

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

LE MONASTIER SUR GAZEILLE

par

**E. DEFIVE, Y. MEINARD, G. COURRIOUX,
P. LEDRU, A. POIRAUD, C. PROGNON,
C. BERTIN**



LE MONASTIER SUR GAZEILLE

La carte géologique à 1/50 000
LE MONASTIER SUR GAZEILLE est recouverte
par la coupure LE PUY
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Le Puy	Yssingeaux	Saint-Agrève
Cayres	LE MONASTIER SUR GAZEILLE	Lamastre
Langogne	Burzet	Privas

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LE MONASTIER-SUR-GAZEILLE À 1/50 000**

par

**E. DEFIVE, Y. MEINARD, G. COURRIOUX, P. LEDRU,
A. POIRAUD, C. PROGNON, C. BERTIN**

2011

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : DEFIVE E., COURRIOUX G., LEDRU P., POIRAUD A., PROGNON C. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Monastier-sur-Gazeille (816). Orléans : BRGM. Notice explicative par Defive E., Meinard Y., Courrioux G., Ledru P., Poiraud A., Prognon C., Bertin C., 196 p.

– *pour la notice* : DEFIVE E., MEINARD Y., COURRIOUX G., LEDRU P., POIRAUD A., PROGNON C., BERTIN C. (2011) : Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Le Monastier-sur-Gazeille (816). Orléans : BRGM, 196 p. Carte géologique par Courrioux G., Ledru P., Poiraud A., Prognon C. (2011).

© BRGM, 2011. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1816-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE GÉNÉRALE	11
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	20
Formations superficielles	20
Socle varisque	24
Volcanisme	25
<i>CONTEXTE GÉOLOGIQUE</i>	25
Socle varisque du Velay	25
Volcanisme	27
DESCRIPTION DES FORMATIONS	28
<i>FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN</i>	28
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	32
Série sédimentaire tertiaire	37
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES</i>	51
<i>MAGMATISME EFFUSIF</i>	63
Volcanisme du Velay oriental (Miocène supérieur)	63
Volcanisme Plio-Pléistocène du Devès	66
Volcanisme Pléistocène moyen et supérieur (Bas Vivarais)	68
<i>PYROCLASTITES ET FORMATIONS ASSOCIÉES</i>	68
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	74
Remarques préliminaires	74
Formations de versant d'origine froide	75
Formations glaciaires	76
Formations périglaciaires	79
Complexes de versants, vallons et dépressions	117
Formations colluviales	135
Formations fluviales	136
Sols et régolithe	152
Formations d'origine anthropique	156
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	157
<i>SOCLE DU VELAY</i>	157
<i>VOLCANISME</i>	158
Devès	158
Velay oriental	159
Bas Vivarais	165

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE	165
<i>CONDITIONS ET ÂGES DE FUSION DE LA CROÛTE VARISQUE</i>	165
Granites du Velay	166
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	167
<i>RECONSTITUTION DU CONTEXTE TECTONIQUE ET</i>	
<i>DES CONDITIONS THERMIQUES LORS DE LA FORMATION</i>	
<i>DE LA COUPOLE DU VELAY</i>	167
Volcanisme	172
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	173
<i>RISQUES NATURELS</i>	173
Risque sismique	173
Risque mouvement de terrain	175
Épisodes cévenols	177
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	177
Ressources en eau des formations volcaniques	177
Ressources en eau des formations de socle	180
Ressources en eau des formations sédimentaires	
cénozoïques	182
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	182

LISTES DES FIGURES

Fig. 1 - Matrice et grains de squelettes des grès rouges de La Collange	Hors texte
Fig. 2 - Désaimantation de l'aimantation rémanente naturelle et directions d'aimantation portée par l'hématite pour le site de « La Collange »	36
Fig. 3 - Comparaison du pôle paléomagnétique relatif au site de « La Collange » et du chemin de dérive apparent du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2003)	38
Fig. 4 - Schéma de localisation des principaux toponymes cités dans le chapitre volcanisme	52
Fig. 5 - Chronodiagramme des laves du Velay pour la région de Burzet, Le Monastier, Privas, Saint-Agrève (extrait de Mergoil et Boivin, 1993)	53
Fig. 6 - Coupes à travers le plateau du Mézenc (Hodges, 1991)	Hors texte

Fig. 7 - Classification des laves du volcanisme du Velay dans un diagramme silice-alcalins (Hodges, 1991). Champs de composition d'après Cox <i>et al.</i> (1979)	62
Fig. 8 - Éboulis, coupe au flanc sud-est du Suc de Touron, Boutières, bord D378	86
Fig. 9 - Coupes illustrant les relations (chrono)-stratigraphiques entre les formations gélifluées à blocs et les formations encadrantes	98
Fig. 10 - Formations gélifluées à blocs	102-103
Fig. 11 - Remblaiements historiques (Chartreuse de Bonnefoy)	112
Fig. 12 - Remblaiements historiques (vallon de Champetienne, vallon Le Cluzel – Saint-Victor)	124-126
Fig. 13 - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier. Coupes de sondages	128-130
Fig. 14 - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier. Coupe du Foirail	131
Fig. 15 - Alluvions > +10 m et volcanisme du Pléistocène supérieur	144
Fig. 16 - Formations fluviales des basses terrasses $\leq +5$ m : exemple de la vallée de la Gazeille	146-147
Fig. 17a - Reconstruction des séquences de cristallisation dans la lignée basalte-phonolite (Hodges, 1991)	162
Fig. 17b - Reconstruction des séquences de cristallisation dans la lignée basalte-trachyte quartzifère (Hodges, 1991)	163
Fig. 18 - Événements tectoniques dans le Massif central (Ledru <i>et al.</i> , 2001)	168
Fig. 19 - Évolution schématique de la tectonique de la bordure orientale du Massif central au Carbonifère (Ledru <i>et al.</i> , 2001)	170
Fig. 20 - Nombre de mouvements de terrain recensés par commune, mise à jour février 2010	174
Fig. 21 - Diagramme intensité/fréquence des précipitations pour les stations Météo France des Estables (1983/2008) et du Monastier-sur-Gazeille (1973-2008)	178

TABLEAUX

- Tabl. 1 - Coordonnées géographiques du site de « La Collange » et directions d'aimantation rémanente moyenne. Lat. ($^{\circ}\text{N}$) = latitude du site précision ; $\alpha 95^{\circ}$ = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne **35**
- Tabl. 2 - Coordonnées géographiques du site de « La Collange » dans le calcul de la moyenne ; PGV Lat. ($^{\circ}\text{N}$) = Latitude du pôle géomagnétique virtuel ; PGV Long. ($^{\circ}\text{E}$) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; K = paramètre de Fisher ; $A95^{\circ}$ = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne **37**

RÉSUMÉ

La carte du Monastier-sur-Gazeille est située sur la partie centre – sud-ouest du complexe anatectique du Velay qui s'étend du Nord au Sud depuis Saint-Étienne jusqu'à Burzet et d'Ouest en Est depuis le Puy-en-Velay jusqu'à Tournon. Le complexe anatectique du Velay s'est développé principalement aux dépens de l'Unité Inférieure des Gneiss aux alentours de 300 Ma. Les formations de socle affleurant sur cette feuille sont situées à la transition entre la partie centrale horizontale du dôme, et sa bordure sud-ouest. Au Nord et à l'Est, les panneaux gneissiques et migmatitiques sont en position structurale supérieure et apparaissent à la faveur de structures synformes et antiformes tandis que, dans la partie sud-ouest, la foliation est beaucoup plus redressée. Cette disposition traduit le déversement semi-radial, vers le Sud, du dôme migmatitique pendant l'anatexie.

Trois domaines volcaniques d'âges échelonnés entre le Miocène supérieur et le Pléistocène supérieur peuvent être observés. Les deux premiers, largement dominants sur la feuille, correspondent aux grands domaines identifiés au sein du volcanisme miocène supérieur à pléistocène moyen du Velay :

1 - le volcanisme basaltique à phonolitique et trachytique du Velay oriental qui occupe la majeure partie de la carte : dans son ensemble ce volcanisme, dont les laves les plus anciennes sont datées de 13,5 Ma et les plus récentes de 5,7 Ma, a atteint son paroxysme vers 8 Ma. Les terrains affleurant sur la carte sont datés du Miocène supérieur, ils appartiennent à la partie centrale et sud du domaine volcanique du Velay oriental, plus récente (10-5,7 Ma) que la moitié nord-ouest, l'Emblavès et le Meygal, occupant la feuille d'Yssingeaux, au Nord. Dans le tiers nord de la feuille, ce volcanisme a généré un paysage peu accidenté qui constitue le plateau basaltique de Saint-Front – Le Monastier-sur-Gazeille. Au centre, au Sud et à l'Est lui succède un paysage de sucres perçant la couverture basaltique à trachyandésitique et dominant les plateaux sur le versant ligérien, ou dégagés par l'érosion différentielle du côté du pays de Boutières (Sud-Est de la feuille) ;

2 - après s'être décalé du Nord-Ouest au Sud-Est au sein du domaine du Velay oriental, le volcanisme s'est déplacé vers l'Ouest pour donner naissance, entre 5,5 Ma et 0,5 Ma, aux appareils volcaniques regroupés sous le nom de volcanisme du Devès. Il est possible de distinguer, au sein de cet ensemble :

- le volcanisme basique du bassin du Puy-en-Velay, correspondant à un premier temps d'activité, qui se prolonge sur les feuilles du Puy-en-Velay, d'Yssingeaux et de Cayres,
- le volcanisme du Devès *stricto sensu*, qui affleure largement dans la partie

sud-ouest de la feuille, où il forme un diverticule (le plateau d'Alleyrac) de l'immense plateau basaltique du Devès, lequel se prolonge amplement principalement sur la feuille de Cayres, mais également sur celles de Langogne et Burzet (au total sur près de 70 km du Nord-Ouest au Sud-Est). On reconnaît classiquement que ce volcanisme a connu un paroxysme principal vers 2 Ma, suivi d'un second paroxysme subordonné vers 1,2 Ma ;

3 - dans le quart sud-est de la feuille, ainsi qu'à sa marge sud, apparaissent enfin des formations basiques se rapportant au volcanisme Pléistocène moyen et supérieur du Bas-Vivarais, plus amplement exprimé sur les feuilles de Lamastre, Privas et surtout Burzet.

Les formations sédimentaires sont peu développées sauf dans le quart nord-ouest, aux marges sud-est du bassin paléogène et quaternaire du Puy-en-Velay. Les terrains sédimentaires présents correspondent essentiellement aux faciès externes de la sédimentation tertiaire du bassin du Puy-en-Velay. Les faciès y sont plus variés que ceux rencontrés dans le centre du bassin et leur géométrie est compliquée par la tectonique compartimentée fini-miocène qui a plus ou moins déconnecté les bassins secondaires entre eux.

Les formations de versant, ainsi que les altérites en place ou légèrement remaniées qu'elles surmontent souvent représentent, pour l'essentiel, l'héritage des morpho-dynamiques quaternaires froides. Hors du secteur nord-ouest principalement, où le contexte morpho-structural (versants à corniches entaillant les coulées superposées à la séquence argilo-sableuse tertiaire du bassin du Puy) a favorisé le développement tardiglaciaire à holocène de grands glissements très perturbateurs, ces formations de pente héritées n'ont été que localement et superficiellement remaniées en colluvions par les dynamiques actuelles, où l'homme a pu avoir sa part.

ABSTRACT

The Monastier-sur-Gazeille map area is located in the central/south-western part of the Velay complex that can be followed in a north-south direction from Saint-Étienne until Burzet and, from west to east, from Le-Puy-en-Velay until Tournon. The anatectic Velay complex mainly developed at the expense of the, older, Lower Gneiss Unit, about 300 Ma ago. The basement formations exposed in the map area are located in the transition area between central, horizontal, part of the dome and its south-western edge. To the north and east, gneiss and migmatite panels lie in a structurally high position and are exposed thanks to synform and antiform structures, whereas in the south-western part the foliation is closer to vertical. This arrangement shows semi-radial overturning to the south of the migmatitic dome during anatexis.

Three volcanic domains have ages ranging from Late Miocene to Late Pleistocene. The first two, which largely dominate on the sheet, correspond to the great domains identified within the Late Miocene to Middle Miocene volcanism in the Velay:

1 - Basaltic to phonolitic and trachytic volcanism of the eastern Velay that covers much of the map area. This volcanism, the oldest lavas of which were dated 13.5 Ma and the more recent ones 5.7 Ma, reached its paroxysmal phase around 8 Ma. The outcrops in the map area were dated Late Miocene and belong to the central and southern parts of the Eastern Velay volcanic domain, which -at 10 to 5.7 Ma- is more recent than the north-western part, the Emblavès, that underlies the Yssingeaux map area to the north. In the northern third of the sheet, this volcanism generated a slightly undulating landscape that forms the Saint-Front – Le Monastier-sur-Gazeille basalt plateau. In the centre and to the south and east, this plateau is succeeded by a "sucs" (conical volcanic hills) landscape that pierces the basalt to trachyandesite cover and dominates the plateaus on the slopes dipping toward the Loire Valley, or those created by differential erosion on the side of the Pays de Boutières (southeast of the sheet).

2 - After the volcanism shifted from the northwest to the southeast within the eastern Velay domain, it moved west again between 5.5 Ma and 0.5 Ma, creating the volcanic cones now known as the Devès volcanism. Within this unit, we can distinguish:

- The basic volcanism of the Puy-en-Velay Basin, corresponding to a first period of activity, which can be followed into the Puy-en-Velay, Yssingeaux and Cayres map areas;
- The Devès volcanism *sensu stricto* that is well exposed in the south-western part of the map area, where it forms a pocket (the Alleyrac plateau) in the huge basalt plateau of the Devès, which mainly continues into the Cayres map area, but also into the Langogne and Burzet ones, over a total northwest to southeast length of almost 70 km. This volcanism had a main paroxysmal period around 2 Ma, followed by subordinate paroxysm about 1.2 Ma ago.

The third, much smaller, volcanic domain in the south-eastern quadrant of the map area, is that of the basic formations that are part of the Middle to Late Pleistocene volcanism of the Bas-Vivarais, which is much better exposed in the Lamastre, Privas and especially Burzet map areas.

Sedimentary formations are not well developed, except in the north-western quadrant, on the south-eastern edge of the Paleogene to Quaternary Puy-en-Velay basin. The sedimentary deposits correspond mainly to external facies of the Tertiary Puy-en-Velay basin, which are much more varied than those found in the centre of the basin are. Their geometry was disturbed and complicated by the end-Miocene block tectonics that more-or-less disconnected the secondary basins from each other.

Slope formations as well as the weathered rocks that commonly overlie them -either in place or slightly reworked- mostly represent the heritage of cold-climate Quaternary morpho-dynamics. In the north-western area, the morpho-structural setting-slopes with ledges cut into lava flows overlying the clayey/sandy Tertiary deposits of the Puy basin-favoured the late-glacial to Holocene development of massive and very disturbing landslides. Outside this area, however, the inherited slope deposits were only locally and superficially reworked into colluvium by dynamics that are still active, and where Man probably has played a role.

PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE GÉNÉRALE

Entre Auvergne et Rhône-Alpes, au contact des départements de la Haute-Loire et de l'Ardèche, la carte du Monastier-sur-Gazeille couvre un espace chevauchant les bassins de la Loire et du Rhône, au Sud-Est de la ville du Puy-en-Velay et à la latitude de Valence (45°). Ce secteur fait partie du Velay historique rattaché sous l'ancien régime à la province du Languedoc.

Il s'agit d'une région faîtière occupée par les têtes amont d'un dense réseau hydrographique rayonnant autour du massif du Mézenc dont le mont Mézenc, 4^e sommet du Massif central, forme le point culminant (1 753 m). À partir de son pied où se trouve le village des Estables, s'étendent des plateaux dont la dissection très inégale entre versant ligérien et versant rhodanien est à l'origine d'un contraste topographique et paysager majeur.

Du côté du versant rhodanien, la vigueur de la dénivellation séparant le rebord oriental du Massif central de la vallée du Rhône (plateaux culminant entre 1 000 m et 1 500 m tandis que le Rhône coule à 100 m d'altitude à Valence, soit 1 000 m à 1 500 m de dénivellation en 40 à 50 km à vol d'oiseau) a induit un encaissement vigoureux des affluents de rive droite de l'Eyrieux, à l'origine d'un paysage de *serres* faisant alterner crêtes étroites et vallées en V d'orientation dominante ouest-sud-ouest/est-nord-est. L'originalité de ce paysage tient cependant aux nombreux succs, pointements rocheux trapus ourlés d'éboulis et souvent d'origine volcanique (le toponyme *suc* n'a pas de signification géologique et sert, dans le langage vernaculaire, à désigner une éminence plus ou moins circulaire dans la topographie), qui se superposent au profil des crêtes, particulièrement dans les bassins amont de la Salieuse, de l'Azette et de l'Eysse (centre et Nord du pays de Boutières pour la zone couverte par la feuille du Monastier-sur-Gazeille). La « plaine » d'Echamps sur la commune de Borée, haut perchée au-dessus du fond des vallées encadrantes, apparaît dans la topographie par ailleurs très accidentée de ce secteur comme un autre élément insolite. L'érosion régressive développée aux têtes amont de ces cours d'eau a grignoté le rebord des hauts plateaux sculpté en une série de cirques aux pentes redressées. Le plus beau d'entre eux et le plus en recul vers l'Ouest est le cirque des Boutières immédiatement à l'Est des Estables et au pied sud du Mézenc sur la commune de Borée, d'où s'ouvre un large et superbe panorama sur ce paysage tourmenté du pays de Boutières (des environs de Saint-Agrève ou de la vallée de la Rimande au nord jusqu'à Mézilhac et à la vallée de la Dorne au Sud, du rebord des hauts plateaux à l'Ouest à la vallée de l'Eyrieux, à Saint-Martin-de-Valamas et au Cheylard à l'Est ; le cirque des Boutières est l'extrémité la plus occidentale de cette aire de forte dissection qu'est le pays de Boutières) et, par-delà, sur la vallée du Rhône et la chaîne des Alpes, du Mont Blanc au Ventoux.

Au Nord et à l'Ouest de la vigoureuse échancrure du pays de Boutières, sur le versant ligérien, les plateaux ont été beaucoup moins disséqués et leur surface s'abaisse progressivement suivant des pentes rayonnantes par rapport au cœur du massif. Les altitudes restent néanmoins élevées : 1 100 m à 1 250 m aux marges nord à nord-est de la carte, 1 250 m à 1 400 m aux marges sud à sud-est, et de 1 100 m aux marges sud-ouest à 900 m aux marges nord-ouest. Les talwegs s'abaissent davantage (800 m dans les gorges de la Loire au Sud-Ouest, 700 m le long de la Laussonne vers le Nord-Ouest aux abords du bassin du Puy) mais entre les vallées ce sont bien les plans qui dominent. Au-dessus de 1 200 m dans les zones fâitières, la surface des plateaux est accidentée de reliefs trapus (Monts, Roches, *Sucs* de la toponymie locale ; ces reliefs sont l'équivalent des sucus du pays de Boutières) aux pentes redressées et rocheuses ourlées d'éboulis portant tous les points culminants entre 1 400 m et 1 753 m au sommet du Mézenc. Sur ce versant ligérien, le réseau hydrographique s'organise autour de la vallée de la Loire et du bassin du Puy, point bas à l'échelle régionale situé immédiatement au Nord-Ouest de la feuille du Monastier-sur-Gazeille. Les sources de la Loire se situent près de la zone fâitière des hauts plateaux autour du mont Gerbier-de-Jonc, au Sud-Est de la carte. Le fleuve naissant s'écoule à partir de là en direction du Sud-Sud-Ouest jusqu'à Rieutord, hors des limites de la carte. Là il décrit un coude vers l'Ouest jusqu'à Lapalisse où son tracé s'infléchit au Nord-Ouest. C'est une partie de cette section sud-est/nord-ouest qui apparaît sur la carte du Monastier-sur-Gazeille. Au-delà d'Arlempdes enfin vers l'Ouest hors des limites de la carte, elle s'oriente au Nord pour rejoindre le bassin du Puy. Ainsi, sur le versant ligérien, la zone couverte par la feuille du Monastier-sur-Gazeille apparaît drainée principalement par les affluents de rive droite du fleuve. Vers le Sud et le Sud-Est, les principales vallées sont celles de la Veyradeyre et de l'Orcival, qui très rapidement s'inscrivent en gorges vigoureuses, parfois dominées de corniches volcaniques ou encadrées d'abrupts cristallins, dans la surface des plateaux. Elles rejoignent la Loire dont une petite section des gorges à replats étagés apparaît dans le quart sud-ouest de la carte. Vers l'Ouest et le Nord-Ouest se succèdent les vallées de la Gazeille, de la Laussonne, de l'Aubépin tributaire de la Gagne, affluentes de rive droite de la Loire qui coule quelques kilomètres à peine plus à l'Ouest en direction du Nord pour rejoindre le bassin du Puy. Étroites à leur amont où elles s'inscrivent dans la surface des plateaux volcaniques ou dans le socle, ces vallées s'évasent vers l'aval (Gazeille et Laussonne surtout) en atteignant le domaine sédimentaire des marges sud-est du bassin du Puy. Au Nord enfin, la haute vallée du Lignon (affluent de rive droite de la Loire confluant avec cette dernière beaucoup plus au Nord) s'inscrit beaucoup plus mollement en contrebas de la surface des plateaux de Saint-Front – Fay – Les Vastres.

Sur le plan de la géologie, la feuille du Monastier-sur-Gazeille couvre le cœur de la province volcanique miocène supérieure du Velay oriental, qui dans sa globalité, par delà les limites de la carte, s'étend de l'Yssingelais au Nord à la vallée de la Loire (dans sa section est-ouest) et au secteur de Mézilhac au Sud,

et du Monastier-sur-Gazeille à l'Ouest aux environs d'Arcens à l'Est peu au-delà de la limite est de la carte. Du fait de sa moindre dissection, c'est sur le versant ligérien que la chape volcanique a été le mieux conservée. Elle constitue tout le domaine des hauts plateaux dans la zone centrale de la carte (du Nord au Sud), hauts plateaux qui se prolongent vers l'Ouest jusqu'aux environs de Laussonne et du Monastier-sur-Gazeille en déterminant de larges promontoires entre les vallées qui les ont entaillés, de la Gazeille à la Gagne. Vers l'Est en pays de Boutières, l'empilement des coulées ne subsiste qu'au sommet des crêtes, modifiant à leur emplacement le profil des versants le long desquels se succèdent corniches et replats avant le passage aux convexités du socle sous-jacent. C'est d'ailleurs au contact socle - coulées que se développe généralement le replat le plus étendu et le mieux mis en valeur sur le plan agricole. Dans la partie centrale et sud du Velay oriental (autour du Mézenc et du Gerbier), l'histoire volcanique débute par la mise en place de ces vastes plateaux, formés par la juxtaposition et l'empilement de coulées émises pour l'essentiel entre 10 et 8 millions d'années. Viennent ensuite, entre 8 et 6 millions d'années, des laves plus différenciées et plus pâteuses, et particulièrement des phonolites. Après avoir traversé le socle et l'empilement des coulées, elles ont pu atteindre la surface et s'y accumuler en édifices massifs de type dômes ou dômes-coulées, auxquels correspondent les sommets dominant le plateau sur le versant ligérien (les *Sucs*, Roches, Monts de la toponymie locale). Du côté des Boutières, ce sont elles aussi qui forment les sucs si remarquables dans le paysage, le plus souvent issus d'intrusions dégagées par l'érosion différentielle au fur et à mesure de l'encaissement des cours d'eau.

Prédominant par son emprise spatiale et paysagère, le volcanisme du Velay oriental n'est pas seul à apparaître sur la carte du Monastier-sur-Gazeille. Vers l'Ouest tout d'abord et suivant une transition souvent topographiquement peu marquée voire insensible, les plateaux du Velay oriental font place à ceux du Devès, vaste plateau basaltique pléistocène (Pléistocène inférieur et moyen : l'essentiel des épanchements se produisent entre 3 et 1 millions d'années) édifié entre Loire et Allier et dont la feuille du Monastier-sur-Gazeille couvre les marges les plus orientales. Sur cette carte, la zone d'extension principale de ces laves forme le plateau d'Alleyrac entre Gazeille et Orcival, dominé par les collines circulaires très émoussées des cônes stromboliens appelés *Gardes* dans le Devès et ici très érodés. La zone d'extension des laves qui forment ce plateau se prolonge vers le sud en rive gauche de la Loire autour de la *Garde* de Coucouron (cône strombolien situé hors carte) dont les plateaux de Boissandroux – La Théoule forment l'assise nord à nord-est. Les laves se sont également épanchées dans les gorges de la Loire elles-mêmes, y déterminant un certain nombre des replats que jalonnent les villages du Lac-d'Issarlès, d'Issarlès et de Salettes (du Sud-Est au Nord-Ouest). Dans le quart nord-ouest où l'érosion a eu plus d'emprise, le volcanisme du Devès est à l'origine des éléments de plateau dispersés et cernés de versants concaves dominant la partie aval évasée des vallées de la Laussonne et de la Gazeille à l'Ouest d'une ligne Le Monastier-

sur-Gazeille – Laussonne. Il forme aussi dans ce même secteur un certain nombre de pointements de taille variable (Suc de Montchamp, Suc de Monet, et autres de plus petite dimension surtout dans la section aval de la vallée de la Laussonne et autour de Lantriac) correspondant à des dykes et necks dégagés de leur encaissant sédimentaire par l'érosion différentielle au fur et à mesure de l'encaissement des cours d'eau.

Quoique beaucoup plus discrets car ponctuels et dispersés, un certain nombre d'édifices volcaniques plus récents encore (Pléistocène moyen et supérieur, de 160 000 ans à 40 000 ans), superposent localement leurs produits et leurs formes fraîches et remarquables à celles des reliefs précédemment décrits. Ainsi en est-il de dépressions circulaires correspondant à des maars et souvent occupées par des lacs (Saint-Front, Saint-Martial, Le Lac-d'Issarlès), sinon par des remplissages détritiques à tourbeux (Chaudefrolles). Ainsi en est-il aussi de quelques jolis cônes stromboliens tels le Suc de Cherchemuse au-dessus du Lac-d'Issarlès et, peut être, les Suc de Breyse au Sud du Monastier-sur-Gazeille sur le plateau d'Alleyrac. Ces volcans ont émis des coulées qui se sont emboîtées dans les vallées et que l'on retrouve aujourd'hui faiblement perchées au-dessus des talwegs.

Le volcanisme est donc un élément majeur de la géologie de la zone couverte par la feuille du Monastier-sur-Gazeille. Ses produits reposent sur un socle cristallin correspondant pour l'essentiel au granite du Velay. On le retrouve sous la chape volcanique à la partie basse des versants des vallées, du côté du pays de Boutières comme sur le versant ligérien. Seul le quart nord-ouest fait exception. Nous nous situons effectivement là aux marges sud-est du bassin du Puy-en-Velay rattaché au système des limagnes du Massif central et où les coulées recouvrent les dépôts sablo-argileux à marneux de la séquence sédimentaire paléogène. Si le socle affleure localement ce n'est qu'au gré d'un fort compartimentage tectonique acquis par suite des mouvements paléogènes puis néogènes. Ceux-ci ont abouti à l'exhaussement de la zone faitière (domaine des hauts plateaux, massif du Mézenc) entre deux secteurs affaissés, celui des Boutières à l'Est le long de la faille nord-nord-ouest/sud-sud-est de l'Eyrieux, celui du bassin du Puy et de ses annexes au Nord-Ouest. Ce compartimentage est cependant rendu peu lisible par l'extension de la chape volcanique.

Si le substrat affleure souvent dans les secteurs les plus pentus de la topographie, flancs des suc sur les plateau et dans les Boutières, sections pentues des vallées en gorges entamant les coulées puis le socle, ou la séquence sédimentaire tertiaire au Nord-Ouest, la couverture des formations superficielles issues de l'érosion du substrat est partout ailleurs étendue, et très largement héritée des dynamiques périglaciaires qui ont accompagné les périodes de refroidissement quaternaire, dans un secteur qui fût alors soumis à une ambiance climatique froide, mais trop peu alimentée en neige, au contraire des reliefs de

l'Ouest du Massif central, pour favoriser le développement d'un important englacement.

Aux altitudes où se développe l'essentiel du territoire de la carte du Monastier-sur-Gazeille, et compte tenu de l'important développement des « hautes terres » (Valadas, 1984 ; Fel, 1962), le climat présente encore aujourd'hui un caractère montagnard affirmé. Il se traduit par un abaissement notable des températures moyennes, voisines par exemple de 4 à 6 °C aux Estables, par un allongement de l'hiver où les bêtes doivent être gardées à l'étable de novembre à avril, par un raccourcissement corrélatif de la saison végétative, par un accroissement des précipitations et de la part des précipitations neigeuses ainsi que de la fréquence et de l'intensité des vents. Les vents d'Ouest à Nord-Ouest dominants, secondairement les vents de Sud, amènent en hiver une neige qui peut s'abattre en tempête, donnant la *burle* à l'origine de tant de décès par perte jusqu'au début du XX^e siècle, et aujourd'hui encore de contraintes notables pour la circulation sur les hauts plateaux. Ainsi le tronçon de la D500 qui franchit le plateau au Sud de Saint-Front et au Nord de l'Alambre est-il l'un des plus problématiques à l'échelle de tout le Massif central, car l'un des plus souvent bloqué par la formation des congères (Serre, 2001). Malgré ces contraintes, ou peut-être à cause d'elles, cette rudesse climatique est un élément fort de l'identité locale sur les hauts plateaux.

Aux influences montagnardes se superposent celles nées de la position géographique et de la configuration topographique d'ensemble et de détail du secteur. L'essentiel des traînées orageuses, de juin à août, arrivent par le Sud-Ouest, les temps humides et maussades, pluvieux, par l'Ouest ou le Nord-Ouest, les vents du Nord amènent le beau temps mais avec lui le froid ou un abaissement des températures. Par le Sud-Est et la vallée du Rhône remontent les influences méditerranéennes. Elles se traduisent en été par un temps suffisamment chaud et sec pour que le foin puisse être séché sur pré et donc engrangé sec pour un long hiver où il importe de disposer de réserves de fourrage. Cette possibilité, qui ne se vérifie pas sur les montagnes atlantiques plus humides de l'Ouest du Massif central, est invoquée comme l'un des facteurs explicatifs de la mise en place sur les hauts plateaux du Velay oriental d'un habitat permanent d'altitude et de pratiques d'élevage associées, là où ailleurs se pratiquait et se pratique toujours l'estive (Cantal par exemple, les burons n'étant que des habitats rudimentaires d'été avant tout destinés à la collecte du lait et à la fabrication des fromages). Comme indiqué plus haut, la contrepartie au Mézenc est celle d'un long hivernage. En automne surtout, les influences méditerranéennes se traduisent par la fréquence des épisodes cévenols favorisés par le redressement de la bordure orientale des hauts plateaux et le forçage orographique induit. Les averses de forte intensité et parfois orageuses amènent d'importants abats d'eau qui affectent principalement la façade rhodanienne et débordent généralement peu, quelques kilomètres, du côté du versant ligérien. Ils sont à l'origine de fortes crues de type crues-éclair.

Seuls les épisodes cévenols les plus importants parviennent à provoquer des crues dans le haut bassin de la Loire, mais celles-ci peuvent être alors dévastatrices. La dernière crue majeure, source de morts et de destructions d'infrastructures dans le bassin du Puy, remonte à 1980 (Valadas, 1984). En hiver enfin, les flux humides d'origine méditerranéenne amènent une neige lourde et éventuellement abondante, mais aussi de fréquents redoux participant à l'instabilité du manteau neigeux hivernal.

La zone couverte par la carte du Monastier-sur-Gazeille est distante des grands centres urbains (Lyon – Saint-Étienne, Valence) (distance toute relative et qui tend à s'estomper, le temps d'accès a diminué presque de moitié en 50 ans), la ville moyenne la plus proche étant celle du Puy. Dans le contexte physique qui vient d'être décrit, cet espace de moyenne montagne est avant tout rural et de faible densité, jalonné par un réseau de bourgs, villages, hameaux (souvent abandonnés ou en cours de réoccupation partielle, et surtout présents dans les Boutières) et de fermes isolées disséminées sur le plateau et sur les pentes. Seul Le Monastier-sur-Gazeille dépasse 2 000 habitants. Ce bourg et celui de Laussonne secondairement connaissent une croissance motivée par la proximité du Puy. Ailleurs, à l'exception du village des Estables qui profite depuis peu de son attractivité touristique au cœur du massif, l'exode démographique amorcé dès la fin du XIX^e siècle mais maximum ici tardivement, avec un pic important et brutal dans les années 1950 à 1970, a depuis le milieu du XX^e siècle durablement fragilisé des zones rurales aux conditions physiques rudes et à la population vieillie. Un semblant de renaissance se fait jour cependant, très inégal suivant les secteurs (voisinage du Puy soit le quart nord-ouest de la carte, et cœur des hauts plateaux), grâce notamment au tourisme et à la revalorisation de certaines productions agricoles qui n'évite cependant pas la concentration des exploitations.

C'est dans ce contexte d'exode démographique et de déprise agricole et rurale amorcé dès la fin du XIX^e siècle qu'ont été menées par les services RTM (Restauration des Terrains de Montagne) les grandes opérations de reboisement des hauts plateaux et des Boutières, en deux vagues principales, à la transition XIX^e -XX^e siècles et secondairement dans les années 1950 (Simandoux, 2008 ; Reumaux, 2002). Hors de quelques forêts enrichies de feuillus et de sapins tenues en réserve par les Chartreux et maintenues depuis (haute vallée de l'Eysse dans les Boutières), et hors des bois de hêtre ayant échappés à la déforestation antérieure et développés surtout à l'extrémité sud des hauts plateaux, autour du Gerbier, la plus grande partie des formations forestières qui couvrent le plateau et les versants des Boutières correspondent à des plantations RTM principalement constituées d'épicéas. Après le maximum d'occupation des XVIII^e et XIX^e siècles et la presque totale déforestation qui en fut le corollaire, c'est ainsi une profonde mutation paysagère qui a accompagné la déprise, si l'on compare le paysage actuel avec ceux de la fin du XIX^e siècle, totalement dénudés, dénués d'arbres et couverts de landes parcourues par les troupeaux de

moutons en transhumance et le bétail local ; avec ceux aussi des versants des Boutières aménagés en terrasses aujourd'hui détruites par l'érosion, enfrichées ou disparues sous les arbres (de belles tentatives de réhabilitation ont néanmoins été menées localement, en particulier sur le terroir du hameau de Treynas (rive droite de l'Azette à l'Est de Borée, à 2 ou 3 km de la limite est de la carte).

Bien que l'agriculture de subsistance maintenue jusqu'au milieu du XX^e siècle ne soit plus de mise aujourd'hui, l'économie locale reste tournée principalement vers l'agriculture. Avec de fortes nuances cependant qui, combinées aux caractéristiques précédentes, permettent de définir sur le territoire de la carte du Monastier-sur-Gazeille quatre sous-ensembles géographiques principaux.

Avec leur relief tourmenté, les hautes Boutières cumulent les contraintes liées à la pente et celles du climat montagnard. Peu éloignées à vol d'oiseau de grands centres urbains et d'activité (Valence, Lyon – Saint-Étienne, Le Puy), elles restent difficiles d'accès si l'on raisonne en distance-temps. Ainsi il faut environ 2 h pour rejoindre Les Etables depuis Valence en passant par la vallée de l'Eyrieux, par des routes souvent étroites et sinueuses avec, au passage entre versant rhodanien et versant ligérien, des cols qui peuvent s'avérer momentanément difficiles à franchir en hiver. À ces contraintes s'ajoutent celles, communes à tous les pays granitiques de moyenne montagne, de sols acides, souvent squelettiques et trop drainants donc à faible réserve hydrique. Enfin, compte tenu de la pente et des influences méditerranéennes, les ruissellements peuvent être exacerbés ainsi que leurs effets (ravinement), et la violence des crues impose une gestion particulière des fonds de vallée. Les Boutières ont ainsi toujours été un pays pauvre adossé aux hautes terres volcaniques, celui des *Rayols*, hommes d'en bas, des vallées. L'agriculture vivrière traditionnelle se fondait sur l'élevage ovin et caprin et sur des cultures en terrasses. Aux plus faibles altitudes sur les versants et au fond des vallées à l'aval de ces dernières au climat plus clément, le châtaignier apparaît ainsi que quelques jardins fruitiers, cependant eux aussi davantage liés à l'économie vivrière familiale passée. Ce système agricole ne pouvait fonctionner qu'avec une main d'œuvre abondante, mais paradoxalement aussi contrainte à un exil saisonnier vers la vallée du Rhône ou les villes (Marseille, Saint-Étienne et les mines). L'exode démographique et la déprise agricole et rurale ont depuis le milieu du XX^e siècle réduit presque à néant cette économie agricole vivrière, tandis que les reboisements RTM en ont largement effacé les marques paysagères. Cependant les Boutières, depuis le XIX^e siècle, avec l'avènement de la force hydraulique, le développement industriel et celui du chemin de fer, ont su tirer parti du potentiel offert par les nombreux cours d'eau et la présence d'une abondante main d'œuvre pour développer une petite industrie diversifiée et toujours active déclinée autour de l'embouteillage des eaux locales (Eaux d'Arcens dans la vallée de l'Eysse ; Eaux de Bois Lantal dans la vallée de l'Azette dont l'exploitation est depuis plusieurs décennies arrêtée), de la fabrication de pièces

mécaniques et, surtout, du plastique et du bijou fantaisie (Saint-Martin-de-Valamas, Le Cheylard... dans la vallée de l'Eyrieux au-delà des limites est de la carte). Ainsi la population des Boutières ne compte-t-elle plus que quelques agriculteurs, parmi lesquels de nouveaux résidents aidés pour leur installation, et une majorité d'ouvriers. Et si la difficulté d'accès à cette zone semble au premier abord une contrainte, sans doute faut-il nuancer ce propos puisque les crises économiques successives et la désindustrialisation semblent avoir eu ici moins de prise qu'ailleurs, et que les cantons des Boutières compteraient en Rhône-Alpes parmi ceux où la population ouvrière est la mieux payée (Fournier, 1995, 1998 ; Guibourdenche et Picheral, 2004).

Les hauts plateaux volcaniques auxquels s'adosse le pays de Boutières forme l'unité la plus étendue, couvrant du nord au sud toute la zone centrale de la carte. Au-dessus de 1 150 m ou 1 200 m, c'est le pays des hautes terres aux paysages majestueux et ouverts, pays du vent et des herbages, de la *burle* aussi. C'est le pays des *Padgels*, les « hommes d'en haut », opposés aux *Rayols* des Boutières. Les conditions climatiques très rudes n'ont pas empêché le développement des labours en conditions limites aux époques du maximum d'occupation démographique, mais ôtent aujourd'hui toute rentabilité à d'autres cultures que le foin (on voit depuis peu se développer quelques champs de pomme de terre) ; dans des conditions cependant favorables en été à son séchage, ce qui a permis l'installation d'un habitat d'altitude permanent associé à un mode d'élevage devant supporter un long hivernage. D'où la taille également des granges dans l'architecture vernaculaire, celle des bâtiments agricoles aujourd'hui. L'élevage bovin prédomine. Celui pour la production de viande se concentre dans les communes situées le plus au cœur du massif, aux Estables, à Saint-Front, au Béage... Seule pratiquement la commune des Estables s'en est fait une production exclusive. L'obtention il y a quelques années d'une AOC « Fin Gras du Mézenc » (viande bovine de qualité produite sous cette appellation de février à début juin) justifiée par la qualité du terroir et la spécificité des pratiques et savoir-faire a permis de revaloriser et donc de soutenir à la fois le pays et cette production y compris au moment de la crise de la vache folle. Hors de l'élevage viande par ailleurs principalement axé sur les broutards, et de plus en plus marqué par le retour de pratiques d'estives sur des terres louées par les agriculteurs de plaine aux fins d'obtention de la prime à l'herbe, l'élevage bovin est partout ailleurs sur le massif orienté vers la production laitière, le lait y étant, malgré la qualité des terroirs et herbages (richesse floristique supérieure à celle des prairies alpines), très mal valorisé.

L'élevage bovin, viande et lait, est l'un des deux pôles forts de l'activité économique des hauts plateaux. L'autre pôle fort est le tourisme, principal vecteur de la croissance démographique des Estables. C'est en effet là surtout, au cœur du massif, que se concentre l'activité plus disséminée par ailleurs, là que les capacités d'hébergement sont les plus conséquentes, là surtout qu'historiquement, avec la commune de Sainte-Eulalie plus au sud, s'est

développée l'activité de sports d'hiver qui continue à dominer sur la fréquentation touristique estivale, avec une clientèle principalement locale à régionale, et familiale. Hors de la neige, le potentiel d'attractivité touristique réside principalement dans la qualité des milieux et paysages et du patrimoine bâti (grands bâtiments de ferme traditionnelle à puissante charpente et toit de lauze de phonolite, cadres et linteaux de trachyte ...) et religieux (petites églises du XII^e siècles comme celle de Saint-Clément, ou à clocher en peigne comme celles des gorges de la Loire et du plateau d'Alleyrac, abbaye de Saint-Chaffre au Monastier-sur-Gazeille et chartreuse de Bonnefoy à l'amont de la Veyradeyre) ; du patrimoine scolaire également, puisque le premier lieu visité ici après Le Puy est le Mont Gerbier-de-Jonc au pied duquel prend sa source la Loire, plus long et sauvage fleuve de France... La présence enfin de quelques lacs, celui du Lac-d'Issarlès particulièrement, n'est pas non plus un atout négligeable, quoique très secondaire. Le patrimoine géologique et volcanologique reste quant à lui très largement sous-exploité. Malgré ces atouts et une agriculture beaucoup plus riche que celle des hautes Boutières, les plateaux du Velay oriental restent une terre de confins conservatrice et difficile à développer malgré la diversité, le dynamisme et la capacité d'initiative des acteurs locaux, et aux fortes contraintes hivernales.

Vers le Sud-Ouest au-delà d'une ligne Le Monastier-sur-Gazeille – Le Lac-d'Issarlès et en deçà de 1 100 m à 1 200 m d'altitude, on quitte le domaine des hauts plateaux et les paysages ainsi que les activités et l'architecture vernaculaire sont plus typiques du Devès dont cette zone est pour partie une extension. Élevage laitier et labours (céréales, lentille verte du Puy bénéficiant depuis longtemps d'une AOC et maintenant d'une AOP) dominant sur le plateau d'Alleyrac tourné vers Le Monastier-sur-Gazeille et Le Puy sur le plan des communications, tandis que la vallée de la Loire introduit une séparation nette d'avec les plateaux dominant sa rive gauche aux marges nord-est de la Garde de Coucouron. Les productions agricoles sont les mêmes, mais dans le contexte d'un pays appauvri, aux abords des gorges, par le regain d'extension des versants cristallins et de vigueur des pentes. La plus grande extension des friches corrélatives de la déprise en témoigne. Ici les caractères sont hybrides entre paysages et activités du Devès et paysages et activités de pays cristallins tels que ceux de Saint-Cirgues-en-Montagne plus au Sud.

Vers le Nord-Ouest enfin où alternent éléments de plateaux volcaniques d'extension restreinte et dépressions ou larges vallées évidées dans les terrains sédimentaires paléogènes des marges sud-est du bassin du Puy, dans un contexte plus cloisonné mais plus clément sur le plan climatique, les productions agricoles restent dominées par l'élevage laitier et les labours (sur les plateaux principalement où les terres sont meilleures), mais les friches s'étendent à nouveau avec l'accroissement des pentes au flanc des buttes. Le paysage change du fait également de la propension au ravinement des séquences illitiques qui y

affleurent. Surtout, l'influence de l'agglomération du Puy se fait sentir au travers de toutes les marques d'une active périurbanisation (extension du bâti diffus et des lotissements, infrastructures routières, commerces, migrations pendulaires, catégories socioprofessionnelles...) bénéficiant principalement aux bourgs de Lantriac, de Laussonne et du Monastier-sur-Gazeille. Nous entrons ici dans l'aire paysagère du bassin du Puy.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Formations superficielles

Le travail d'observation et de relevé pour l'établissement des minutes de terrain destinées à la cartographie des formations superficielles s'est effectué en plusieurs campagnes de terrain essentiellement estivales (mars-avril à octobre) échelonnées sur une dizaine d'années (entre 1999 et 2008). La « grille de lecture » initialement établie sur la base de la connaissance préalable de la zone à cartographier (lieu d'une thèse sur l'encaissement du réseau hydrographique à l'échelle du Néogène dans le haut bassin de la Loire : Defive, 1996) et de la bibliographie (en particulier : Boule, 1892, 1893 ; Baulig, 1928 ; Kieffer, 1962 ; Bout, 1963, 1973 ; Valadas, 1984 ; Etlicher, 1986 ; Veyret, 1981 ; Le Griel, 1988) a, du fait de cet étalement du travail dans le temps, subi un certain nombre d'ajustements également liés à la nécessité de tenir compte de la spécificité de chaque affleurement tout en évitant la multiplication abusive des catégories de formations destinées à figurer sur la carte finale. Ce souci de clarté explique la limitation du nombre des rubriques de la légende et de la notice relatives aux formations superficielles. La notice restitue cependant, à l'intérieur de chaque rubrique, la variété des cas rencontrés, ou d'éventuelles spécificités si ces dernières présentent un intérêt, en particulier relativement à l'histoire (âge, chronologie, succession des événements) et au contexte de mise en place des formations superficielles.

Les conditions d'affleurement, liées à la configuration du relief et au couvert végétal, sont inégales sur le territoire de la carte. Les secteurs les plus différenciés topographiquement (vallée de la Loire et ses abords au Sud-Est, secteur du pays de Boutières à l'Est, axe des principales vallées affluentes de rive droite de la Loire : Veyradeyre, Gazeille, Laussonne) offrent du fait de la vigueur des pentes ainsi que de la densité et du tracé des routes et chemins des coupes plus nombreuses que la surface des plateaux occupant une large partie centrale de la carte. L'extension forestière sur une partie des versants, celle des prés et pâtures et autres landes sur les plateaux, constituent une entrave à l'observation, à laquelle on n'a souvent pu pallier que par le suivi des entailles des ruisseaux ou des fossés ou par l'exploitation des taupinières. L'observation des modelés a pu également fournir des indices sur la nature des formations sous-jacentes. Enfin, on a pu profiter de quelques sondages destructifs à la

tarière effectués avec le camion sondeur du BRGM dans le secteur du Monastier-sur-Gazeille et de Laussonne dans le cadre d'une thèse alors en cours sur les instabilités de versant (Poiraud, 2007, 2012). Le terrain a été partiellement couvert à pied au travers d'un maillage fin idéal pour les observations mais gourmand en temps, et poursuivi par le suivi de toutes les routes et chemins carrossables (maillage plus lâche). Les relevés de coupes n'ont pas donné lieu au prélèvement systématique d'échantillons. Ces derniers ont été réservés pour l'essentiel à quelques-uns des cas offrant des possibilités de datation (^{14}C , dendrochronologie...).

Les minutes de terrain ont été établies à l'échelle de 1/25 000 sur le fond topographique IGN, puis les informations reportées et généralisées (phase d'interprétation pour le raccordement des points d'observation disjoints) sur polydalbe (calque synthétique non déformable) plaqué avec calage fixe et croix de repérage sur le fond IGN à 1/50 000. Cette carte présentant tout le détail des relevés a elle même servi de support à l'établissement d'un calque présentant une version simplifiée à partir des regroupements effectués au sein des diverses catégories de formations. C'est cette dernière carte qui a été fournie au BRGM, accompagnée de sa légende. La version retenue à terme pour l'établissement de la carte géologique éditée résulte de légères corrections apportées à la carte fournie et à sa légende au fur et à mesure des discussions avec le service de la carte géologique et A. Poiraud dont le travail de terrain a permis d'affiner la cartographie de certains secteurs, particulièrement autour de Laussonne et du Monastier-sur-Gazeille.

Typologie et extension des formations cartographiées

Au sens strict, les formations superficielles correspondent à l'ensemble des matériaux, déplacés ou non, issus de la désagrégation mécanique et/ou chimique du substrat et non encore inclus aux séquences géologiques. Ainsi est-il admis que les formations superficielles, en lien étroit avec les formes actuelles du relief à l'échelle du modelé, témoignent des conditions de l'évolution morphologique actuelle ou récente de ce dernier.

Les conditions d'établissement de la carte géologique et de sa notice nous ont conduits à un certain nombre d'ajustements par rapport à cette définition, aussi bien dans le choix des « objets » à cartographier que dans celui de la place à leur attribuer dans l'une ou l'autre des rubriques de la légende en fonction de la typologie et de l'âge.

Sous le chapeau « Formations superficielles » se rangent ainsi les formations superficielles au sens strict de la définition précédente, des altérites en place aux formations fluviales et aux accumulations d'origine anthropique (remblais) en passant par toute une variété de formations de pente.

Quoi que la définition permette de les y inclure, les formations superficielles d'origine endogène que sont les projections volcaniques et leurs dérivés (pyroclastites et épicyclastites) n'ont pas été intégrées à cette rubrique. Il est en effet apparu, compte tenu des objectifs visés par la carte géologique, de plus dans une région fortement volcanisée comme le Velay oriental, que ces formations qui ont donné lieu à observation et relevé sur le terrain avaient davantage leur place sous le chapeau des « Formations volcaniques ». Cette contribution à leur relevé et à leur cartographie complète celle des contributeurs de la carte chargés du volcanisme.

Enfin, on s'est attaché à repérer et cartographier, du fait de leur intérêt pour la reconstitution de l'histoire morphologique régionale et des conditions paléo-environnementales de son déroulement, les « paléo-formations superficielles » : formations lacustres, fluvio-lacustres ou fluviales (on compte aussi des cas de formations de pente, mais qui n'ont pas été retenus du fait de leur moindre fréquence et extension) ne rentrant plus dans la définition au sens strict des formations superficielles du fait de leur recouvrement par les coulées ou de leur incorporation aux séquences volcaniques et ce, du Miocène (exemple des alluvions anté-volcaniques exhumées ou non par le travail de l'érosion postérieure) à l'Holocène (alluvions piégées sous les coulées du volcanisme du Bas Vivarais, proches des talwegs actuels). Au risque d'outrepasser la définition stricte des formations superficielles, les alluvions incluses aux séquences volcaniques ont été rangées sous le chapeau des « Formations superficielles » dans la mesure où elles se rattachent malgré tout aux phases néogènes de l'évolution morphologique qui, à partir des derniers aplanissements, a abouti au relief actuel. Par contre, même lorsque leurs caractères les rapprochent davantage des alluvions que des formations sédimentaires *s. str.*, les formations « superficielles » anté-volcaniques (donc miocènes ou plus anciennes) ont été rangées sous le chapeau des « Formations sédimentaires cénozoïques », dans la mesure où leur mise en place précède pour l'essentiel l'instauration progressive des conditions de la morphogenèse plio-quadernaire et actuelle (changements climatiques et tectoniques, passage de dynamiques de planation à des dynamiques d'incision).

Les observations de terrain nécessaires à la cartographie des formations superficielles ont été orientées à partir d'une réflexion sur les objectifs assignés à la prise en compte des formations superficielles dans le cadre de l'établissement de la carte géologique. Compte tenu cependant de ses multiples usages possibles (compréhension du dispositif et de l'évolution morpho-structurale de la zone, ressources diverses, potentialités agronomiques ou géotechniques, risques...), il n'a pas été possible d'adopter une position tranchée, et cela constitue l'une des limites de la valeur à attribuer à la cartographie proposée, inapte à répondre à tous les besoins. Si, en effet, on s'est attaché à partir toujours de l'observation des caractéristiques physiques des formations (épaisseur, texture, structure, pétrographie...), utiles aux approches

géotechniques par exemple, les classifications ont, à partir de là, été établies essentiellement sur la base d'une interprétation génétique : processus et contexte (paléo)environnemental responsables de la mise en place du dépôt observé. C'est prioritairement sur cette base qu'est établie la légende. Ainsi par exemple, la catégorie des « Formations gélifluées à blocs » incluse aux « Formations de versant d'origine froide » et en leur sein aux « Formations périglaciaires » fait référence aux dynamiques gélifluidales qui ont présidé à l'évolution des versants durant le Quaternaire froid dans un contexte non englacé. Les formations correspondantes prennent l'aspect de diamictons mais ceux-ci sont tantôt très riches en blocs, tantôt essentiellement constitués de fines ce qui, sous l'angle de la géotechnique ou des potentialités agronomiques pour ne citer que ces exemples, est très différent.

Dans l'établissement de la typologie, on s'est aussi trouvés confrontés aux cas fréquents de superpositions de formations d'origine et d'âge différents. Là non plus il n'a pas été possible d'adopter une position tranchée. Dans certains cas les superpositions ou mélanges ont été pris en compte en tant que tels (« Complexes »), dans d'autres c'est la formation supérieure seule qui a déterminé la classe d'attribution, le détail et la variété des situations possibles étant donnés par la notice. Ainsi en est-il souvent des diverses catégories de « Formations périglaciaires » (éboulis, formations gélifluées à blocs...) que l'on voit fréquemment recouvrir un régolithe plus ou moins remanié (arènes fauchées - litées...) intercalé entre elles et le substrat (voir plus loin, à la rubrique « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs sans matériel cristallin/avec matériel cristallin »).

Le travail de cartographie et d'interprétation des formations superficielles s'est trouvé confronté à deux autres problèmes : celui de l'âge des formations, et celui de leurs limites d'extension.

L'âge n'a pas été retenu comme critère premier d'établissement des classifications, mais importe néanmoins dans l'analyse du contexte et des modalités de mise en place de la couverture des formations superficielles, en lien avec la désagrégation du substrat et l'évolution du relief. Dans cette optique il importe de pouvoir faire des corrélations entre des affleurements dispersés de même âge. Le cas des formations fluviatiles est particulièrement significatif, dans une région marquée par une forte différenciation morphostructurale est-ouest couplée à un fort compartimentage tectonique de détail, qui ont pu induire des modalités très différentes d'encaissement du réseau hydrographique, tant à l'échelle de l'opposition entre versant ligérien et versant rhodanien qu'à celle des divers tronçons amont - aval d'un même cours d'eau. Dans leur domaine, les « Formations de versant d'origine froide » posent également des questions d'âge et de chronologie. Malgré les quelques datations qui ont pu être effectuées dans le cadre de l'établissement de la carte, on ne peut que remarquer et regretter la rareté des données disponibles quant à l'âge des formations superficielles

présentes à l'échelle régionale. Les références qui servent encore d'appui aux interprétations sont celles fournies en 1984 par B. Valadas qui propose dans sa thèse une chronologie relative avant tout appuyée sur les présomptions tirées de sa grande expérience du terrain (nature des formations et leur rapport avec la morphologie). Les travaux de B. Etlicher (1986) apportent des nuances à ce cadre chronologique, mais sans le bouleverser fondamentalement. Cette situation tient aux formations elles-mêmes qui, du fait de leur nature, offrent rarement des éléments de datation (bois, charbons...).

La question des limites d'extension des différentes formations cartographiées représente un moindre problème. Les cas de trop faible extension ou épaisseur (moins de 50 cm environ) n'ont pas été pris en compte, sauf signification particulière où l'emploi d'un figuré ponctuel a été privilégié (exemple des chailles). La notice permet de se faire une idée de l'état de la couverture des formations superficielles dans les secteurs où la représentation directe du substrat, considéré comme affleurant ou sub-affleurant, a été privilégiée (voir en particulier la rubrique « Sols et régolithe »). Enfin, la succession des formations superficielles le long des versants donnant rarement lieu à des limites nettes et s'opérant au contraire la plupart du temps par des relais progressifs, c'est dans cet esprit qu'il faut considérer les limites tracées sur la carte. De ce point de vue et par delà les différents types génétiques de formations reconnus, la présence ou l'absence de matériel cristallin dans les formations a constitué un important élément de référence. L'information qu'il apporte est d'autant plus utile que l'on se trouve dans une région où l'extension des formations superficielles rend la plupart du temps impossible l'observation directe des contacts géologiques (axes faillés, contacts socle/volcanisme/sédimentaire), alors que ces derniers apportent ici une information fondamentale tant pour la compréhension du dispositif morphostructural et de son évolution que dans des domaines plus appliqués comme la gestion des risques (instabilités de versants) ou la gestion de la ressource en eau.

Logique de rédaction donc de lecture de la notice

Afin d'éviter les répétitions, les informations applicables à toutes les formations appartenant à une même catégorie sont données en tête de chapitre ; les spécificités propres à chaque type sont décrites sous le chapeau du type en question. Ce principe de rédaction s'applique à tous les niveaux hiérarchiques de la classification proposée.

Socle varisque

Les formations du socle ont été cartographiées par G. Courrioux dans le cadre d'un travail de recherche mené sur l'ensemble du Velay.

Volcanisme

Les principaux contours des formations volcaniques sont tirés de la carte de J. Mergoil et P. Boivin publiée à l'échelle de 1/100 000 dans *Géologie de la France* (1993). Des levés complémentaires ont été localement effectués par J. Dagain.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Socle varisque du Velay

Pour ce qui concerne les formations de socle, la feuille du Monastier-sur-Gazeille est située sur la partie centre-sud-ouest d'un vaste ensemble appelé « complexe anatectique du Velay » ou encore « Dôme anatectique du Velay ». Cet ensemble de forme semi-circulaire, ouvert vers le Nord, d'un diamètre d'environ 100 km, s'étend du Nord au Sud depuis Saint-Étienne jusqu'à Burzet et d'Ouest en Est depuis le Puy-en-Velay jusqu'à Tournon.

Au Nord, schématiquement, il est structuralement situé sous l'un des chevauchements majeurs dont le fonctionnement est rapporté au Dévonien supérieur (360 à 340 Ma) pendant la période d'épaississement varisque (Burg et Matte, 1978 ; Ledru *et al.*, 1994a, b), mettant en contact :

- 1 - les unités supérieures des gneiss, principalement constituées de granulites, éclogites et gneiss HP-BT sur :
- 2 - les unités inférieures des gneiss, constituées principalement de paragneiss et orthogneiss HT-BP.

Le dôme anatectique du Velay s'est développé principalement aux dépens de l'unité inférieure des gneiss aux alentours de 300 Ma. Il est composé pour la majeure partie (~70 %) de granites peralumineux à cordiérite caractérisés par l'abondance de cordiérites prismatiques et nodulaires et par des enclaves de gneiss et granites de différentes nature et taille (Didier 1973 ; Dupraz et Didier 1988).

À l'échelle du dôme, on distingue trois ensembles structuraux :

- 1 - les roches encaissantes dans lesquels sont intrusifs des granites syntectoniques, précurseurs de l'anatexie ;
- 2 - la zone de migmatites et gneiss à la périphérie et au toit du dôme ;
- 3 - le domaine du granite anatectique à cordiérite.

Les roches encaissantes

Granites Porphyriques mis en place à la périphérie du dôme du Velay

Des granites porphyriques et leucogranites se sont mis en place dans les roches encaissantes du dôme du Velay. Ils constituent une ceinture quasi continue de laccolites étirés le long des structures régionales et représentent un pic de production de granites dans l'Est du Massif central français entre 335 et 315 Ma. Leur mise en place est postérieure aux structures D1-2 liées à l'empilement mésovarisque et précède les granites à cordiérite dans lequel ils sont retrouvés en enclaves étirées.

De petits massifs de monzodiorite à monzogabbrodiorite (localement appelés vauugnérites) avec des affinités shoshonitiques sont associées à ces intrusions. Les teneurs élevées en potassium et magnésium des monzodiorites indiquent une implication précoce du manteau enrichi dans cette suite (Pin et Duthou, 1990 ; Sabatier, 1991).

À l'échelle régionale, les trajectoires de foliation sont en continuité avec les foliations des roches encaissantes, toutes deux affectées par le plissement périphérique (D4b). Leur mise en place peut donc être associée à la phase néovarisque D3 (Feybesse *et al.*, 1995).

Les migmatites du Velay

Les migmatites du Velay ont des compositions qui vont de métatexites, dont la structure est héritée des gneiss parents, jusqu'à des diatexites et granites. Les migmatites préservant les phénocristaux de feldspath potassique et les diatexites à biotite-sillimanite ± cordierite dérivent respectivement des orthogneiss et paragneiss de l'Unité Inférieure des Gneiss.

Des panneaux de gneiss migmatique de taille métrique, pluri hectométrique à pluri kilométrique, sont préservés à l'intérieur du dôme. De nombreuses enclaves surmicacées de taille centimétrique, à valeur de restite, sont présentes partout au sein des granites.

Les trajectoires de foliation, marquées par ces migmatites, à la périphérie du dôme sont affectées par la phase de plissement périphérique (D4), en accord avec les structures des gneiss encaissant, avec des axes de plis parallèles au contact du dôme (Ledru *et al.*, 2001). Ces plis sont déversés vers le Sud traduisant l'expansion dissymétrique du dôme vers le Sud (Lagarde *et al.*, 1994 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Ledru *et al.*, 2001).

Au toit de la partie orientale du dôme, dans la région d'Annonay, les unités gneissiques affleurent dans des synformes de grande longueur d'onde. De bas en haut, une séquence caractéristique consiste en : paragneiss migmatitique, orthogneiss migmatitique, orthogneiss puis micaschistes à amphibolite. Cet

empilement est affecté par une zone de cisaillement fonctionnant en détachement vers le Nord, se raccordant avec le détachement du Pilat (Malavielle *et al.*, 1990). Les microstructures observées associées à ce cisaillement sont compatibles avec des déformations de haute température, attestant que les granites se sont mis en place le long d'une zone de cisaillement normale d'échelle crustale (Lagarde *et al.*, 1994).

Volcanisme

La carte du Monastier-sur-Gazeille se situe aux confins de trois domaines volcaniques d'âges échelonnés entre le Miocène supérieur et le Pléistocène supérieur.

Les deux premiers, largement dominants sur la feuille, correspondent aux grands domaines identifiés au sein du volcanisme Miocène supérieur à Pléistocène moyen du Velay (Boule, 1893 ; Mergoïl et Boivin, 1993) :

1 - le volcanisme basaltique à phonolitique et trachytique du Velay oriental occupe la majeure partie de la carte à partir de son centre ; il se prolonge amplement vers le Nord sur la feuille d'Yssingeaux et apparaît encore, quoi que de manière très limitée, sur les feuilles de Saint-Agrève (Nord-Est) et de Privas (Sud-Est). Dans son ensemble ce volcanisme, dont les laves les plus anciennes sont datées de 13,5 Ma et les plus récentes de 5,7 Ma, a atteint son paroxysme vers 8 Ma. Les terrains affleurant sur la carte sont datés du Miocène supérieur, ils appartiennent à la partie centrale et sud du domaine volcanique du Velay oriental, plus récente (10-5,7 Ma) que la moitié nord-ouest, l'Emblavès et le Meygal, occupant la feuille d'Yssingeaux. Dans le tiers nord de la feuille, ce volcanisme a généré un paysage peu accidenté qui constitue le plateau basaltique de Saint-Front – Le Monastier-sur-Gazeille. Au centre, au Sud et à l'Est lui succède un paysage de *sucs* perçant la couverture basaltique à trachyandésitique et dominant les plateaux sur le versant ligérien, ou dégagés par l'érosion différentielle du côté du pays de Boutières (Sud-Est de la feuille) ;

2 - après s'être décalé du Nord-Ouest au Sud-Est au sein du domaine du Velay oriental, le volcanisme s'est déplacé vers l'Ouest pour donner naissance, entre 5,5 Ma et 0,5 Ma, aux appareils volcaniques regroupés sur la carte et le schéma structural, du fait de leurs recouvrements géographiques et chronologiques, sous le nom de volcanisme du Devès. Comme l'indiquent J. Mergoïl et P. Boivin (1993), il est possible de distinguer, au sein de cet ensemble :

- le volcanisme basique du bassin du Puy-en-Velay, correspondant à un premier temps d'activité, qui se prolonge sur les feuilles du Puy-en-Velay, d'Yssingeaux et de Cayres,
- le volcanisme du Devès *stricto sensu*, qui affleure largement dans la partie sud-ouest de la feuille, où il forme un diverticule (le plateau d'Alleyrac) de l'immense plateau basaltique du Devès, lequel se prolonge amplement

principalement sur la feuille de Cayres, mais également sur celles de Langogne et Burzet (au total sur près de 70 km du Nord-Ouest au Sud-Est). On reconnaît classiquement que ce volcanisme a connu un paroxysme principal vers 2 Ma, suivi d'un second paroxysme subordonné vers 1,2 Ma (Mergoil et Boivin, 1993),

- dans le quart sud-est de la feuille, ainsi qu'à sa marge sud, apparaissent enfin des formations basiques se rapportant au volcanisme Pléistocène moyen et supérieur du Bas-Vivarais, plus amplement exprimé sur les feuilles de Lamastre, Privas et surtout Burzet.

DESCRIPTION DES FORMATIONS

FORMATIONS DU SOCLE HERCYNIEN

Les formations de socle affleurant sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille sont situées à la transition entre la partie centrale horizontale du dôme, et sa bordure sud-ouest déversée. Les foliations reportées sur la carte montrent son architecture. Au Nord et à l'Est, les panneaux gneissiques et migmatitiques sont en position structurale supérieure et apparaissent à la faveur de structures synformes et antiformes. Dans la partie sud-ouest, la foliation est beaucoup plus redressée aboutissant localement à des inversions du pendage. Cette disposition, traduit le déversement semi-radial vers le Sud du dôme migmatitique pendant l'anatexie, observée par ailleurs à l'échelle de l'ensemble du dôme.

♁. **Orthogneiss œillés.** Des orthogneiss apparaissent en enclaves dans le massif, situés majoritairement au toit du dôme, en position sub-horizontale. Ils sont assez rares dans leur version non migmatitique. Leur nature et composition peuvent s'apparenter aux gneiss leptynitiques de la feuille de Lamastre et aux orthogneiss œillés de type Arc de Fix, qui forment un arc important sur la bordure ouest du dôme dont le protolite, un granite porphyrique peralumineux, est daté à 528 ± 9 Ma (Rb-Sr roche totale, R'Kha Chaham *et al.*, 1990). L'orthogneissification est rapportée à l'empilement des nappes mésovarisques (360 Ma).

Ils affleurent essentiellement sur la partie sud-est de la feuille. Leur minéralogie est variable, essentiellement à biotite + sillimanite \pm muscovite \pm grenat almandin et cordiérite.

Ils sont caractérisés par de grand cristaux de feldspath potassiques (>5 cm) attestant de la nature granitique du protolithe avec une foliation marquée par l'élongation des agrégats quartzo-feldspathiques, de rubans mono-minéraux (quartz, ou plagioclase) et de niveaux plus riches en biotite ou sillimanite. L'apparition de la sillimanite est rapportée à la phase d'anatexie vellave. La foliation est par endroits légèrement désorganisée, marquant l'influence de l'anatexie.

oζM. **Orthogneiss migmatitiques.** Les orthogneiss migmatitiques apparaissent essentiellement dans les parties sud-est et nord-est de la feuille, en continuité avec les orthogneiss, situés au toit du dôme. Ils ont souvent gardé la structure ceillée des gneiss dont ils dérivent. Ils sont caractérisés par l'alternance de lits à biotite (ferrière) + sillimanite ± muscovite et des agrégats quartz-plagioclase (An25-30) et d'agrégats quartz-feldspath potassiques. On peut observer différents stades de la migmatisation progressive. Dans les stades peu avancés les minéraux clairs (feldspaths potassiques, plagioclases) occupent les espaces interstitiels, sans ségrégation de leucosomes. La migmatisation s'accompagne de la disparition de la muscovite associée à la croissance de la sillimanite, le remplacement des agrégats de quartz-plagioclase par des assemblages proches de l'eutectique granitique.

Dans les stades plus avancés, on observe la ségrégation de leucosomes avec apparition de cordiérite en cocardes, ou plus rarement de grenat. Les cordiérites de taille centimétrique sont souvent organisées en « chapelets ». La migmatisation a pour effet de désorganiser la foliation gneissique, en structures plissées d'apparence désordonnée (nébulites). Les axes de pli ne montrent pas d'organisation spatiale évidente, ils résultent des mouvements locaux des mobilisats granitiques. Les leucosomes migrent préférentiellement à la charnière des plis, ou sont parfois discordants sur la foliation préexistante :

– les leucosomes à grenat sont caractérisés par l'absence de myrmékite, un plagioclase très albitique (An5-10) et des feldspaths potassiques à composant albitique Ab10-15. La biotite est instable : on peut observer la réaction suivante : $bi + sill + qz \rightarrow gre + Kf + liq$.

Les leucosomes à cordiérite sont caractérisés par la présence de myrmékites, des plagioclases plus basiques An10-20, des feldspaths potassiques à composant albitique plus importants (jusqu'à Ab30), de la biotite. La réaction suivante est observée : $bi + sill + qz \rightarrow cd + Kf + liq$.

Une étude texturale (Dallain *et al.*, 1999) effectuée sur des orthogneiss équivalents sur la bordure sud du dôme (feuille Burzet) a mis en évidence que les processus de ségrégation de liquide quartzo-feldspathique étaient facilités par l'existence des contacts intercrystallins quartz-feldspath potassique-plagioclase. Selon la nature et l'agencement des rubans (poly- ou monocristallins) il y a prédominance des processus de ségrégation des leucosomes ou bien de réactions subsolidus.

PζM. **Paragneiss migmatitiques.** De nombreuses enclaves de paragneiss migmatitiques forment des corps allongés métriques, décamétriques à hectométriques, souvent plissés. Seuls quelques panneaux hectométriques ont pu être cartés. De tels panneaux plissés sont observables au Sud-Ouest de la feuille, au Sud du hameau de Soubrey sur la D500 au niveau du pont sur la Loire.

Assimilés dans différentes proportions dans le granite, ils contribuent au rubanement du granite principal du Velay et à son caractère hétérogène. Si bien que d'un point de vue cartographique, il est parfois difficile de trancher entre le granite principal du Velay hétérogène et un faisceau d'enclaves migmatitiques partiellement assimilées. Les paragneiss migmatitiques dérivent essentiellement de pélites (micaschistes) ou de grauwackes (gneiss plagioclasiques).

Ils sont constitués d'alternance de niveaux surmicacés (mélanosomes) à biotite sillimanite et localement cordiérites mimétiques et de leucosomes à composition quartzo-feldspathique (quartz, oligoclase, orthose perthitique, cordiérite). La ségrégation des leucosomes avec de nombreuses cordiérites en cocarde, peut conduire à générer des masses importantes de faciès hololeucocrates. Ceci est particulièrement bien illustré sur la coupe qui va de La Farge au Clos de la Farge au Sud-Est de la Feuille, où on observe l'alternance de niveaux riches en niveaux micacés et de panneaux pluri décamétriques de faciès hololeucocrate.

On retrouve fréquemment dans ces paragneiss des lambeaux étirés plus ou moins fondus ou assimilés de passées de granites porphyroïdes (équivalents des granites porphyroïdes, péri-vellaves, type massif de Tournon, Dunières, Chaise-Dieu), ainsi que de nombreux niveaux amphibolitiques.

Les pourcentages relatifs des minéraux peuvent varier considérablement d'un endroit à l'autre selon le caractère méta-pélimitique ou métagrauwackeux et en fonction du degré de migmatisation.

γ^{2AL} . **Granites leucocrates à cordiérite.** Ils forment de petits corps qui ont été individualisés au sein des granites anatectiques au Nord-Ouest du Monastier.

γM . **Granites anatectiques à cordiérite.** C'est le faciès le plus répandu dans le socle, nommé granite d'anatexie du Velay, car riche en enclaves de nature migmatitique (orthogneiss et paragneiss) dont l'assimilation à divers degrés lui confère un aspect rubané.

Dans leur expression homogène, ce sont des granites peralumineux à quartz, plagioclase An15-30, cordiérite plutôt magnésienne, biotite et feldspath potassique xénomorphe.

La cordiérite (très abondante, jusqu'à 20 %) est essentiellement d'origine magmatique. On y trouve fréquemment des inclusions de biotite et sillimanite, associées à du feldspath potassique, plagioclase et quartz (Barbey *et al.*, 1999).

Plusieurs faciès peuvent être distingués selon l'habitus de la cordiérite (Barbey *et al.*, 1999) :

- granite hétérogène riche en enclaves. La plupart des enclaves représente des fragments de gneiss de l'unité inférieure des gneiss et des granites précurseurs incorporés et partiellement assimilés. La cordiérite peut être prismatique (automorphe), mimétique sur des assemblages de biotite sillimanite, en « cocardes » ou bien encore dendritique ;
- granite homogène à biotite et cordiérite prismatique comme phase ferromagnésienne primaire, avec peu d'enclaves ;
- granite homogène hololeucocrate à biotite cordiérite avec principalement de la cordiérite en « cocarde » ou dendritique (peut atteindre >20 %) daté à 301 ± 5 Ma (U-Pb sur monazite, Mougeot *et al.*, 1997).

Ces différents faciès se rencontrent sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille mais ne sont pas toujours identifiables cartographiquement. Le faciès hololeucocrate à cordiérite dendritique a pu être distingué par endroits, ailleurs ils sont regroupés sous le terme granite à biotite cordiérite du Velay.

La plupart de ces granites à cordiérite prismatique, à teneur élevée en Sr, ont des signatures isotopiques indiquant un mélange entre des produits de fusion de la croûte inférieure et des roches para et ortho dérivées des roches encaissantes. On considère que la source de ces magmas provient de la fusion de la croûte inférieure à composition mafique-felsique (Williamson *et al.*, 1992).

γ Mc. Granites tardimigmatitiques à cordiérite prismatique. Ce sont des granites homogènes, équi-granulaires, à grain moyen, avec des cristaux de feldspath potassique et plagioclase (An15-30) automorphes et cordiérite prismatique. Ils présentent de nombreuses inclusions basiques et surmicacées de taille centimétrique (loupes surmicacées à biotite sillimanite).

L'absence d'enclaves de grande taille ainsi que l'abondance des loupes surmicacées et des cordiérites prismatiques en font un faciès aisément reconnaissable sur le terrain.

Ils représentent la continuité des massifs du Pont de Chervil sur la feuille Lamastre (Chenevoy et Ravier, 1968) et du massif de « Quatre Vios » sur la feuille Privas qui en est l'exemple le plus caractéristique. Le plus gros massif se trouve dans le secteur de Saint-Martial, des affleurements caractéristiques peuvent se trouver sur la route qui borde le lac à l'Ouest et au Sud ainsi que dans le secteur de Saint-Andéol-de-Fourchades.

Ces granites affleurent sous forme de laccolithes disposés parallèlement à la structure du dôme, ou de corps filoniens, très allongés, nettement intrusifs dans le granite à biotite et cordiérite du Velay. Ils peuvent présenter des faciès à grain fin, voire localement revêtir une texture microgrenue.

Ces granites définis comme « tardi-migmatitiques » sont considérés comme provenant de la fusion de sédiments alumineux à 4,5-5 kbar et 750-850 °C dans des conditions sous-saturées en eau, avec une proportion significative de composants basiques (Montel *et al.*, 1986 ; Montel et Abdelghaffar, 1993). Ils sont associés au stade ultime de l'anatexie vellave.

Les âges obtenus par la méthode U-Th-Pb sur monazite varient autour de 306 ± 12 Ma, 291 ± 9 Ma, (Montel *et al.*, 2002). Des âges permo-trias (autour de 250 Ma) ont également été obtenus mais ils sont considérés comme partiellement rajeunis par des événements hydrothermaux.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires sont peu développées sur la carte du Monastier-sur-Gazeille, sauf dans le quart nord-ouest situé aux marges sud-est du bassin paléogène et quaternaire du Puy-en-Velay. Les terrains éo-oligocènes syntectoniques y affleurent soit directement, soit en contrebas de la chape volcanique qui les a recouverts (coulées du Velay oriental et du Devès). Ils sont décrits aux rubriques **Sols fersiallitiques** *F* et **Formations sablo-argileuses**.

Partout ailleurs les affleurements sont ponctuels, peu épais, dispersés et souvent délicats à corrélérer ou à différencier entre eux. Leur conservation n'a le plus souvent tenu qu'à leur recouvrement par les coulées des plateaux du Velay oriental, tandis que les affleurements sont conditionnés par l'évolution postérieure du relief sous l'effet de l'érosion et particulièrement de l'engraissement du réseau hydrographique. La présence de galets (le plus souvent quartz très bien roulés, ou chailles) dans les formations de pente est souvent le premier indice de leur présence et parfois le seul (on ne trouve pas toujours de coupe dans les formations en place).

Ainsi, toutes les formations reconnues peuvent être considérées comme antévolcaniques (*F*, *g*, *Fva*, *m*), ou au mieux contemporaines des premières éruptions (*mL*). Peu d'arguments permettent d'avancer une chronologie plus précise, et la typologie établie se base à la fois sur la prise en compte du faciès de l'accumulation (formations fluviatiles franches à lacustres ; dans ce dernier cas la présence de débris organiques -écorces, bois, graines, feuilles...- et d'empreintes foliaires fournit des arguments paléontologiques complémentaires), sur sa position morpho-stratigraphique (rapport à la morphologie, aux coulées et aux autres formations) et sur les cortèges de minéraux lourds (Defive, 1996).

Trois catégories ont été retenues : les « Formations alluviales antévolcaniques (*Fva*) », les « Formations sablo-argileuses et épandages fluviatiles à chailles (Miocène supposé) (*m*) » et les « Formations lacustres à passées ligniteuses (Miocène supérieur) (*mL*) ».

F. Sols fersiallitiques. De puissantes formations d'altération sont retrouvées dans plusieurs secteurs du Massif central. Nombre de ces formations ferrugineuses et paléoaltérations cuirassées rouges ont été attribuées au Sidérolithique, sous-entendu au Tertiaire et plus précisément à la période Éocène-Oligocène (Boulangier, 1844 ; de Launay, 1892-93 ; Deschamps, 1973). Elles sont principalement localisées en bordure de grands fossés tectoniques : le fossé du Cher, la Limagne, le bassin du Puy, le bassin de Saint-Flour – Aurillac, mais aussi de fossés plus limités tels que le bassin de Naussac, le fossé du Malzieu – Saint-Léger et ses satellites de Saint-Alban sur Limagnole – Le-Rouget et de Saugues. L'inventaire le plus complet de ces occurrences de grès rouges a été fait par Deschamps (1973), mais bien des travaux isolés et locaux se sont intéressés dès la fin du XIX^e siècle à ces formations rouges. Plusieurs coupes ont été décrites en détail au cours des dernières années, dans le bassin de Cosnes-d'Allier (Thiry *et al.*, 1983), le fossé du Cher et ses bordures (Montluçon et Saint-Désiré) (Thiry et Turland, 1985 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000), le Lembron dans le Sud de la Limagne (Ricordel, 2007) et dans celui du Malzieu (Simon-Coinçon *et al.*, 1997) ainsi que le petit bassin d'Olby sur le Sillon houiller.

Sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille se trouve l'une des occurrences recensées de ce type de paléosols. Il s'agit des paléosols rouges décrits par P. Larqué, J.-C. Leprun, et F. Weber (1980) et interstratifiés dans les « Sables de la Laussonne ».

Il s'agit d'un grès à grain moyen (millimétrique) sans granoclassement apparent, à matrice argileuse importante contenant des éléments grossiers de plusieurs millimètres à plusieurs centimètres de diamètre. Les grains sont anguleux, sans arrondi apparent et dispersés dans une matrice argilo-ferrugineuse. Ces grès sont cohérents et cimentés. Des passées plus fines et plus argileuses, sans gros quartz, s'interstratifient régulièrement entre les passées grossières qui les ravinent presque systématiquement. Ces matériaux plus fins ont été très souvent fortement blanchis postérieurement à leur dépôt.

L'une des particularités des faciès de La Collange est la présence de très nombreuses bioturbations. Ces bioturbations se marquent car elles sont soulignées par des blanchiments postérieurs à leur mise en place. Les bioturbations les plus fréquentes sont constituées de terriers irréguliers, de diamètre centimétrique, sans structuration particulière des parois, et qui se recourent les uns les autres. Ils confèrent un débit noduleux aux grès. Leur disposition et leur constitution les apparentent à des terriers de termites bien connus dans les sols actuels (Wielemaker, 1984 ; Eschenbrenner, 1986) et les formations anciennes (Genise et Bown, 1994 ; Rayot, 1994).

Lorsque l'on pousse l'étude micromorphologique, il est possible de décrire le fond matriciel des grès rouges. Il est ferrugineux, pigmenté par de l'hématite, de

couleur rouge-orangé à rouge franc, moucheté ou tacheté d'ocre, avec des zones décolorées. Certains faciès ou zones, correspondant à des nodules, montrent des plasmas asépiques, sans organisation propre. Quand le fond matriciel est relativement important par rapport aux grains de squelette, ou quand ceux-ci sont plus petits, ce sont des fonds matriciels orientés (masépiques et/ou bimasépiques) qui se développent généralement. Dans les niveaux à plasma important se développent aussi des orientations d'argiles autour des gros grains de squelette, plasma squelsépique, dont l'épaisseur peut atteindre 100 μm . Ces orientations squelsépiques sont souvent mieux développées au voisinage de fentes avec porosité centrale. Des glaebules ou papules d'argiles s'individualisent au sein des faciès les plus argileux, ils résultent soit d'une « bréchification » d'un plasma primaire par pédoplasmation, soit de bioturbations. Deux types de grains de squelette sont à distinguer : les grains détritiques des sédiments gréseux primaires (fig. 1a, b, hors texte) et les grains pédologiques : divers nodules et organisations granulaires (fig. 1b, hors texte)

Les grains détritiques sont essentiellement constitués de quartz, les grains de feldspaths potassiques sont dans tous les cas très subordonnés (<5 % des grains détritiques) (fig. 1a, hors texte). La granulométrie des grains est en général très hétérométrique, avec de gros grains pluri-millimétriques et de petits grains d'une dizaine de microns. Les gros grains sont toujours anguleux, aux contours irréguliers, avec de nombreuses anfractuosités et rentrants. Les grains les plus petits (5-50 μm), dispersés au sein du fond matriciel sont toujours anguleux. Les grains détritiques sont issus du socle, les rares grains sub-arrondis à arrondis observés peuvent provenir d'une formation clastique plus ancienne ou d'une évolution fluviatile des grains à l'amont des dépôts. La morphologie des grains (anguleux et échancrés) et leur hétérométrie indiquent un remaniement sans transport prolongé.

Certains traits pédologiques, comme les nodules ou les gravelles formées d'argiles orientées en enveloppes successives autour d'un grain de quartz, d'un nodule ou grain de plasma, se comportent comme des grains de squelette au sein du plasma.

Comme dans toutes les formations rouges « sidérolithiques » (Ricordel, 2007) les formations de La Collange présentent des organisations tout à fait originales et caractéristiques. Les argiles forment des cutanes orientées autour des grains de quartz, individualisant des « gravelles » de tailles variables. Les gravelles sont particulièrement bien formées et individualisées dans toutes les pédostructures (terriers, fentes, etc.). Leur taille varie de 100 μm à 1,0 mm. Le cœur des gravelles est formé d'un grain détritique ou simplement de plasma argilo-ferrugineux sans structuration particulière (fig. 1c, hors texte). Le cortex des gravelles est formé soit de cutanes d'argile ferrugineuse, bien orientées, en couches concentriques épaisses, pouvant doubler ou tripler la taille du grain central qui en forme le cœur, soit d'un simple enrobage argilo-ferrugineux qui

« lisse » les aspérités des grains (quartz séquestrés). La structure micromorphologique et l'organisation de ces gravelles dans des bioturbations sont en tout point similaires aux structures des boulettes confectionnées par les termites dans les sols africains actuels (Wielemaker, 1984 ; Garnier-Sillam *et al.*, 1985 ; Eschenbrenner, 1986).

Les cutanes d'illuviation argileuse sont représentées dans les formations rouges de La Collange (fig. 1d, hors texte). Elles se disposent : dans la porosité granulaire ou dans de petites fentes diverticulées de 50 à 100 μm d'allongement, dans les grandes fentes pluri-millimétriques, dans les grands pores entre les grains grossiers et dans les diverses structures pédologiques. On les trouve fréquemment aussi dans des fentes autour des grands grains de squelette et qui se forment par retrait de la matrice autour de ces grains solides. Les illuviations argileuses sont toujours formées de cutanes d'argiles exemptes de petits quartz et très bien orientées. Elles sont de couleur variable, rouge, rouge-orangé, à beige clair selon leur contenu en oxydes de fer. Ce sont des argiles de biréfringence relativement faible, légèrement jaunâtre si l'on en juge d'après celles qui ont été blanchies (déferruginisées). Les décolorations et blanchiments correspondent à un lessivage des pigments d'oxydes mêlés aux argiles.

La cuirasse de La Collange est azoïque. Suite aux travaux de datation des cuirasses « sidérolithiques » du Massif central initié lors du levé de la carte géologique de Chateaufort (Quesnel *et al.*, 2009, Ricordel-Prognon *et al.*, 2010), la datation des grès de La Collange par paléomagnétisme a été entreprise. Au total 60 échantillons de la cuirasse de « La Collange » ont été traités. L'aimantation est principalement portée par l'hématite. Ont été éliminés de l'étude les échantillons dont l'aimantation a été détruite à une température inférieure à 580 °C ainsi que ceux possédant une incertitude trop grande sur la direction moyenne calculée (α_{95}) supérieure à 20°. Les directions d'aimantation rémanente portées par l'hématite obtenues ont été reportées en projection à aires conservées (fig. 2). La direction moyenne présente une déclinaison de 15,3°, une inclinaison de 47,9° et le rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne est de 6° (tabl. 1).

Site	lat. (°N)	long. (E)	N	n	Déc.	Inc.	k	α_{95}°
La Collange	44,93	3,99	60	25	15,3	47,9	24.6	6,0

Tabl. 1 - Coordonnées géographiques du site de « la Collange » et directions d'aimantation rémanente moyenne. Lat. (N) = latitude du site ; Long. (E) = longitude du site ; N = nombres d'échantillons ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne ; Dec. = déclinaison ; Inc. = inclinaison ; k = paramètre de précision ; α_{95} = rayon du cône de confiance à 95% autour de la moyenne

La direction d'aimantation moyenne obtenue pour le site de « La Collange » a été transformée en pôle paléomagnétique. Un pôle moyen a alors été calculé (tabl. 2). Le pôle obtenu est proche du pôle de la courbe de dérive apparente du

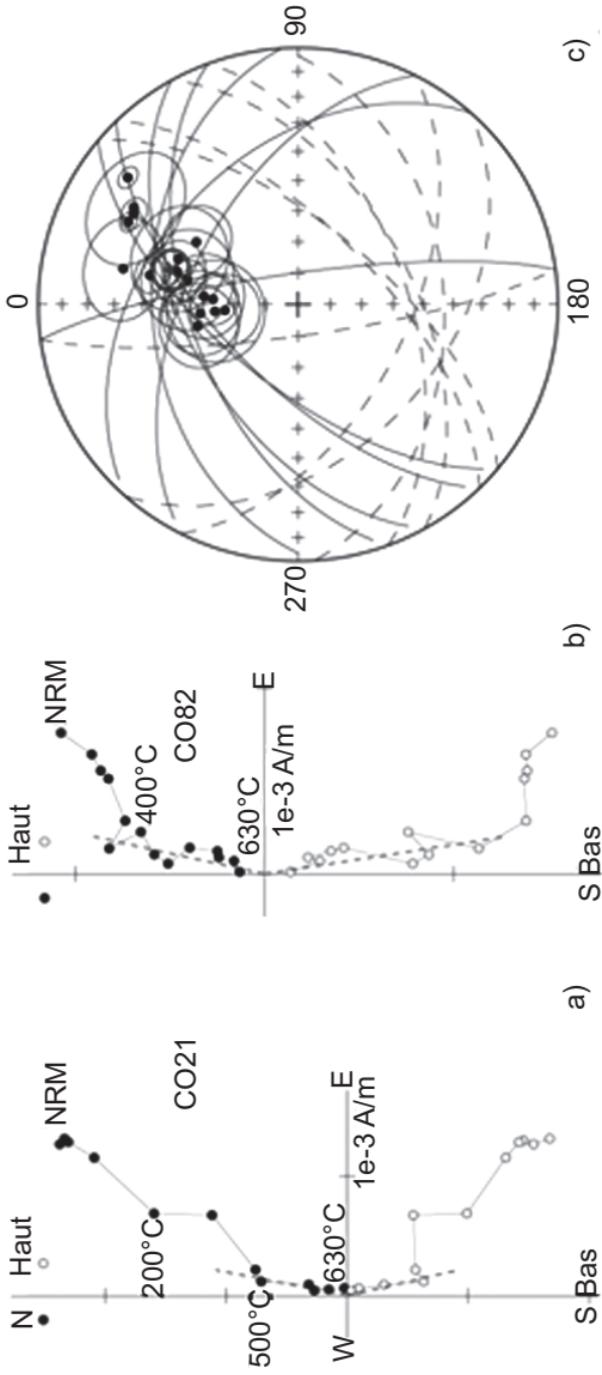


Fig. 2 - Désaimantation de l'aimantation rémanente naturelle et directions d'aimantation portée par l'hématite pour le site de « La Collange »

pôle de l'Eurasie défini pour 160 Ma. Compte tenu de l'ellipse de confiance autour de ce pôle, un âge compris dans une fenêtre allant de 150 Ma à 170 Ma peut donc être proposé pour le site de « La Collange » (fig. 3).

Site	Lat. (N)	Long. (E)	n	PGV Lat. (N)	PGV Long. (E)	K	A95°
La Collange	44,93	3,99	25	69,9	141,6	5,1	7,8

Tabl. 2 - Coordonnées géographiques du site de « la Collange » et PGV calculé. Lat. (N) = latitude du site ; Long. (E) = Longitude du site ; n = nombre d'échantillons utilisés dans le calcul de la moyenne; PGV Lat. (N) = Latitude du pôle géomagnétique virtuel ; PGV Long. (E) = longitude du pôle géomagnétique virtuel ; K = paramètre de Fisher ; A95° = rayon du cône de confiance à 95 % autour de la moyenne

L'analyse du paléomagnétisme de la cuirasse rouge de « La Collange » a donné un âge jurassique supérieur (160 Ma \pm 10 Ma) sur ce paléosol précédemment attribuée à l'Oligocène (Larqué *et al.*, 1980). Cet âge est en accord avec les résultats obtenus sur des formations comparables situées plus au Nord, dans le Massif central (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010).

D'un point de vue régional, la datation du paléosol de « La Collange » pose certaines questions. Le paléosol de La Collange étant décrit comme interstratifié au sein des Sables de la Laussonne, le problème de l'âge des sédiments directement sous-jacents à la cuirasse et retrouvés jusqu'à plus de 60 m en forage sous la cuirasse est en suspens.

Il convient de reconsidérer l'âge des sédiments anciennement attribués aux « Sables de la Laussonne ». Il pourrait ainsi exister deux ensembles de sables différents : les sables anté-jurassiques et les « Sables de la Laussonne ». Aucun critère de distinction n'a malheureusement pu être mis en évidence jusqu'ici.

Série sédimentaire tertiaire

Il subsiste des difficultés de cartographie entre La Collange et les Boiroux du fait d'une importante couverture de formations superficielles et de l'absence d'affleurements. Les limites entre g1, e7A et gM (non cartographiées sur la carte Le Monastier à 1/50 000) y sont parfois très floues et certainement un peu arbitraires. Le passage latéral entre g1 et gM au niveau de la Terrasse est également difficile à cartographier précisément. Les imbrications entre les deux séries sont importantes et il semble difficile de les exprimer graphiquement. Cependant, un transect transversal à la vallée peut être proposé pour rendre compte de la géométrie de ce passage latéral.

La série sédimentaire présente sur la carte du Monastier-sur-Gazeille correspond essentiellement aux faciès externes de la sédimentation tertiaire du bassin du Puy-en-Velay. Les faciès y sont plus variés que ceux rencontrés dans le centre du bassin et leur géométrie est compliquée par la tectonique

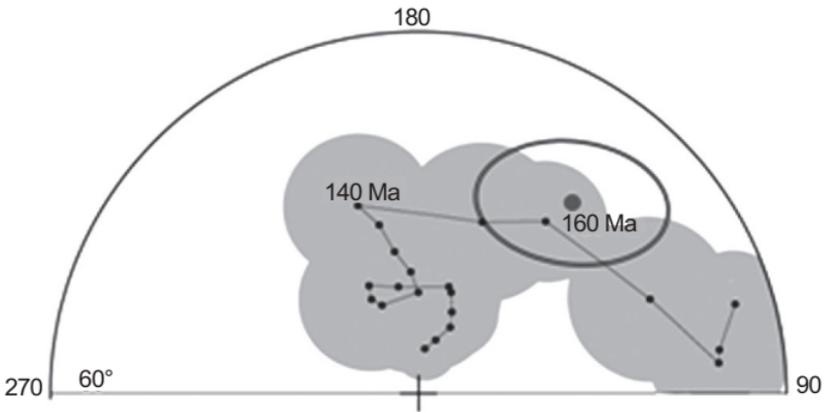


Fig. 3 - Comparaison du pôle paléomagnétique relatif au site de « La Collange » et du chemin de dérive apparent du pôle de l'Eurasie (Besse et Courtillot, 2003)

compartimentée fini-miocène qui a plus ou moins déconnecté les bassins secondaires entre eux. Peu de données minéralogiques et sédimentologiques sont disponibles. On retiendra quelques études d'ampleur comme V. Gabis (1963) qui a particulièrement étudié la composition minéralogique des argiles constituant les étages éocène à oligocène des séries sédimentaires et P. Larqué et F. Weber (1978) qui ont complété l'étude de V. Gabis et ont proposé une synthèse de la paléogéographie du bassin et des processus majeurs de sédimentation. L'étude des paléosols interstratifiés dans la séquence oligocène des sables de Laussonne par P. Larqué *et al.* (1980) donne quelques indications quant aux conditions climatiques qui prévalaient lors de la mise en place de cette série, soit une alternance de climats méditerranéens à subtropicaux (sols fersiallitiques) avec des phases d'aridification (sols calcimorphes). Enfin, M. Turland *et al.* (1993) confirment par des preuves paléontologiques l'équivalence stratigraphique entre les marnes et calcaires de Ronzon présent à proximité du centre du bassin du Puy et les Sables de la Laussonne, ces derniers étant donc considérés comme le faciès externe de la série oligocène.

Éocène supérieur (Ludien)

e. Formations argileuses illitiques à bancs calcaires et calcrètes (Éocène). Cette formation couvre l'essentiel du bassin de Lantriac et du secteur Boiroux – Avits. Elle dépasse les 100 m de puissance au niveau du mont Chouvet et approche 70 m dans le bassin de Lantriac. Elle correspond aux argiles bariolées (eA) de la feuille Cayres, à la formation argileuse illitique (eAv, eA) de la feuille Le Puy et à la formation argileuse à illite (e7A) de la feuille Yssingaux.

Cette formation est à dominante bleuâtre à verdâtre avec parfois des passées bariolées rougeâtre clair. On y distingue rarement des éléments détritiques comme le quartz. Cette série peut se charger en nodules calcaires comme aux Terres blanches à Lantriac voire en bancs calcaires décimétriques comme sur le versant sud-est du mont Chouvet. La diffractométrie des argiles (Gabis, 1963 ; Larqué et Weber, 1978) révèle une large prédominance des illites qui sont parfois le constituant unique de ces argiles. Quelques traces de kaolinite peuvent apparaître au sommet ou à la base de la formation ainsi que des traces de montmorillonite sur les affleurements bordiers de cette formation. La smectite y est « rare ou absente » selon P. Larqué et F. Weber. Sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille, les argiles à illite surmontent directement le socle (hormis au Sud-Est du mont Chouvet, *cf.* précédemment) ce qui permet d'avoir des indications de pendage du toit du socle. Ainsi, les lits présentent un net pendage ouest-sud-ouest à l'Ouest du mont Chouvet. On trouve également un pendage nord-ouest au niveau des Terres blanches, dans des zones ravinées. Enfin, cette formation est sensible au ravinement. Cependant, il existe peu de badlands actifs sur le secteur de la carte contrairement à ce qu'on peut observer dans les secteurs d'extension maximale de la formation (flancs du mont Bunelet, versant est du

mont Saint-Maurice, environs de Rochelimaque) hormis en bordure ouest de la butte d'Avoir, sur le flanc sud-est du mont Chouvet, à proximité des Avits et sur la bordure ouest de la petite intrusion basaltique des Boiroux, sur le bord de la D633.

La transition avec la série oligocène semble continue ce qui rend difficile le tracé de limites nettes entre les deux séries. Ainsi, au Sud et Sud-Est de la butte d'Avoir, près de l'usine textile de la Dunière, on observe un net enrichissement de la formation en calcaire et en éléments détritiques. La phase argileuse y présente également des caractères rhéologiques plus plastiques qui tranchent avec le caractère très « raide » de la série illitique. La formation oligocène franche apparaît quelques dizaines de mètres plus haut. Cette transition fait à peu près 20 m de puissance et il est difficile de la rattacher à la série illitique franche.

Dans le centre du bassin, cette série présente dans sa partie supérieure un faciès à gypse appelé « gypses du mont Anis ». Cette formation renferme *Palaeotherium magnum magnum* qui permet de lui attribuer un âge ludien moyen élevé (de Saporta, 1870).

g. Formations sablo-argileuses (Oligocène). Cette formation dite des « Sables de la Laussonne » est de loin la plus étendue sur la carte du Monastier-sur-Gazeille car elle occupe quasiment l'ensemble de la surface couverte par les affleurements sédimentaires tertiaires. Cette formation dépasse 150 m de puissance dans les zones très subsidentes (vallée de la Laussonne aux environs du Monastier-sur-Gazeille, demi-graben de Laussonne, vallée de la Gazeille au niveau du Monastier-sur-Gazeille). Cette formation correspond aux Sables de la Laussonne ou sables supérieurs (gS) de la feuille Le Puy, à la série sablo-argileuse indifférenciée (eS), en partie, de la feuille Cayres et aux Sables de la Laussonne (g1) de la feuille Yssingaux.

Les « Sables de la Laussonne » reposent directement sur le socle, sauf en limite avec la feuille Cayres, en contrebas du village de Chabreyres, où ils surmontent un mince affleurement de sables éocènes (e7S).

Cette formation possède des faciès très variables :

- au niveau du village de Laussonne, la formation est constituée de sables grossiers argileux bleuâtres ;
- sur le versant nord du Suc de Montchamp, des forages réalisés en 2010 ont montré la très grande variabilité verticale de faciès avec des changements métriques. Aux sables grossiers argileux bleuâtres, succèdent des passées d'argile quasiment pures, de couleur crème avec des paillettes de mica et de feldspath, des cailloutis blancs calcaires et des traces noirâtres vraisemblablement ferromanganiques. Des passées plus argilo-sableuses forment des lentilles au sein de

la formation. À noter la présence de « galets mous » dans la formation, petits agglomérats de sables fins argileux légèrement grésifiés ;

– au niveau du hameau de la Cueille, des forages réalisés en 2007 montrent la même disposition, soit des alternances verticales de sables grossiers argileux avec des passées argileuses plus pures. Des passées d'argile rougeâtre ont également été observées, témoins de paléosols latéritiques ou du démantèlement de cuirasses comme celle cartographiée à La Collange. Des nodules calcaires coalescents ont également été trouvés lors de ces forages ;

– en limite nord-ouest de la feuille, le long de la vallée de la Gazeille, en contrebas du hameau de Chabreyres, un banc de grès grisâtre d'une puissance d'environ 10-15 m repose sur les sables inférieurs et fait transition avec une formation sablo-argileuse à argilo-sableuse. Ce dépôt est considéré ici comme la base de la série oligocène car la transition avec les sables inférieurs y est brutale. Ce dépôt peut être considéré comme un équivalent latéral des affleurements de la Balaye et de Truissons (feuille Yssingaux).

Les parties sableuses de la formation sont constituées de grains de quartz sub-arrondis, témoins d'un transport fluvial sur une distance moyenne. Les alternances entre passées argileuses et sableuses et la présence de lentilles plus argileuses ou sableuses au sein de la formation attestent du caractère fluvial de celle-ci. La géométrie de la formation (lentilles, passées argileuses ou sableuses, fortes variations latérales et verticales de faciès) indique un système fluvial de type anastomosé de faible énergie, caractéristique des espaces à faible relief, en contexte tropical. Cependant, la présence de paléosols calcaires ou rubéfiés au sein de la formation est un témoin des variations des conditions de dépôts (pédogenèses locales).

Selon les études de V. Gabis (1963) ; P. Larqué et F. Weber (1978) la fraction argileuse est essentiellement composée de smectite, accompagnée d'illite et d'un peu de kaolinite. Ces proportions varient selon le faciès rencontré mais il apparaît une corrélation entre la smectite et la kaolinite, cette dernière disparaissant quasiment avec l'abondance de la smectite. Cette richesse en smectite peut expliquer en partie la très grande sensibilité de cette formation aux phénomènes de fluage lent.

En effet, cette formation est affectée par d'importants mouvements du sol comme l'atteste la prédominance des glissements de terrain actuels et anciens dans la zone d'extension de ces « Sables de la Laussonne ». L'angle de frottement interne moyen relevé sur des échantillons de matériaux le long du cours de la Laussonne indique une cohésion effective variant entre 10 Kpa et 34 Kpa et un angle de frottement effectif interne variant entre 22° et 38°. Plus la fraction sableuse est importante dans l'échantillon, plus la cohésion diminue et plus l'angle de frottement augmente. Cependant, peu de ruptures nettes sont observées sur le terrain et la majorité des glissements relève plus de

déformations visco-plastiques liées au changement de comportement rhéologique du matériau dès que le taux d'humidité augmente. La détermination des limites d'Atterberg paraît être le meilleur indicateur pour caractériser la sensibilité de ce matériau.

Enfin, la vérification du passage latéral au niveau du village de La Terrasse entre les marnes de Ronzon et les Sables de la Laussonne confirme l'âge sannoisien de ces derniers (Turland *et al.*, 1993). Ces Sables de la Laussonne représentent donc bien le faciès externe de la sédimentation sannoisienne, comblant les bassins périphériques de la zone de subsidence principale localisée au niveau du Puy-en-Velay. Un transect traversant le bois de l'Herm a été réalisé depuis le lit de la Laussonne jusqu'à la route D38 au niveau de la carrière de l'Herm. Celui-ci a permis de voir l'emboîtement des deux formations, lesquelles alternent l'une avec l'autre tout au long de la montée suivant le talweg traversant ce bois de l'Herm.

La Formation des marnes et calcaires de Ronzon qui affleure dans l'extrême NW, n'est pas cartographiée sur la feuille Le Monastier à 1/50 000, en revanche, elle trouve sa pleine extension dans la partie aval de la vallée de la Laussonne, entre la Terrasse et le village d'Arsac (feuille Cayres) où elle peut atteindre 120-130 m de puissance. Elle correspond aux calcaires et marnes de Ronzon (gM) de la feuille du Puy et à la série argileuse et calcaire (eC) de la feuille Cayres. Cette formation correspond au faciès interne de la sédimentation sannoisienne.

Cette formation est constituée d'argile blanchâtre très plastique (marnes localement appelée « la blanche »), plus ou moins riche en nodules calcaires. La coalescence de ces nodules peut parfois aboutir à de véritables bancs calcaires décimétriques (exemple de l'affleurement du Villaret ou de celui près de Couteaux). L'étude macroscopique permet de voir des éléments issus de l'altération du socle (quartz majoritaire) en quantité minime. Ces niveaux marneux se chargent localement en sable, à proximité de la transition avec les Sables de la Laussonne (visible sous la D535, à environ 900 m après la sortie de La Terrasse, en direction du Monastier-sur-Gazeille). Il est difficile, pour ces niveaux, d'attribuer leur appartenance aux Sables de la Laussonne ou aux marnes de Ronzon.

La minéralogie relevée par les études anciennes indique une majorité d'illite, un peu de montmorillonite et très peu de kaolinite. Cette formation est très sensible aux phénomènes de fluage lent comme l'attestent les nombreux glissements de terrain qui couvrent les versants bordant la Laussonne, entre Arsac et La Terrasse.

Enfin, ces marnes et calcaires de Ronzon sont riches en faune de mammifères (Theridomyidae notamment) caractérisant le niveau de Ronzon et datée de la base du Stampien continental. *Nittelopsis (Tectochara) merlani* (charophyte) a

été découverte par M. Turland *et al.* (1993) sur le site de Souchiol, près de Coubon. Cette espèce correspond précisément à l'étage MP 21 de l'échelle des gisements à mammifères et confirme bien l'âge Stampien inférieur de cette formation.

Formations continentales fluviales à lacustres anté-volcaniques (Paléogène probable et Néogène)

Fav. Formations alluviales anté-volcaniques (Paléogène probable).

Équivalences avec les cartes voisines, Yssingeaux : Fw : « Alluvions anciennes de haute terrasse »/e5S « Sables de Noustoulet, Éocène moyen (Lutétien) ».

Toutes les formations fluviales anté-volcaniques n'appartiennent pas à cette catégorie. Cette dernière se rapporte en fait à un faciès spécifique de dépôts fluviaux que l'on ne rencontre, à l'échelle de la carte du Monastier-sur-Gazeille, que sur les crêtes du pays de Boutières, sous la chape volcanique et à +250 m d'altitude relative au-dessus des talwegs encadrants. La coupe de référence est celle de la crête de Serres (hameau de la commune de Chanéac dont le bourg se situe hors carte juste à l'Est) entre Saliouse au Nord et Azette au Sud. Elle est visible au niveau d'une petite carrière située dans le col de la ferme de Chauvet, d'où l'on a extrait du sable. Par facilité, les « alluvions de type Serres » désigneront toutes les formations rattachables, par leur faciès, à celle de la crête de Serres. Dans ce domaine, le seul autre affleurement d'importance est celui de Treynas situé juste au Sud, au flanc nord de la crête séparant les vallées de l'Azette et de l'Eysse. Aucun affleurement équivalent n'est par contre connu sur le versant ligérien dans l'espace couvert par la carte du Monastier-sur-Gazeille. Il faut aller légèrement plus au Nord, entre Lantriac et Saint-Julien-Chapteuil (carte d'Yssingeaux), pour retrouver au niveau des « sables de Noustoulet » une formation *a priori* équivalente (voir plus loin).

Les alluvions de cette catégorie se situent à l'interface socle/coulées. Elles se développent sur quelques mètres d'épaisseur et sont constituées d'une alternance de niveaux pluridécimétriques sableux quartzo-feldspathiques à sablo-argileux bleuâtres et de niveaux graveleux riches en petits (5 cm en moyenne) galets de quartz blanc et très bien roulés. Cette qualité de modelage suppose un transit prolongé et à longue distance du matériel. Quelques cailloux de granite moins bien roulés et généralement altérés, de provenance sans doute plus locale, se mêlent à l'ensemble. La formation incorpore enfin des galets mous de toutes dimensions (de quelques centimètres à plusieurs décimètres) d'un matériau silteux bleuâtre à verdâtre dont le faciès rappelle celui des argiles illitiques éocènes du bassin du Puy-en-Velay. Ces galets mous, compte tenu de leur fragilité, ne peuvent être que de provenance assez locale, et sont interprétés comme des paquets de berge écroulés dans le chenal d'un cours d'eau. Au sein des niveaux grossiers comme des niveaux fins plus sableux se dessinent d'assez frustes figures de stratifications obliques, à ne pas confondre avec les lits oxydés

qui s'y superposent ou les recourent, témoignant de l'évolution post-dépôt (fer libéré par l'altération des coulées qui recouvrent la formation).

La formation est dépourvue d'éléments volcaniques, ce qui prouve son antériorité par rapport au réveil régional du volcanisme. Elle ne contient pas non plus de chailles interprétées comme la marque de dépôts miocènes, ce qui suppose un âge plus ancien encore. Les galets mous à faciès illitique la rapprocheraient de l'Éocène (âge des argiles illitiques du bassin du Puy) ou de l'Oligocène (âge des « Sables de la Laussonne », période au cours de laquelle les argiles illitiques préalablement mises en place sont susceptibles d'avoir été remaniées). Malgré les incertitudes, on ne peut que remarquer la ressemblance frappante entre les « alluvions de type Serres » et les alluvions des « sables de Noustoulet » décrites et étudiées par P. Turland lors de l'établissement de la carte d'Yssingeaux (Turland *in* Feybesse *et al.*, 1998) qui y voit un faciès latéral ou basal non grésifié des arkoses de Blavozy et Auteyrac attribuées par leurs flores foliaires à l'Eocène moyen. Les galets mous illitiques seraient repris depuis les dépôts silteux gris-verdâtres à gris-bleuâtres formant la base de cette séquence. Malgré la distance séparant les sables de Noustoulet des points d'affleurement des « alluvions de type Serres », la corrélation paraît justifiée (les dépôts source de ces galets mous pouvaient être à l'époque plus étendus). Elle l'est plus encore au regard de la comparaison des cortèges de minéraux lourds, qui ont en commun staurotide, tourmaline, rutile, andalousite, zircon du socle, anastase et titanite. Certains parmi eux (staurotide) pourraient venir des environs de Langeac, indiquant un flux sédimentaire ouest - est confirmé par l'étude sédimentologique des sables de Noustoulet. Les « alluvions de type Serres » de la carte du Monastier-sur-Gazeille, en pays de Boutières, représenteraient le prolongement aval du même organisme ou système fluvial, à une époque, l'Éocène moyen, où la topographie régionale s'abaissait encore d'Ouest en Est.

m. Formations sablo-argileuses et épandages fluviaux à chailles (Miocène supposé). Équivalences avec les cartes voisines, Yssingeaux : m : « Dépôts sablo-argileux, parfois à niveaux ligniteux... » (peut-être). Cayres : p : « Pliocène (?) : sables à chailles » (peut être).

Burzet : ms : « Miocène terminal : sables et argiles à chailles ».

Langogne : m³ : « Sables oranges, graviers à galets bien roulés, sables à chailles (Miocène supérieur) ».

Les formations de cette catégorie ont toutes en commun la présence, au-dessus d'une séquence sablo-argileuse à argilo-sableuse plus ou moins épaisse, d'alluvions grossières riches en chailles dont l'observation est le critère premier de repérage des affleurements. Les accumulations observées sont ainsi vraisemblablement polygéniques. Leur description sera abordée en deux temps, en commençant par les épandages fluviaux à chailles qui forment toujours le

haut de la séquence et se distinguent nettement des formations sablo-argileuses sous-jacentes qui, quant à elles, ne contiennent pas de chailles.

Caractères des épandages fluviatiles à chailles :

Les chailles sont signalées sur la carte, partout où elles ont été observées en lien avec leur gisement d'origine, par un figuré ponctuel.

L'essentiel des affleurements se rencontre sur le versant ligérien (des plateaux du Béage aux bassins de la Gazeille et de la Laussonne) ; ils sont beaucoup plus rares en pays de Boutières (col du Crouzet au flanc nord-ouest du Suc de Chabrières par exemple).

Trois catégories d'éléments composent majoritairement les épandages fluviatiles à chailles :

– des chailles tous d'abord, à surface patinée ou non, rugueuses ou parfaitement lisses, de couleur généralement beige à ocre mais aussi assez souvent rouges, parfois noires ou très sombres ou encore rubanées, et présentant divers degrés d'altération (de l'élément sain à l'élément altéré à cœur et de ce fait poreux et très léger). Les chailles rouges et noires sont généralement de taille inférieure et de forme moins arrondie que les chailles ocres. Ces dernières ont une taille moyenne de 5 à 6 cm mais il n'est pas rare qu'elles atteignent ou dépassent 10 à 15 cm. Leur forme évolue du caillou subanguleux aux arrêtes à peine émoussées jusqu'au parfait galet ;

– ces chailles abondantes sont associées à des galets de quartz qui forment l'essentiel du matériel de ces vieux épandages fluviatiles. Leur taille est semblable à celle des chailles les plus nombreuses. Leur émoussé remarquable rappelle les galets des « alluvions de type Serres » et « Noustoulet » (Fva), mais les quartz des épandages fluviatiles à chailles en diffèrent cependant par leur très fréquente coloration (patine ou coloration à cœur, jaune, ocre ou rouge à brun et parfois intense au point qu'une observation rapide pourrait aboutir à les confondre avec des chailles) ;

– aux chailles et quartz s'associent enfin d'assez fréquents éléments à texture gréseuse de provenance indéterminée (grès véritables ou cailloux décalcifiés à trame siliceuse voir Fernandes, 2012). Deux faciès gréseux sont présents : certains galets sont constitués d'un grès fin, blanchâtre à brunâtre, qui donne au toucher une surface rugueuse mais assez peu résistante, d'où leur bel émoussé et leur petite taille ; d'autres ont un faciès plus proche de l'arkose, avec une texture plus grossière et hétérométrique, une teinte toujours claire à blanchâtre, un modelage en galets très imparfait.

Ces formations n'ont jamais pu être observées en place. Les modalités précises de contact avec les coulées sus-jacentes d'une part, le socle ou les formations sablo-argileuses inférieures d'autre part ne sont pas connues. La présence des épandages fluviatiles à chailles ne se repère que grâce à la reprise

des matériaux dans des formations de pentes volcaniques enrichies en une matrice sablo-argileuse cristalline et marquées par l'abondance des chailles et quartz.

Malgré les difficultés d'observation, la position morpho-stratigraphique de ces épandages a pu être comprise par la multiplication des points d'observation et l'analyse des conditions de site (contexte morphologique par rapport aux plans topographiques, aux vallées et aux coulées). Ainsi peut-on affirmer que la mise en place de ces formations précède celle de la chape volcanique des plateaux du Velay oriental. M. Boule (1892, 1893) et G. Kieffer (1962) y voient une formation fini-miocène contemporaine de l'élaboration de la topographie pontienne. La géographie des affleurements dessine un large couloir sud-est – nord-ouest qui suggère un paléo-écoulement orienté suivant cet axe et en direction du bassin du Puy (Defive, 1996), à une époque où le basculement vers le Nord-Ouest de cette bordure du Massif central s'était déjà amorcé (par rapport à la situation en vigueur lors de la mise en place des alluvions de type Serres) mais où la déconnection d'avec les bordures sédimentaires secondaires orientales pourvoyeuses en chailles n'était pas encore acquise. Comme le pensait déjà M. Boule, « le jour où les sables à chailles livreront des documents paléontologiques, nous pourrons fixer, avec la plus grande précision, la date des mouvements orogéniques qui ont édifié cette région du plateau central » (Boule, 1892). Une exploitation des chailles (et minéraux lourds) dans cette optique a déjà été tentée (Le Griel, 1988), et ce travail d'investigation sur les chailles est en cours (Bressy *et al.*, 2010 ; Fernandes et Raynal, 2010 ; Fernandes, 2012).

Formations sablo-argileuses à argilo-sableuses recouvertes par les épandages fluviaux à chailles

Contrairement aux épandages fluviaux à chailles qui les recouvrent, ces formations sont observables en place en plusieurs points dans le secteur des plateaux du Béage et surtout des bassins de l'Orcival, de la Gazeille et de la Laussonne. On les retrouve également vers le nord autour de Fay-sur-Lignon. Les contacts n'apparaissent cependant presque jamais, ni vers la base ni vers le sommet des séquences. Là où aucune coupe n'est visible, l'enrichissement des formations de pente en une matrice sablo-argileuse d'origine cristalline incorporant des chailles suggère la présence de ces formations. Des risques de confusion existent cependant avec les formations sablo-argileuses de la séquence paléogène développée aux marges sud-est du bassin du Puy-en-Velay, particulièrement avec les « Sables de la Laussonne ». Si cette séquence est en effet bien développée dans le quart nord-ouest de la carte du Monastier-sur-Gazeille au niveau de compartiments affaissés du substratum, il reste difficile de savoir si les formations sablo-argileuses moins épaisses et plus ponctuelles qui apparaissent au-delà sous les laves du Velay oriental correspondent à des restes de cette séquence paléogène plus érodée sur les compartiments soulevés du substratum avant l'épanchement des laves, ou à des formations plus récentes

(miocènes ?) elles même recouvertes par les épandages fluviatiles à chailles. Enfin, au sein des dépôts de cette catégorie, une différenciation géographique s'opère entre le Sud de la feuille (secteur des plateaux du Béage) où les séquences sont peu épaisses, plus micacées et plus oxydées, et les autres domaines (bassins de la Gazeille, de la Laussonne, environs de Fay-sur-Lignon) où les épaisseurs sont plus grandes et où les caractères minéralogiques et sédimentologiques rendent plus douteuse souvent la distinction d'avec les formations paléogènes. Ainsi la description de ces formations s'appuie-t-elle sur deux coupes-type.

Domaines situés au Nord des plateaux du Béage (à partir du bassin de la Gazeille)

L'épaisseur des dépôts est toujours plurimétrique. À Reyrac comme en rive gauche du ravin de la mine près de Ribette Basse par exemple (bassin de la Gazeille), l'épaisseur estimée voisine 15 à 20 m. Il en est sans doute de même de nombreux gisements reconnus plus au Nord, près de Chaudeyrolles ou de Fay-sur-Lignon.

Il s'agit de formations sablo-argileuses à argilo-sableuses de teinte blanchâtre, jaunâtre, bleuâtre ou verdâtre constituées par la superposition de bancs frustes se distinguant les uns des autres par des variations de teinte et de texture (de niveaux sablo-graveleux à matrice argileuse à des niveaux presque purement argileux plutôt riches en smectite). L'absence de lavage indique un mode prédominant de mise en place par des écoulements boueux hyper-concentrés en nappe, ce qui est un point commun avec les formations paléogènes.

Les cortèges de minéraux lourds sont d'ailleurs également proches : à Malagayte (au Nord hors carte), Chaudeyrolles, Fay-sur-Lignon, Le Monastier-sur-Gazeille, le Villard, ils ne se différencient de ceux des sables de Noustoulet (Éocène) que par l'absence de staurotide et une un peu plus grande variété, au point que M. Turland (communication orale, d'après des analyses de J. Tourenq) rattache effectivement une partie d'entre eux au Sannoisien (Malagayte, Chaudeyrolles, Fay) ; dans certains cas (Reyrac, Freycenet-la-Tour, Le Monastier-sur-Gazeille, Le Crouzet en rive droite de la Laussonne), la staurotide est également présente. Il est cependant difficile de savoir quelle est la part des remaniements (de l'Éocène à l'Oligocène, de l'Oligocène aux dépôts miocènes) dans l'explication des compositions minéralogiques reconnues, d'où les doutes sur l'âge à attribuer à ces diverses formations aux faciès très proches. Ces doutes subsistent y compris lorsque prédominent les apports locaux (coupe de Ribette Basse par exemple, l'une des plus épaisses reconnue ; coupes du secteur des plateaux du Béage), même si dans ces cas mais sans beaucoup plus d'arguments, un âge miocène a souvent été plus facilement attribué aux formations.

Dans certains cas (Reyrac, Ribette Basse), un autre caractère des formations contribue à entretenir le doute sur l'âge des formations : la présence au sommet du dépôt (mais sous les épandages fluviaux à chailles) de rubéfactions importantes sans induration. À Reyraç, M. Turland (communication orale) signale la présence exclusive de kaolinite composant ce niveau, ce qu'il voit comme un argument en faveur d'un éventuel vieillissement de la formation (Oligocène ?) par rapport à l'âge miocène qui lui est généralement attribué (cartes géologiques du secteur au 1/80 000 de Boule (1893) ; Bout et Forestier, 1967).

Secteur des plateaux du Béage

Alors que plus au Nord les dépôts formant souvent des stocks importants, sont essentiellement clairs, sablo-argileux et caractérisés parfois par la présence de rubéfactions sommitales, ceux des plateaux du Béage représentent des volumes beaucoup plus modestes (1 à 2 m en moyenne suivant les estimations car il n'existe aucune bonne coupe). Ils se réduisent à de simples accumulations argilo-silteuses grisâtres (dépôts de décantation ?) à sableuses fines ocres (dépôts fluviaux liés à de petits écoulements locaux de très faible énergie ou aux ruissellements ?) en lits de quelques centimètres à quelques décimètres. Ils sont marqués par la très grande abondance de la muscovite (remaniement des altérites locales ; contact visible au niveau de la petite coupe du vallon de Rioufol au Sud de la butte de Rognon dans le bassin du Gage, rive gauche ; coupe du Sapet au Nord-Ouest de Cherchemuse en rive gauche de la Veyradeyre).

Les niveaux sableux sont oxydés jusqu'à la constitution de fins lits (millimétriques) indurés, mais il n'y a pas comme dans les dépôts précédents de traces de rubéfaction.

Les analyses d'argile (Defive, 1996) révèlent une importante teneur en kaolinite dans la plupart des cas (30 à 45 %), l'illite étant toujours présente mais accessoire et la smectite bien représentée (30 à 80 % du stock argileux).

Enfin, le cortège minéralogique, pauvre et brouillé par la présence de biotite, oxydes et autres minéraux opaques (relation avec le caractère surmicacé du socle local, et avec l'oxydation post-dépôt), se différencie nettement des formations rencontrées plus au Nord : zircon du socle, sillimanite fibrolite, grenat, titanite, topaze.

Tous ces caractères évoquent des formations résiduelles, très évoluées, d'origine locale, sans doute liées à l'altération du socle dont les débris fins étaient évacués par des écoulements de très faible énergie et déposés dans les creux d'une topographie très peu accidentée qui pourrait être d'âge miocène. Les marques d'oxydation et de ferruginisation post-dépôt rappellent en tout cas

d'avantage certains caractères des « Formations lacustres à passées ligniteuses (Miocène supérieur) (mL) » contemporaines du réveil du volcanisme du Miocène supérieur du Velay oriental que les rubéfactions et cuirassements des formations paléogènes. Ces formations des plateaux du Béage sont néanmoins antérieures, comme les précédentes, aux épandages fluviaux à chailles qui les recouvrent.

mL. Formations fluvio-lacustres, lacustres à palustres à passées ligniteuses (Miocène supérieur). Équivalences avec les cartes voisines : Yssingeaux, m : « Dépôts sablo-argileux, parfois à niveaux ligniteux... » (peut-être). Lamastre : ms : « Miocène supérieur continental : sédiments argilo-sableux lacustres, à lignite au sommet ».

Cette catégorie regroupe des formations lacustres à fluvio-lacustres litées (niveaux décimétriques à plurimétriques) contemporaines des premières éruptions du Velay oriental (9 à 10 millions d'années). Elles sont présentes à la base des plateaux volcaniques (dépôts fluvio-lacustres, lacustres à palustres mis en place dans les bas-fonds de la topographie peu différenciée du Miocène supérieur peu de temps avant d'être recouverts par les laves, remplissage des premiers cratères de maars ou des premiers barrages volcaniques, ou dépôts interstratifiés entre les premières coulées : La Vacheresse, Clauzelles...) dans toute l'aire d'extension de ces derniers, sur le versant ligérien (La Vacheresse et caves du collège au flanc sud du plateau du Monastier-sur-Gazeille pour le bassin de la Gazeille, Moulin de l'Aubépin et Souteyros dans la vallée de l'Aubépin vers Moudeyre, La Jalade au Sud du Béage en rive gauche de la Veyradeyre, vallon de la Chartreuse de Bonnefoy aux têtes amont de la Veyradeyre...) comme sur le versant rhodanien (Nord d'Orselas à l'extrémité est du plateau de Saint-Clément, Clauzelles et Gourgouras en rive gauche de la Rimande au Nord-Est de la feuille du Monastier-sur-Gazeille, La Cayère – Goudet au flanc sud des Rochers de Cuzet, Roche-Besse entre Azette et Eysse à l'Est de la carte : seul gisement d'après G Naud à avoir fait l'objet d'une concession pour l'exploitation du lignite, Cornuscles entre Eysse et Dorne...).

Les dépôts se présentent sous la forme d'accumulations parfois modestes (5 à 10 m au maximum à La Jalade d'après estimation) mais généralement puissantes, dépassant de loin l'épaisseur de tous les autres dépôts reconnus sous les laves : 70 à 80 m à Clauzelles, 70 m à Gourgouras.

Ils sont composés dans des proportions variables d'une alternance de niveaux fins lacustres à palustres généralement brunâtres et de niveaux sableux à argilo-sableux clairs. Les niveaux lacustres à palustres sont sablo-silteux ou plus franchement enrichis en matière organique, présentant alors un débit en polyèdres ou en plaquettes. L'enrichissement en matière organique peut aller jusqu'à l'accumulation de débris non décomposés de feuillages, écorces et bois dont la compaction a donné naissance à de véritables veines ligniteuses. Des lits

de diatomite sont également présents (Cornuscles, Gourgouras, l'Aubépin...). Les niveaux sableux à argilo-sableux présents en alternance sont composés de matériaux cristallins prédominants, mis en place suivant les cas soit par des écoulements fluviaux de très faible énergie soit par des écoulements boueux (rôle des ruissellements ?) seuls aptes à expliquer la présence de sables et d'argiles en mélange. L'oxydation de ces niveaux est parfois importante, jusqu'à donner des lits millimétriques indurés.

Le matériel est de provenance locale : nombreux éléments polyminéraux de quelques millimètres à plusieurs centimètres, et pour les minéraux lourds un cortège assez pauvre pollué par la biotite et les opaques (formations affectées par d'importantes ferruginisations liées à l'oxydation, surtout dans les niveaux sableux lavés) associant pour les éléments principaux topaze, sillimanite fibrolite, grenat, titanite et magnétite. Les éléments d'origine volcanique ne sont pas absents.

Ces dépôts sont connus depuis longtemps. Ils ont en effet été exploités au XIX^e et au début du XX^e siècle pour leurs passées ligniteuses (combustible). Ils ont également nourri les travaux des chercheurs du fait de leur richesse en pollens, empreintes foliaires et autres débris végétaux. Les gisements de la vallée de l'Aubépin ont par ailleurs livré deux dents d'Hipparion ainsi que, à Souteyros, un crâne attribué par Y. Blanc à *Dicerorhinus megarhinus* pris dans des projections volcaniques incorporant également de nombreuses empreintes de *Carex* et des fragments de *Populus latior* (Couthures *et al.*, 1989a). D'après J. Couthures, le gisement pourrait se situer vers 10,5 Ma et est en tout cas antérieur à $9,38 \pm 0,05$ Ma, âge de la coulée qui le recouvre. Cette attribution reste cependant sujette à discussion : J. Mergoïl et P. Boivin (1993) émettent des doutes quant à la position stratigraphique du gisement (est-il bien sous-jacent aux coulées du plateau ?), tandis que F. Lacombat (2005, 2009) considère que le crâne correspond à un faciès récent de l'espèce (*Dihoplus ex. gr. D. megarhinus*, biozone 15 de Guérin ou zone de Perpignan, Pliocène inférieur terminal, 4 Ma environ) dont l'âge est incompatible avec une position infra-volcanique du gisement (sauf à réviser l'âge de la coulée fossilisante, donc tout le contexte morpho-stratigraphique du site).

La littérature scientifique à propos de ces dépôts est relativement abondante, mais ancienne (peu au-delà de la moitié du XX^e siècle). Elle traite des gisements en général (une cinquantaine recensés au total sous les laves du Velay oriental, donc sur une aire débordant légèrement celle de la feuille du Monastier-sur-Gazeille qui en occupe tout de même l'essentiel et le cœur ; mais parmi ces gisements une partie doit ressortir des catégories précédemment décrites : m et Fva). Elle se concentre souvent sur certains gisements remarquables, parmi lesquels ceux de Cornuscles, l'Aubépin, la Chartreuse de Bonnefoy, Gourgouras. Les archives départementales de l'Ardèche et de la Haute-Loire recèlent enfin des informations complémentaires liées à l'activité d'exploitation

du lignite. Les principales sources sont les suivantes : A. De Gensanne, 1777 ; B. Faujas de Saint-Fond, 1778 ; J.-M. Bertrand-Roux dit De Doue, 1823 ; H. Lecoq, 1867 ; J.-B. Dalmas, 1872 ; M. Boule, 1892, 1893 ; P. Grangeon, 1952, 1953 ; J.-P. Charre, 1966 ; J.-P. Charre et P. Grangeon, 1967 ; A. Pons, 1968 ; D. Biquand, 1971 ; J. Deville, 1986 ; G. Naud, 1988 et 1989 ; J. Couthures *et al.*, 1989a ; J. Mergoil et P. Boivin, 1993 ; E. Defive, 1996.

FORMATIONS VOLCANIQUES

Le plateau de Saint-Front – Le Monastier-sur-Gazeille, le massif du Mézenc et du Gerbier et le pays de Boutières

Ce secteur occupe la majeure partie de la surface de la feuille (principaux toponymes fig. 4). C'est un pays d'altitude relativement élevée (presque partout supérieure à 1 100 m), au climat rude. Le socle affleure largement à la faveur de vallées très encaissées à l'est de la ligne de partage des eaux Loire/Rhône ; il est en revanche beaucoup plus recouvert sur le versant ligérien, à l'Ouest, par de vastes coulées formant un plateau ondulé.

Dans la partie centrale de ce plateau, les empilements de coulées, qui sont dans l'ensemble datées de 11 à 7,5 Ma (fig. 5), ont souvent été précédés, ou accompagnés dans les premiers temps de leur mise en place, par une activité hydro- à phréatomagmatique dont témoignent les projections litées et souvent palagonitisées que l'on retrouve en plusieurs points sous ces empilements : vers l'Ouche sur la route de Cancoules, et à la confluence entre le ruisseau de la Gazeille et la Gagne à proximité du village de Saint-Front, vers Les Couffours entre Saint-Front et, plus au Sud, la D500, dans la vallée du Lignon entre La Louvèche et Valette à l'Ouest de Chaudeyrolles, ou encore vers Le Crouzet, en bordure de la D36 entre Laussonne et Moudeyres (cette liste n'étant pas exhaustive). Les « tufs jaunes » du cirque des Boutières, sur la commune de Borée, à l'Est des Estables, manifestent les mêmes tendances, mais peut-être un peu plus tardives et au niveau d'un édifice circonscrit et complexe.

Recouvrant ces produits, les empilements qui forment les plateaux se terminent le plus souvent par de minces coulées de trachyandésites aphyriques, datées de 8,6 à 7,6 Ma. Ces empilements de coulées miocènes, dont la puissance peut atteindre 120 à 150 m et compter jusqu'à 10 à 12 niveaux, sont particulièrement bien visibles sur les coupes ménagées par l'érosion de la Rimande et de la Saliouse, près de Saint-Clément (Nord-Est de la carte, en marge nord du pays de Boutières). L'accumulation des laves a le plus souvent abouti à masquer les édifices sources des épanchements, que l'on ne retrouve qu'à la faveur de l'éventrement postérieur des structures par l'érosion. Ainsi en est-il du volcan du Viillard au Sud-Est de Chaudeyrolles au rebord oriental des hauts plateaux, cône strombolien de grande extension recoupé par une lame de

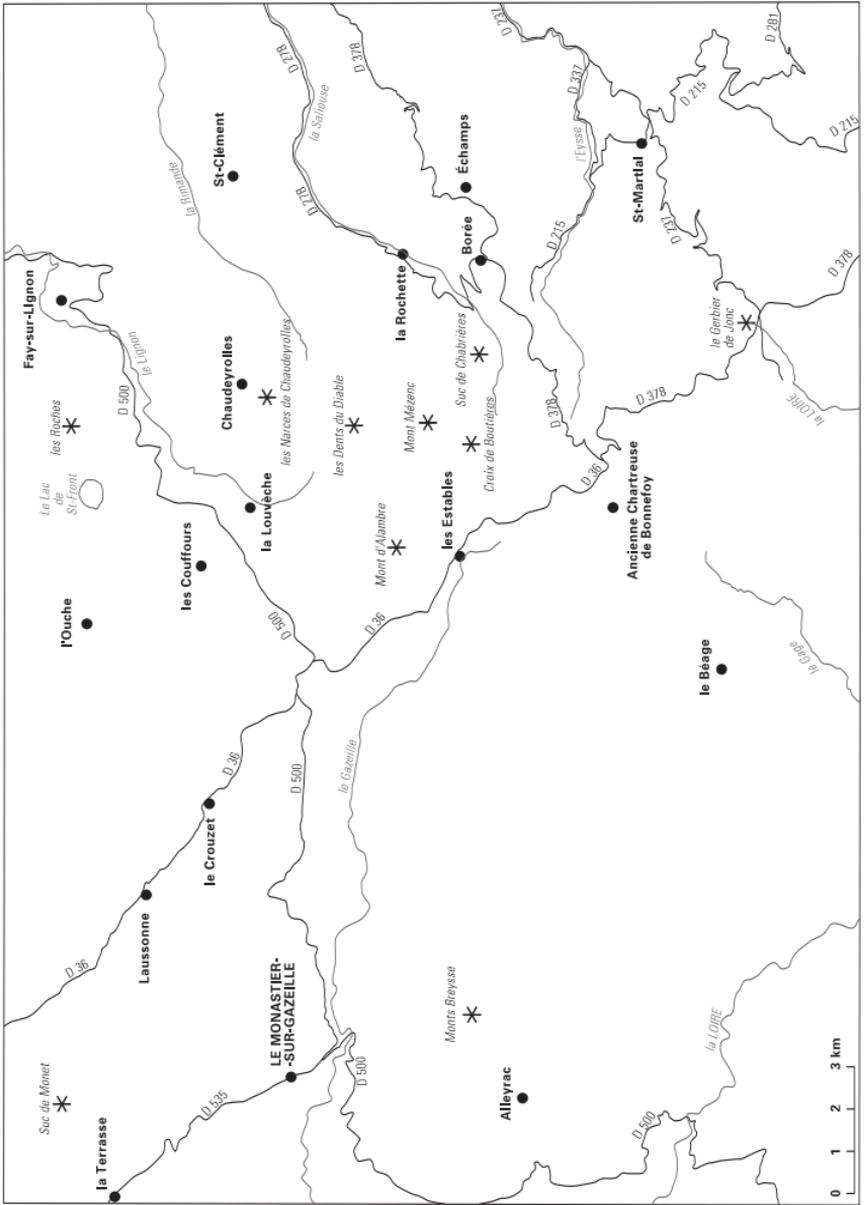


Fig. 4 - Schéma de localisation des principaux toponymes cités dans le chapitre volcanisme

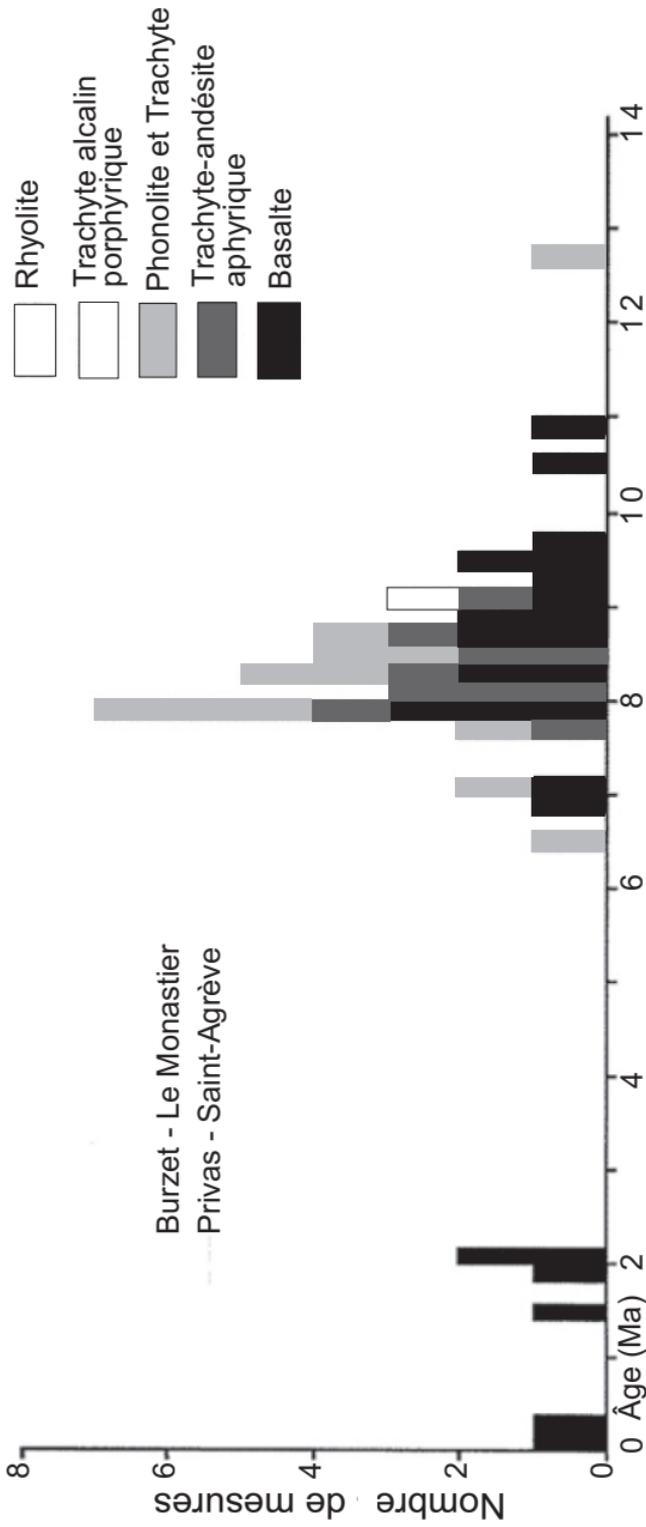


Fig. 5 - Chronodiagramme des laves du Velay pour la région de Burzet, Le Monastier, Privas, Saint-Agrève (extrait de Mergoil et Boivin, 1993)

phonolite anciennement exploitée pour la pierre de taille. Plus au Sud-Ouest, la zone déprimée des Estables fournit un autre exemple. On y trouve, à proximité du lit de la Gazeille naissante, des dépôts stromboliens et des résidus phréatomagmatiques profondément altérés et possiblement remaniés, ayant fait l'objet de diverses interprétations. J. Mergoïl et P. Boivin (1993) y voient un ancien cône strombolien érodé. La présence de restes phréatomagmatiques (particulièrement bien visibles sur la coupe ménagée par la D36 -route du Gerbier- à la sortie sud-est du village), ainsi que des données de forages (Casimir Cortial, communication orale) révélant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de lave dans le sous-sol, suggèrent plutôt la présence d'un ancien maar, plus ou moins rempli par de la lave puis comblé par des dépôts.

De ce plateau (coupes fig. 6, cahier central) se dégagent les appareils trachytiques et phonolitiques qui leur sont ici postérieurs et qui confèrent aujourd'hui au paysage son aspect caractéristique. À proximité de la limite nord de la feuille, la coulée de block-lavas phonolitique des Roches, datée de 7 Ma, est, pour la partie centrale et sud de la province du Velay oriental (hors Meygal), le plus septentrional et le plus ancien de ces appareils différenciés. Quelques kilomètres plus au Sud, au niveau de Chaudeyrolles, deux pointements phonolitiques, le mont Signon et le point d'altitude 1 400 m, encadrent le maar de Chaudeyrolles, sur lequel on reviendra plus loin, car il est rattaché au volcanisme pléistocène du Bas-Vivarais, dont les édifices dispersés se superposent ici au vieux volcanisme du Velay oriental.

Au Sud du maar de Chaudeyrolles, les pointements de la Grosse Roche, de la Roche Pointue et du Chastelas, alignés suivant une direction ouest-nord-ouest – est-sud-est forment les *Dents du Mézenc*, souvent appelées aussi *Dents du Diable*. Le trachyte de la Grosse Roche y côtoie la rhyolite de la Roche Pointue et du Chastelas ("high K rhyolite", in Mergoïl et Boivin, 1993), tandis que des masses phonolitiques forment les sommets proches. Ainsi apparaît la complexité des mécanismes de mise en place des laves les plus différenciées de ce secteur, sur lesquels on reviendra.

Les Dents du Mézenc pointent à la retombée nord du mont Mézenc, dôme d'extrusion complexe séparé du dôme-coulée du mont d'Alambre par le col de la Croix de Peccata. Ces deux imposantes masses phonolitiques forment la limite du domaine de plateaux peu accidentés développé autour de Saint-Front et Fay-sur-Lignon, et marquent l'entrée dans la zone la plus dense en *sucs* phonolitiques perçant l'empilement des coulées : Roche du Bachat, Rocher Tourte, Rechausseyre à l'Ouest des Estables ; Suc de Taupernas, Suc de la Lauzière, Suc de Montfol, Suc de Séponet, Suc de Sépous et aiguille de protrusion du mont Gerbier de Jonc au Sud de l'ancienne chartreuse de Bonnefoy (2 km au Sud-Est des Estables).

À l'Est des Estables, le col de la Croix de Boutières, sur la ligne de partage des eaux Atlantique/Méditerranée, est un point remarquable qui offre vers l'Est un superbe panorama sur les Alpes. On découvre de là les structures plus complexes du versant ardéchois, à la limite entre les hauts plateaux du versant ligérien et le paysage profondément disséqué du pays de Boutières. Le Suc de Touron, le Gouleyou, les deux Roches de Borée et le Rocher de Pialoux se dégagent d'Ouest en Est. Parmi ces pointements, le Gouleyou est certainement le plus remarquable. J. Mergoil et P. Boivin (1993) l'interprètent comme une protrusion, témoin de la sortie à l'air libre d'une lave très visqueuse qui ne s'est quasiment pas affaissée sous son propre poids (on notera cependant que cette interprétation est discutable, étant donné l'altitude du Gouleyou, nettement plus faible que celle de nombre des dykes qui l'entourent, et l'absence à son voisinage immédiat de marques évidentes de mouvements tectoniques postérieurs à sa mise en place). L'érosion l'a entamé, mais sa morphologie reste bien caractéristique.

Immédiatement au Sud, le Rocher des Pradoux et le Suc de Sara sont deux ring-dykes, ou filons annulaires, phonolitiques. Le second est remarquable par la dissymétrie des relations qu'il entretient avec son encaissant, bien visible grâce au décaissement érosif par le torrent de l'Eysse, qui laisse voir les niveaux hypovolcaniques du filon. Sur l'extérieur de l'anneau, la phonolite est découpée en panneaux, parallèles au contact, dont l'épaisseur s'élargit à mesure que l'on s'en éloigne : de quelques centimètres à proximité du contact à plusieurs dizaines de centimètres quelques mètres plus loin. Ce sont les marques du régime de cisaillement à l'état quasiment solide qui s'est établi lors de la mise en place de la lave. Le contact est très différent à l'intérieur de l'anneau, aussi bien du côté de la lave que de celui de l'encaissant. La lave prend en effet un faciès progressivement effusif puis hyalin, sans débit en panneaux observable. La roche encaissante est, elle aussi, très modifiée sur une zone de réaction atteignant 8 m d'épaisseur : elle y prend un faciès métasomatique caractéristique, poreux et déquartzifié. D'après J. Mergoil-Daniel *et al.* (1986 et 1991) et B. Maamar (1991), il s'agit d'une corrosion alcaline par des gaz riches en CO₂ et à pH élevé (albitisation des feldspaths, évolution de la biotite en taeniolite et magnésio-arfvedsonite, cristallisation d'aegyrine autour de la biotite arfvedsonisée).

Au Nord des *Sucs* de Sara et de Touron, en rive gauche de la vallée de la Saliouse, juste à l'aval du cirque des Boutières, le suc phonolitique de Chabrières, outre le faciès spécifique de refroidissement qu'il présente (« phonolites à billes »), est remarquable par la nuée trachytique qu'il jouxte et surplombe et qui occupe la haute vallée de la Saliouse jusqu'à hauteur du Rocher de Pialoux vers l'aval. Les cendres et dépôts de nuée de la vallée sont issus d'un diatrème ouvert dans le granite juste au pied du suc, contenant une brèche de trachyte à biotite vitreux localement riche en carbonates, de faciès ignimbritique, interprété par G. Chazot *et al.*, 2003 comme le produit du mélange d'un magma carbonatitique avec un magma trachytique (voir infra). En travaillant sur les

cumulats qu'elle contient, S. Hodges (1991) a daté cette formation de $8,5 \pm 0,2$ Ma.

Les Rochers de Cuzet (ou Roches de Cuzets, ou Rochers de Cruset, suivant les cartes) forment les limites ouest et sud du cirque des Boutières, qui résulte de l'éventrement profond des structures volcaniques par l'érosion aux têtes amont de la vallée de la Saliouse. Ces Rochers forment un élément de plateau dont la structure géologique complexe est chapeauté par une coulée de phonolite qui représente l'émission phonolitique la plus récente du Velay oriental (5,7 Ma). À quelques centaines de mètres au Sud du col de la croix de Boutières, de beaux affleurements témoignent de la complexité des rapports entre magmatisme et hydrogéologie qui se sont joués lors des éruptions antérieures : on y voit en effet se côtoyer des tufs surtseyens (témoins d'éruptions sous de faibles tranches d'eau à l'air libre), les restes d'un maar (marquant des interactions eau-magma plus violentes, qui se sont jouées en profondeur), des coulées et dykes de mugéarites, et enfin des vestiges de cônes stromboliens (preuves du passage à un régime où l'eau n'interfère plus avec les éruptions). Les relations entre ces formations et celles qui les encadrent peuvent être en grande partie interprétées au niveau de la coupe du flanc sud des Rochers de Cuzet (Prévoit & Dalrymple, 1971 ; Prévoit, 1975), où l'on voit une série de coulées basaltiques à trachyandésitiques surplombant l'anneau des tufs palagonitiques couvrant lui-même une coulée de basalte porphyrique à augite, le tout étant recoupé par des dykes d'alimentation des niveaux les plus élevés.

La zone du Suc de Monet : le volcanisme du Devès aux marges sud-est du bassin du Puy

Au coin nord-ouest de la carte, à l'Ouest de Laussonne, la zone du Suc de Monet se distingue des précédentes par son relief cloisonné dans le détail, juxtaposant buttes à versants concaves et petits bassins. Ce paysage original résulte du travail de l'érosion différentielle dans un contexte sédimentaire affecté, aux marges sud-est du bassin tertiaire du Puy-en-Velay, par le volcanisme basaltique plio-pléistocène du Devès (et non plus celui du Velay oriental ; génération « bassin du Puy ») exprimé au travers de coulées et autres édifices basaltiques fréquemment marqués par l'existence d'une phase surtseyenne, hydromagmatique à phréatomagmatique, à l'origine d'abondantes brèches hyaloclastiques à palagonite (elles ont favorisé le développement d'un habitat troglodytique à l'origine de nombreuses grottes). Les coulées ont été perchées en éléments de plateau (plateaux de Lachamp au Sud-Ouest du Suc de Monet, de Couteaux au-dessus de Lantriac, des Badioux au Sud-Est de Couteaux), les intrusions et necks ont été déchaussées (Sucs de Monet, d'Armenauds, de Montchamp, dyke des Chiers, au-dessus du Pont de Moulines, et autres dykes de moindre ampleur), et les bassins évidés. Si le toponyme *suc* est employé ici comme plus à l'Est (hauts plateaux, Boutières), il n'y a pas pour autant de valeur géologique, et désigne avant tout un pointement dans le relief,

tantôt phonolitique comme dans le Velay oriental, tantôt basaltique comme ici. Le Suc de Monet et ses voisins sont dans ce cas.

En marge sud-ouest de cet ensemble, l'érosion de la rivière de la Laussonne a ménagé une coupe remarquable à travers un diatrème occupé par une brèche hyalolastique à éléments basaltiques, traversant perpendiculairement le tracé de la D535 en sortie sud-est du hameau de la Terrasse. Les basaltes qui s'y trouvent sont datés du Pléistocène ancien (Mergoïl & Boivin 1993), et sont donc à rattacher au volcanisme du Devès *stricto sensu*, qui vient ici interpénétrer les formations plus anciennes et constituer un complexe où les relations génétiques et chronologiques entre laves, brèches et dépôts phréatomagmatiques ne sont pas connues dans le détail.

Les Monts Breyse et le plateau d'Alleyrac, diverticule du plateau du Devès

Le plateau d'Alleyrac, au même titre que le vaste plateau du Devès dont il est un satellite séparé par le passage de la Loire juste à l'Ouest de la limite occidentale de la feuille du Monastier, est constitué de produits volcaniques peu évolués, riches en enclaves d'origine profonde. Le plateau, dont l'altitude moyenne est de 1 000-1 100 m, est formé de coulées dont la puissance moyenne est de 70 m (Couthures, 1990), surmontées par des cônes stromboliens, ou gardes (au nombre de 150 sur l'ensemble du Devès d'après Boule 1892). La plupart de ces derniers ont été surbaissés (d'environ 10 à 20 %) dans le contexte des alternances glaciaires-interglaciaires du Quaternaire (Couthures 1990). De tels cônes stromboliens à cratère sommital, formés de pyroclastites scoriacées et de bombes stromboliennes, sont les témoins de la sortie d'une lave un peu plus visqueuse ou présentant un débit un peu plus lent que les éruptions fissurales, responsables de la mise en place de la majeure partie des coulées du plateau.

Le Petit Suc et le Grand Suc qui forment le Mont Breyse, l'un des édifices les plus remarquables du domaine de la feuille du Monastier, font exception. La fraîcheur de leur forme bien conservée et la valeur encore forte des pentes de leurs flancs permettent de s'interroger sur l'âge de ces cônes, qui pourraient se rattacher soit à un épisode tardif au sein du Devès, à l'image du Mont Bar (à Allègre, au Nord-Ouest du Puy), soit au volcanisme Pléistocène moyen et supérieur du Bas-Vivarais. Le faciès de la lave, très riche à la fois en xénolithes et enclaves du socle et en enclaves mantelliques, ne facilite pas l'obtention de datations absolues qui permettraient de trancher.

Le volcanisme du Bas-Vivarais

La feuille du Monastier-sur-Gazeille porte les plus septentrionaux des édifices volcaniques rattachés à cette phase d'activité, que l'on retrouve surtout au Sud, sur la feuille de Burzet, ainsi qu'au Sud-Est sur la feuille de Privas et, de manière beaucoup plus anecdotique, sur celle de Lamastre, qui porte l'extrémité aval de

certaines des coulées récentes épanchées en pays de Boutières sur la feuille du Monastier.

Le volcanisme du Bas-Vivarais est constitué de laves très peu différenciées, incorporant pour la plupart de nombreuses et grosses enclaves mantelliques (exception faite de la coulée du Suc de Bauzon, dans la vallée de la Loire, sur la carte de Burzet mais très proche de la marge sud de la feuille du Monastier, ainsi que des produits volcaniques du volcan de Saint-Martial). Très souvent, on trouve également de nombreux xénolithes et fragments recuits de socle cristallin (buchite). Il a donné naissance à des édifices ponctuels et dispersés, surimposés à la chape volcanique plus ancienne du Velay oriental (ou directement au socle sur les feuilles voisines). La fraîcheur des formes, de même que l'emboîtement des coulées dans les vallées où elles occupent encore le niveau du talweg ou se perchent faiblement au-dessus, met cependant à l'abri de toute confusion.

À ce volcanisme exclusivement basaltique se trouvent associées deux catégories d'édifices et de dynamismes éruptifs, la plupart du temps combinés et qui se sont succédés dans un ordre chronologique bien précis. Suivant, en effet, que les laves ont ou non rencontré de l'eau à leur arrivée à proximité de la surface, le dynamisme a débuté soit par un phase phréatomagmatique avec ouverture d'un maar et dépôt d'un anneau de projections, soit directement par une phase strombolienne classique avec cône et coulée.

Les cas de cette deuxième catégorie sont minoritaires, représentés sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille par deux volcans en pays de Boutières, dont les cônes ne sont plus apparents dans la morphologie : celui de La Rochette, dans la vallée de la Saliouse, dont la courte coulée est recoupée par la D278, 500 m à l'aval du village ; et celui de Saint-Martial, plus au Sud-Est, dans le bassin-versant de l'Eysse (ce dernier volcan est le seul cas connu dans cette province volcanique de passage du magmatisme au phréatomagmatisme, là où partout ailleurs c'est une évolution inverse qui s'est produite).

À l'exception des deux cas précités, tous les autres volcans ont connu une phase phréatomagmatique initiale. L'activité s'est parfois arrêtée là, laissant souvent dans la morphologie une dépression circulaire très apparente et un anneau de projections plus ou moins bien conservées et plus ou moins grossières (Saint-Front, Chaudeyrolles, le Lac-d'Issarlès sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille), laissant ailleurs des traces moins directement évidentes (élargissement des versants de la vallée de la Collance, dans le bassin de la Gazeille ; dans le secteur Crouziols - Chabriac, où les projections n'apparaissent qu'au travers de coupes réduites ; secteur médian du vallon des Pras, en Pays de Boutières, dans l'angle sud-est de la carte, où des projections très grossières sont visibles en bordure et en contrebas de la D281, ainsi qu'en placage sur le versant de rive gauche de ce vallon partiellement remblayé par cet épisode puis réentaillé par le cours d'eau). Aux Etables enfin, la vaste dépression ouverte en tête de la vallée

de la Gazeille interroge. Des dépôts visibles dans le fossé de la D36, à la sortie sud-est du village (déjà évoqués) suggèrent une influence phréatomagmatique, mais il est difficile de savoir : d'une part, s'ils sont en place ou remaniés (il semble plutôt remaniés), d'autre part, s'ils sont recouverts par les laves du Velay oriental (il s'agirait alors d'un vieux maar miocène : cette hypothèse est plus probable) ou s'ils ont au contraire été mis en place dans une dépression ouverte postérieurement au travers des laves du plateau.

Lorsque l'activité a pu se poursuivre, l'assèchement progressif du système a permis le passage du phréatomagmatisme au magmatisme, et des cônes stromboliens se sont édifiés à l'emplacement du maar initial, qui se trouve ainsi masqué mais dont les dépôts voisins prouvent l'existence. Sur la feuille du Monastier (à son rebord sud-sud-ouest), c'est le cas du volcan de Cherchemuse, édifié sur la crête séparant le Lac-d'Issarlès de la vallée du Gage, plus à l'Est. Des projections phréatomagmatiques palagonitisées apparaissent dans de mauvaises coupes autour de la ferme de Bonnefond, côté Gage, tandis que le cône strombolien égueulé vers le Gage a émis une coulée (truffée d'enclaves de socle et de péridotite) dont les crêtes d'écoulement sont encore visibles et qui, après avoir rejoint le talweg au pont coté 1 144 m, suit la vallée sur quelques kilomètres vers l'aval. Côté Boutières, le système du volcan de Borée – Echamps représente l'édifice le plus remarquable de tous ceux qui, sur la feuille Monastier-sur-Gazeille, se rattachent au volcanisme récent du Bas-Vivarais. L'emplacement de la plaine d'Echamps, perchée de manière insolite au-dessus des vallées encadrantes (400 m au-dessus du talweg de l'Eysse ; Azette, Saliouse), correspond à celui du maar ouvert par la phase phréatomagmatique initiale. Les projections très riches en socle issues de cette phase d'activité sont visibles au flanc sud-ouest principalement, au niveau de la carrière de Molines. L'épaisseur de la séquence tient au volume de matériaux émis, mais aussi au fait qu'ils recouvrent un versant déjà pentu à l'époque, ce qui fausse un peu la lecture. À la partie haute de la coupe, une discordance bien lisible est interprétée (Berger, 1973, 1978 ; Berger et Prinzhofner, 1977d) comme résultant d'un effondrement partiel de l'anneau de tuff vers le cratère au cours de la phase éruptive, à l'origine d'un chenal remblayé par les projections suivantes. Rapidement ensuite, le faciès de la coupe évolue. Les dernières projections phréatomagmatiques s'enrichissent en magma juvénile, puis sont recouvertes par un épais niveau à lapillis. Ce dernier s'enrichit lui-même à son sommet en bombes en bouse de vache, puis apparaissent des lames de basalte massif et prismé, correspondant à des sills insinués entre les lits de projections. En périphérie du maar, s'édifient au terme de l'éruption de petits cônes stromboliens : on retrouve le flanc de l'un d'entre eux dans la partie boisée supérieure (il s'agit du Rastillas ; des projections stromboliennes sans morphologie bien visible, épisodiquement exploitées, sont par ailleurs visibles au nord de la plaine d'Echamps, de part et d'autre de la D378, ou s'adosent au flanc sud de la phonolite miocène du Rocher de Pialoux ; elles sont également visibles dans une petite carrière sur son flanc ouest). La lave fluide émise depuis

ces petits cônes, riche en enclaves mantelliques et xénolithes du socle, a formé en s'épanchant un lac de lave à l'emplacement du cratère du maar, d'où la planitude actuelle de la topographie à cet emplacement. Des sondages géophysiques (Rochette, communication orale) ont détecté localement jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de lave ainsi accumulée. Deux points d'ensellement ont conduit au débordement de ce lac : l'un vers l'Ouest, au niveau de la vierge de Borée, l'autre vers l'Est, au niveau du hameau d'Echamp. De là, la lave a dévalé les versants et alimenté deux coulées : l'une dans la vallée de l'Eysse, dont le témoin le plus aval (indiscutable du fait du faciès très reconnaissable de ce basalte) forme le petit interfluve 862 m au-dessus du carrefour de Fougères (carrefour de la scierie entre la D215 et la D337) ; l'autre dans la vallée de l'Azette, vers l'Ouest, dont le témoin le plus aval se trouve au pont des Lièvres, à la confluence Azette – Saliousse, hors des limites de la carte à plus de 7 km de la source. Les restes de cette coulée sont également visibles principalement au-dessus de la route (D378) à Bois Lantal, et en bord de route à l'entrée amont de Chanéac.

Dans le contexte de la topographie fortement différenciée du Pléistocène moyen à supérieur, l'activité phréatomagmatique de bon nombre des édifices reconnus a favorisé un remaniement rapide, voire syn-éruptif (c'est de façon certaine le cas à Borée et Saint-Martial), des projections accumulées sur les versants. Aussi, comme localement sur la feuille de Burzet (vallée du Fau sous les volcans du Chambon et de la Vestide du Pal), retrouve-t-on sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille plusieurs lahars associés au fonctionnement de ces volcans récents. Dans la vallée de l'Azette, les projections phréatomagmatiques du maar de Borée – Echamps ont alimenté un lahar qui recouvre la nappe alluviale de l'époque et se trouve lui-même recouvert par la coulée issue du débordement du lac de lave (coupes de Bois-Lantal et du pont des Lièvres). Dans la vallée de l'Eysse, un autre lahar issu de ce même volcan a remblayé le fond de vallée sur 20 à 30 m, recouvrant là aussi les alluvions de l'époque avant d'être lui-même recouvert par la coulée épanchée du côté de l'Eysse. Le carrefour de la scierie à Fougères donne la plus belle coupe ouverte à la faveur de travaux routiers (coupes prolongées ensuite au niveau de la D337, mais sur une moindre épaisseur). On y voit en fait plusieurs « pulses » boueux accumulés, dans lesquels s'interstratifie au tiers supérieur de la coupe une petite retombée strombolienne à lapilli, marquant le passage à un dynamisme strombolien au niveau du volcan. À l'aval des Pras (Saint-Andréol-de-Fourchades), un lahar remanie également les dépôts phréatomagmatiques jusqu'à la vallée de la Dorme.

Sur le plan de la chronologie, les connaissances au sujet du volcanisme du Bas-Vivarais n'ont été renouvelées que récemment. La fraîcheur des édifices, des laves, ainsi que la position de ces dernières à proximité des talwegs sont des indices forts de la jeunesse de ces volcans, repérés déjà par Boule (Boule, 1892). Les premiers âges ont été livrés par Berger (Berger, 1973 ; Berger *et al.*, 1975),

à propos d'édifices ou coulées situés dans le bassin de l'Ardèche, sur les feuilles Burzet et Privas. Les datations ^{14}C effectuées sur des paléosols sous-coulée suggéraient deux phases, l'une de plus de 35 000 ans et l'autre de $11\,770 \pm 270$ ans. Ces datations ont depuis été rejetées, compte tenu des risques de rajeunissement par contamination sur ce type de support. Les données de chronologie relative et de paléomagnétisme indiquent un volcanisme âgé de moins de 780 000 ans et divisé en trois courtes phases éruptives, de quelques centaines d'années chacune (Bonhommet 1972 ; Rochette *et al.*, 1993, cité in Guérin et Gillot, 2007). Les édifices rattachés à ces trois phases s'alignent le long de trois axes de fracturation parallèles, d'orientation sud-sud-est – nord-nord-ouest, témoignant d'une dérive de l'activité vers le Sud-Ouest (Rochette *et al.*, 1993 ; Goër de Herve, 1997). Les premiers résultats de datation par thermoluminescence des plagioclases (Guérin, 1983), indiquant deux phases, respectivement autour de 80 000 et de 47 300 BP, sont plus solides que les premiers âges ^{14}C et ils sont cohérents avec le paléomagnétisme et la datation relative. Ils sont par ailleurs corroborés et complétés par les datations récentes (Guérin et Gillot, 2007) par thermoluminescence des microcristaux de plagioclases. Deux des résultats de thermoluminescence sur microcristaux de plagioclase de ces auteurs se placent sur la feuille : Borée est daté de $164\,000 \pm 27\,000$ ans et La Rochette de $167\,000 \pm 18\,000$ ans. Sur la base d'échantillons récoltés sur le domaine de la feuille de Burzet, les mêmes auteurs datent la seconde phase autour de 80 000 ans, ce qui est cohérent avec les données de G. Guérin (1983).

Au total, seuls les édifices de la phase la plus ancienne et une partie de ceux de la phase intermédiaire apparaissent sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille. Le groupe le plus ancien se met en place vers 130 000 à 170 000 ans, et compte du Nord-Ouest au Sud-Est les maars de Saint-Front et de Chaudeyrolles, les volcans de la Rochette, Borée – Echamps et Saint-Martial, et sans doute le maar du vallon des Pras, situé dans l'alignement. Le maar du Lac-d'Issarlès et le volcan de Cherchemuse sont les points les plus septentrionaux, seuls visibles sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille, de la phase intermédiaire, dont l'essentiel des édifices se trouve sur les feuilles de Burzet et Privas. L'âge des volcans de cette génération se situe autour de 80 000 ans (Mergoïl et Boivin, 1993 signalent pour le volcan de Cherchemuse un âge K/Ar de 330 000 ans, mais considéré comme peu fiable, ce que l'on comprend au regard du nombre d'enclaves de péridotite et de socle que contient la lave). Quant à la phase la plus récente, elle n'est représentée que sur la feuille de Burzet, avec des âges voisins de 30 000 à 50 000 ans. Pour l'essentiel, le volcanisme du Bas-Vivarais peut donc être considéré comme contemporain de celui de la Chaîne des Puys.

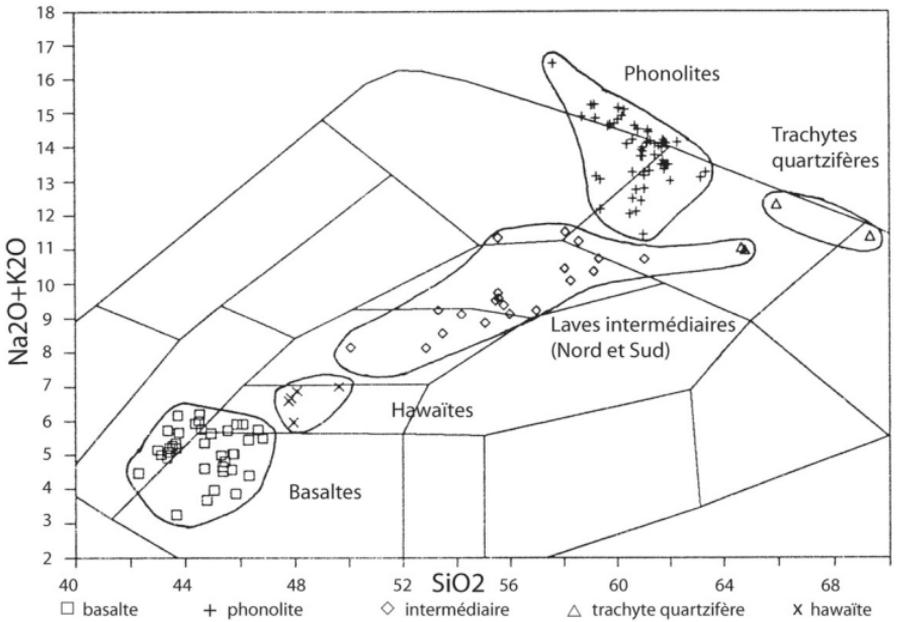


Fig. 7 - Classification des laves du volcanisme du Velay dans un diagramme silice-alcalins (Hodges, 1991). Champs de composition d'après Cox *et al.*, (1979)

MAGMATISME EFFUSIF

Volcanisme du Velay oriental (Miocène Supérieur)

La diversité de composition des laves produites est illustrée sur la figure 7 (tirée de Hodges, 1991) par le diagramme TAS (alcalins-silice).

βvo. Laves basiques (basaltes alcalins, hawaïtes, basanites, néphélinites, ankaramites). De la même façon que pour les laves basiques se rapportant aux autres provinces de la carte, ces différentes roches sont ici regroupées car il est impossible de les différencier à l'œil nu. La coupe de Saint-Clément, ménagée dans un plateau en inversion de relief, laisse voir une douzaine de niveaux de ces coulées superposées (10-12 m d'épaisseur en moyenne), séparés par des niveaux scoriacés et des brèches de progression. Dans la zone de colonnade, il s'agit d'une roche grise, contenant quelques phénocristaux d'olivine, et présentant un débit en plaquettes perpendiculaires à l'axe des prismes. Dans la zone de faux-prismes de l'entablement (qui n'est présente que dans la ou les deux coulée(s) de base du plateau), la roche est beaucoup plus finement cristallisée, elle est presque noire et présente un abondant verre brun. Contrairement aux laves basiques du Devès et du Bas-Vivarais, ces roches contiennent remarquablement peu d'enclaves ultrabasiques. Quelques faciès remarquables peuvent être notés, comme les ankaramites riches en mégacristaux automorphes de clinopyroxène et plus rarement d'olivine du Mézenc (interprétés par S. Hodges, 1991 comme des cristaux remaniés d'agglomérats cumulatifs), ou la lave scoriacée riche en phénocristaux d'augite de la quatrième coulée de la coupe de Saint-Clément.

Les auteurs de la carte de Burzet distinguent trois types de laves au sein de la formation qui prolonge, sur leur feuille, l'ensemble représenté sur la nôtre. (1) Des basaltes à olivine, comportant de rares phénocristaux dans une mésostase de clinopyroxènes incolores, olivine, feldspaths An_{45} et An_{55} , feldspaths sodipotassiques interstitiels associés à la néphéline et l'analcime ; et deux variétés de basaltes plus différenciés : (2) des basaltes porphyroïques à olivine et salite, qui présentent la même mésostase que les précédents, mais contiennent d'abondants phénocristaux, en particulier de clinopyroxènes souvent zonés ; enfin, (3) des leucobasaltes aphyriques, sans phénocristaux, avec une mésostase contenant des clinopyroxènes, un peu d'olivine, des feldspaths An_{30} et An_{40} , des feldspaths sodipotassiques, de la hornblende résorbée et de l'apatite. Les relations à l'échelle de la carte suggèrent que l'extrapolation de cette typologie est raisonnable à titre d'hypothèse, mais les données systématiques manquent pour la valider et la représenter cartographiquement.

τα. Trachy-andésites aphyriques. Il s'agit de laves gris sombre à noires aphyriques à patine grise, d'aspect feuilleté (débit en dalles) très rarement bulleuses ou scoriacées. La cascade de Chantemerle, contournée par la D274 au

Sud de Chaudeyrolles, en ménage une coupe sur 4 à 5 coulées. Ces laves sont présentes en coulées minces formant la nappe sommitale des plateaux et dykes, recouvrant une surface d'environ 50 km² pour un volume estimé à 0,25 km³. On n'observe ni brèches de progression ni horizon de retombées scoriacées. La structure est trachytique fluidale. De rares microcristaux de titano-magnétite et d'apatite se distinguent dans une mésostase de grands microlites d'oligoclase potassique et de microlites d'oligoclase potassique et de sanidine Or₅₃ en proportions égales (Batard, 1974), associés à des microgranules de clinopyroxènes en moindre quantité, et exceptionnellement de biotite et de zircon.

ρ. Rhyolites. Lave massive et compacte, riche en paillettes noires hexagonales de biotite. Seuls trois dykes sont connus (les « dents du Mézenc » ou « dents du diables » au Nord du Mézenc), alignés sur le linéament principal. L'appartenance de ces laves exceptionnelles au domaine du secteur sud du Velay oriental est discutée, en particulier par S. Hodges 1991. Soulignant leur affinité avec certaines laves intermédiaires et différenciées du secteur Emblavès, cet auteur les y rattache et les rassemble même sous le titre de « trachytes quartzifères » avec d'autres roches affleurant sur la feuille d'Yssingaux.

Φτ. Trachytes et phonolites. Ces roches, composées à 80 % en volume de feldspaths (voir Batard, 1974 pour l'analyse détaillée de ces feldspaths), sont impossibles à distinguer les unes des autres à l'œil nu. Elles présentent une structure trachytique fluidale nette (disposition des phénocristaux et microlites de feldspath en tablettes aplaties), acquise lors des dernières étapes de consolidation de la lave. La roche est de couleur grise plus ou moins foncée (elle donne une lauze plus grossière, moins fine et régulière et à sonorité moins claire que la lauze de « faciès phonolitique », vert sombre, que l'on trouve dans l'Emblavès), avec une patine blanche très marquée. De nombreux microcristaux de feldspath alcalin, de clinopyroxène et plus rarement d'amphibole soulignent la microstructure trachytique. La roche est généralement compacte, mais dans certaines zones (par exemple l'Alambre), elle est au contraire criblée de petites bulles transformées en géodes par des cristallisations tardimagmatiques. Notons quelques affleurements présentant un faciès ocellé, de « phonolites à billes » millimétriques à centimétriques (il s'agit d'un faciès de refroidissement brutal aux épontes, bien observable par exemple à la ferme de la Boyère, au Sud-Est de Borée, ou au niveau du Suc de Chabrières, entre Borée et le Mézenc). Le faciès le plus remarquable est certainement celui du Nord-Est de l'Alambre, qui en plus d'être bulleux comporte de petits phénocristaux jaunâtres-blanchâtres de néphéline. Quelques affleurements, comme les Roches de Borée et les dykes près de Saint-Martial et du Mont Gerbier-de-Jonc, montrent également la présence d'enclaves grenues (phénocristaux de sanidine, amphibole, augite, titanite, apatite, titanomagnétite, dans une mésostase de sanidine, aegyrine, sodalite, néphéline, titanite, apatite, titanomagnétite).

Parmi les phonolites, il est possible d'appliquer dans une certaine mesure la distinction géochimique classique entre agpaïtes et miaskites, et de la caractériser minéralogiquement :

– S. Hodges (1991) utilise comme critère d'identification minéralogique des agpaïtes la présence d'aenigmatite xénomorphe et de néphéline automorphe et l'absence d'opaques dans la mésostase. Ces roches, représentées en particulier par le Signon et le Gerbier-de-Jonc, sont aphyriques à rares phénocristaux de sanidine ; dans la mésostase, la sanidine subautomorphe, l'aegyryne et accessoirement des zirconosilicates (mosandrite et lavénite) s'ajoutent aux minéraux précités. Le Suc de Touron fait figure d'exception avec ses phénocristaux automorphes de néphéline et sanidine. J. Mergoïl et P. Boivin (1993) notent par ailleurs la présence de zéolites (chabasite, phillipsite, natrolite) en géodes ou veinules et, exceptionnellement, la présence d'enclaves qui sont des xénolites d'éléments crustaux granitiques ou quartziques, ou de syénite néphélinique homogène (dykes près de Saint-Martial et du mont Gerbier-de-Jonc). Comme classiquement décrit dans la littérature, ces laves résultent d'un phénomène « d'inversion » de l'ordre de cristallisation, dans lequel les feldspathoïdes cristallisent en premier, suivis des feldspaths alcalins puis des silicates de zirconium-titane et enfin des pyroxènes alcalins ;

– les miaskites sont identifiées minéralogiquement par le même auteur grâce à la présence de phénocristaux de zircon, de salite, de Ti-magnétite et de kaersutite associés à une mésostase à titanite et l'absence d'aenigmatite ou de néphéline automorphe. Ces roches, représentées en particulier par le Rocher des Pradoux et le Rocher de Soutron, sont porphyriques (les phénocristaux atteignant 10 % en volume). Les ferromagnésiens automorphes et les feldspaths alcalins présentent des inclusions d'oxydes. Dans la mésostase, on retrouve sanidine, noséane, augite aegyrynique, titanomagnétite et titanite. Cette microtexture révèle l'ordre de cristallisation « normal » suivant : magnétite, ilménite, puis apatite, titanomagnétite, titanite et zircon, puis kaersutite (toujours résorbée), puis clinopyroxène (salite à ferrosalite à enveloppe d'augite aegyrynique) puis plagioclase An_{25-45} (souvent corrodé et zéolitisé) et, enfin, noséane incolore et Or_{41-57} souvent associé en rosettes ;

– enfin, pour le troisième groupe de roches, représentées en particulier par les Roches, le Rocher de Bachat, le Mézenc, le Suc de Sara et les Roches de Borée, la distinction géochimique sur roche totale perd son sens : ces roches qui, d'un point de vue chimique, sont hyperalcalines, n'ont en effet pas la même minéralogie que les agpaïtes au sens strict. Ce sont des laves porphyriques, présentant la même mésostase que les agpaïtes décrites plus haut, mais contenant des phénocristaux qui ont valeur de reliques d'un stade miaskitique originel (apatite, titanomagnétite, titanite, augite aegyrynique, hornblende brune, sanidine-néphéline à néphéline ayant cristallisé en premier, auxquels s'ajoutent de rares aenigmatites au Suc de Sara).

Du fait de leur viscosité, ces laves phonolitiques et trachytiques forment des accumulations à l'aplomb de leur point de sortie et des intrusions déchaussées par l'érosion. Dans un ordre de viscosité croissant, elles forment des coulées courtes et trapues (Les Roches, entre Fay et Saint-Front ; la Lauzières, à l'Est du Béage ; les Coux, juste au Sud de la feuille, au-delà de Bout-de-Barre, au Sud du Gerbier), des dômes-coulées (par exemple : le Mézenc, l'Alambre, le Rocher Tourte), puis des dômes d'extrusion (Mont Signon), puis des aiguilles de protrusions (Mont Gerbier de Jonc, Gouleyou) et des filons annulaires (Suc de Sara). Très peu de pyroclastites y sont associées en dépit de l'explosivité des éruptions : aucune retombée et aucun dépôt ponceux conséquents n'ont été retrouvés. Des brèches à éléments lithiques et phonolitiques fumerolisés témoignent, aux contacts phonolite-encaissant, des explosions initiales. Ces brèches sont de faible épaisseur et s'amincissent très vite à mesure que l'on descend le long du conduit, ce qui trahit le caractère superficiel des explosions initiales. À l'exception du dôme du Mézenc, avec sa structure composite et ses nombreux filons, les témoins de la dynamique d'inflation endogène des dômes d'extrusion sont relativement rares (peut-être du fait de l'érosion, qui a pu effacer les hérissements des dômes).

Volcanisme Plio-Pléistocène du Devès

βD. Laves basiques (basaltes alcalins, hawaïtes, basanites, néphélinites, ankaramites). Les différentes roches regroupées ici sous cette dénomination le sont car elles ne sont pas différenciables sur le terrain, où elles présentent toutes le faciès basaltique d'une roche gris clair, à olivine visible à l'œil nu et à texture souvent bulleuse, présente sous forme de coulées, filons ou bouchons de cratère. Comme pour les autres basaltes au sens large de la feuille, les variations d'aspect observables sont dues à des facteurs externes : roche gris bleuté à cassure microgranuleuse en cœur de coulée, roche noire prismée à cassure conchoïdale aux épontes, faciès d'altération à débit en boules plus ou moins désquamées.

Classiquement, depuis P. Bout (1960), on distingue parmi les laves basaltiques du Devès : les « basaltes des plateaux et vallées anciens », villafranchiens, et les « basaltes des vallées actuelles », post-villafranchiens (c'est là la nomenclature employée sur la carte de Cayres). Cette dénomination peut cependant être trompeuse en laissant supposer un âge plus récent pour les « basaltes de vallée » que pour ceux du plateau. Il s'avère en fait que, parmi les basaltes emboîtés dans les gorges actuelles de la Loire, certains (section du Lac-d'Issarlès à Salettes) voisinent 2 Ma et sont donc plus anciens que les plus récentes des coulées du plateau (environ 1 Ma à 800 000 ans), tandis que d'autres (secteur de confluence Loire – Gazeille, sur la feuille Cayres, juste à l'Ouest de la feuille Monastier-sur-Gazeille) correspondent aux derniers

épanchements d'âge Devès (environ 800 000 ans) qui ont interféré avec le recreusement de la gorge actuelle (Defive, 1996 ; Mergoïl et Boivin, 1993).

Seuls les « basaltes des plateaux et vallées anciens » sont représentés sur la feuille du Monastier. Pétrographiquement, ces roches apparaissent relativement homogènes, et leur variabilité résiduelle n'est pas corrélée à la chronologie. Ce sont surtout des basanites et des basaltes alcalins, à phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de titanomagnétite. La mésostase comporte surtout des microlites de plagioclases, clinopyroxènes et titanomagnétite, complétés par un verre souvent en faible quantité.

Ces laves présentent souvent d'importantes enclaves de plusieurs types :

1 - des enclaves résultant de la réincorporation de scories (Boivin, 1982), ce qui occasionne des précipitations abondantes de titano-magnétite et d'hématite (quand les scories ont été oxydées avant réincorporation), persistant sous forme de rubans sombres ;

2 - des enclaves de socle ou de sédiments, qui forment des poches de minéraux alumineux de haute température entourés d'auréoles de clinopyroxènes riches en acmite (Leyreloup, 1973) ;

3 - des mégacristaux de néphéline qui prennent un aspect vacuolaire (Blanc *et al.*, 1973) et des fragments de roches à néphéline et anorthose, présents au niveau de nombreux cônes stromboliens du plateau, et qui proviendraient de syénites néphéliniques sous-jacentes ;

4 - des enclaves de péridotites (dans lesquelles le cœur des phénocristaux d'olivine trahit toujours une origine mantellique), sans lien génétique avec le magma et qui auraient donc été arrachées lors de leur ascension profonde : dans le basalte, les enstatites et diopsides mantelliques recristallisent alors en amas chondritiques qui servent de micronucléi aux phénocristaux de clinopyroxènes du magma (Vilminot, 1965), il y a enrichissement en fer et oxydation des spinelles chromifères les opacifiant ;

5 - des enclaves basiques de clinopyroxène et d'amphibole (reliques de phases précoces et profondes du magma) : dans les laves, le clinopyroxène fond peu et se retrouve au cœur des clinopyroxènes autochtones, et l'amphibole, qui est souvent une kaersutite, se transforme plus ou moins complètement en un assemblage complexe à base d'olivine, de clinopyroxène riche en Ti, de rhönite, de plagioclases, etc. (Boivin, 1980).

Ce volcanisme est principalement fissural et la nature de la lave détermine les deux types principaux d'édifices. Quand une lave basaltique fluide s'épanche depuis une fissure, un édifice bas, émoussé et allongé se met en place le long de la fissure. Une lave un peu plus visqueuse ou un débit plus faible donnant des cônes stromboliens, comme les Monts Breysse.

Volcanisme Pléistocène moyen et supérieur (Bas Vivarais)

βBV. Laves basiques (basaltes alcalins, hawaïtes, basanites, néphélinites, ankaramites). Les laves du Bas-Vivarais sont très homogènes en composition. Normativement, il s'agit d'un basalte à néphéline, mais les feldspathoïdes sont rarement exprimés et les alcalins en excès sont piégés dans le verre ou l'espace intergranulaire. La lave est le plus souvent riche en enclaves enallogènes de plusieurs types : (1) des mégacristaux (souvent de clinopyroxène et d'amphiboles, rarement de spinelles, exceptionnellement d'olivine), (2) des agrégats polycristallins de haute pression (clinopyroxénites à olivine sans spinelle, clinopyroxénites à spinelle et grenat sans olivine, clinopyroxénites à olivine, spinelle et amphibole), (3) des enclaves de manteau supérieur (péridotites, pyroxénites-protogranulaires, porphyroclastiques et équigranulaires, équilibrées pour certaines dans le faciès à spinelle et pour d'autres à la limite entre le faciès à spinelles et le faciès à grenat)¹. Dans le cas du volcan de Saint-Martial cependant, la lave ne contient que des enclaves et xénocristaux (feldspaths) du socle, très abondants.

PYROCLASTITES ET FORMATIONS ASSOCIÉES

Τφτ. Tufs phonolitiques et trachytiques. Malgré la présence de nombreux appareils volcaniques formés de laves très visqueuses, dont la mise en place a donc certainement impliqué une explosivité importante, la province du Velay oriental est connue pour n'abriter que peu de pyroclastites différenciées. Quelques gisements de petite taille sont connus à l'Est de Borée et au Sud d'Echamps : ce sont des tufs pyroclastiques altérés, formations argileuses mal litées à granules blanchâtres vacuolaires issus de cendres et lapilli phonolitiques.

La formation de loin la plus importante est cependant la nuée trachytique du suc de Chabrières : il s'agit d'un tuf pâle, jaunâtre à brun solidement soudé, formant une brèche à blocs de trachyte vitreux comportant de nombreuses enclaves grenues. La nuée qu'il forme s'allonge sur plus d'1 km dans la vallée de la Salieuse vers le Nord-Est, mais elle est principalement riche en blocs dans la partie sud.

On y distingue quatre types de blocs : (a) des éléments de substrat, (b) des fragments de basaltes, trachytes (le trachyte existe également en dyke dans le diatrème) et phonolites, (c) des cumulats grenus et (d) des fragments

¹ Un exemple de minéralogie précise de laves similaires à celles que l'on trouve sur la feuille Monastier est donné dans la notice de Burzet. Il s'agit du basalte de la Vestide du Pal : phénocristaux de salite ($Wo_{45.23} En_{45.44} Fs_{9.34} - Wo_{46.88} En_{41.01} Fs_{12.12}$), olivine ($Fo_{85.80}$) et quelques opaques ; mésostase composée de nombreux opaques, de pyroxène ($Wo_{49.75} En_{36.60} Fs_{13.65} - Wo_{50.80} En_{32.61} Fs_{16.59}$), plus abondant que l'olivine ($Fo_{79.65}$) et de plagioclase ($Ab_{37.34} An_{60.71} Or_{1.95} - Ab_{44.37} An_{53.72} Or_{1.91}$).

pyroclastiques plus ou moins en continuité avec la matrice du tuf, formant des zones indurées plus ou moins en relief par rapport à elle.

G. Chazot *et al.* (2003) indiquent que toutes les pyroclastites (d) et environ 10% des cumulats (c) contiennent des carbonates. Ces auteurs ont étudié dans le détail ces formations, dont nous reproduisons les éléments principaux de description :

c - les cumulats forment une suite d'éléments mafiques à silicatés, les mafiques étant les plus abondants. Ils sont composés de minéraux cumulatifs (amphibole, apatite, biotite et magnétite) entre lesquels on observe des cristallisations de plagioclases. Dans les plus mafiques, on trouve en outre des amphiboles et clinopyroxènes, ainsi que des opaques dans les interstices. Plus précisément :

- c1 - un premier groupe contient des cumulats mafiques (amphibole, oxydes de Fe et Ti, apatite, ainsi souvent que des plagioclases et du clinopyroxène) frais, pris dans un verre brun d'aspect altéré, contenant parfois quelques plagioclases squelettiques. Le carbonate est la magnésiosidérite, en petits cristaux millimétriques ou en veines dans le verre,
- c2 - un second groupe contient des cumulats intermédiaires à felsiques (feldspath potassique et plagioclases, ainsi que, de manière subordonnée : biotite, oxydes de Fe-Ti, apatite et parfois clinopyroxène). Le carbonate est de la calcite pure, qui prend place en remplacement de clinopyroxènes et d'amphiboles, ou cristallise avec apatite, oxydes et verre silicaté dans les espaces entre les feldspaths ou dans les craquelures au sein de ceux-ci, ou encore forme des cristaux arrondis dans le verre silicaté frais ;

d - les pyroclastites sont des tufs (<2 mm) et des tufs à lapilli (2-64 mm). Plus précisément on distingue trois types :

- d1 - les tufs lithiques polygéniques sont les plus communs et hétérogènes. Ils constituent le tuf hôte ou des blocs mimant des xénolithes dans le tuf. Ils contiennent de nombreux clastes de laves antérieures et de socle, ainsi que de cumulats. La matrice est une association fine de dolomite et de silicate altéré. Dans certains échantillons, on observe par ailleurs : smectite, oxy-hydroxydes de Fe, lapilli ovoïdes ou sphériques de feldspaths potassique et de carbonates...
- d2 - les tufs vitreux contiennent jusqu'à 50 % de verre silicaté brun sombre, plus ou moins altéré en smectite par endroits, englobant des phénocristaux (amphibole, clinopyroxène, feldspaths corrodés et fragmentés, biotite) et des clastes de lave et de socle. Les carbonates (magnésiosidérite) sont rares, en petits grains associés à des minéraux mafiques (surtout du clinopyroxène),
- d3 - les tufs riches en carbonates sont des xénolithes inclus dans les tufs des types précédents, contenant plus de 50 % de carbonates (dolomites

calciques et ferreuses) en grands cristaux entre les minéraux, les corrodant ou les envahissant, associés avec du verre silicaté de composition trachytique ou des minéraux silicatés et des oxydes. Les cumulats silicatés sont formés de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite. De rares clastes de trachyte et de socle leur sont associés.

Cette formation est issue du dégazage explosif brutal et de l'ascension rapide de magma depuis un réservoir superficiel. Plus dans le détail, son interprétation fait cependant l'objet de plusieurs hypothèses, qui y voient la marque d'événements-clefs de l'activité de cette province. Notons en particulier la théorie de S. Hodges (1991) qui interprète les blocs projetés associés aux pyroclastites trachytiques comme des blocs d'origine cumulative issus d'une chambre magmatique secondaire superficielle qui a donné les laves intermédiaires du secteur de l'Emblavès. Se plaçant à un tout autre niveau d'explication, G. Chazot *et al.* (2003) soulignent que la présence de globules dans le silicate indique que deux liquides immiscibles étaient en présence l'un de l'autre. L'étude des isotopes de Sr, de C et de O (Chazot *et al.*, 2003) indique que ces deux liquides présentent un lien génétique : soit ils sont issus d'un même magma qui a produit l'un et l'autre en se différenciant (ils sont alors en présence l'un de l'autre du fait de n'avoir pu se séparer à plus grande échelle), soit ils sont issus de deux magmas résultant de la fusion d'un même matériel primaire (ils sont alors en présence l'un de l'autre par suite d'une rencontre des deux liquides). Remarquant que la formation d'un liquide carbonatitique magnésien par immiscibilité à partir d'un magma silicaté requiert une composition chimique du magma très spécifique et non observée sur notre secteur (en particulier de forts taux de Mg et Ca), G. Chazot *et al.* (2003) privilégient la seconde hypothèse : la fusion partielle d'un même matériel mantellique aurait donné : d'une part, le magma silicaté, et d'autre part, un magma carbonatitique (une lherzolite à spinelle métasomatiquement enrichie en carbonates peut donner un tel magma par fusion partielle), qui se seraient rencontrés dans la croûte.

Du point de vue du mode de gisement, ces projections pourraient correspondre, d'après P. Rochette (communication orale 2010) au remplissage d'un diatème de grande dimension. Cette hypothèse permet de résoudre la question posée par l'affleurement de telles projections dans l'axe et au fond d'une vallée (la Saliouse), qui n'était pas encore creusée au moment de leur mise en place, et dont la formation n'aurait donc fait qu'éventrer localement cette structure antérieure.

SC. Niveaux rouges et/ou formations scoriacées de base ou sommet de coulées. Chaque fois que possible, on a signalé les bases ou sommets de coulées, repérables localement grâce à leur semelle ou sommet scoriacé rougeâtre, ou grâce à la présence d'un « niveau rouge » correspondant souvent à un niveau de projections altérées puis rubéfiées par la cuisson liée au

recouvrement par une nouvelle coulée. Localement, les argiles ainsi recuites donnent de véritables niveaux de porcelanite (aspect de brique à pâte fine). Plusieurs beaux exemples peuvent être observés, souvent en bord de route (D36, entre La Vialette et Moudeyres ; D631, entre Les Etables et La Vacheresse ; carrière de Bournac ; D410, dans le tournant entre Chanal et Praforos ; D500, entre Pontails et le Pont de Vallon ; D247, au flanc sud du plateau de Saint-Clément...). Ces niveaux manquent de continuité à l'affleurement, et il est le plus souvent impossible de tracer les limites entre les diverses coulées formant les plateaux volcaniques du Velay oriental comme du Devès.

Br. **Brèches volcaniques rougeâtres indifférenciées.** Il s'agit le plus souvent d'affleurements de projections volcaniques scoriacées fraîches ou plus ou moins altérées, apparaissant localement sans lien avec une forme particulière, comme celle d'un cône. Le plus souvent, ces projections sont visibles au niveau de petites fenêtres d'observation et peuvent correspondre : soit à des niveaux intercoulées, soit aux matériaux d'un cône dont la géométrie est impossible à reconstituer.

çβ. **Projections et scories des cônes stromboliens et retombées voisines.** Ces sont les lapilli, scories et bombes constitutifs des cônes stromboliens, frais ou résiduels, et parfois des dépôts distaux qu'ils ont pu mettre en place. Dans le Devès, ces formations constituent les *gardes*, comme le Mont Bresse. Les cônes stromboliens rattachés au volcanisme du Bas Vivarais (Cherchemuse au Sud-Sud-Est du Béage, le Rastillas au rebord sud-sud-ouest du maar de Borée-Echamps, les projections du volcan de Saint-Martial au-dessus du Chambon dans la vallée de l'Escoutay) sont également constitués par ce type de matériel. Dans le Velay Oriental, les seules pyroclastites basaltiques observables sont des restes très érodés d'édifices stromboliens (Saint-Front) ou des édifices du même type ennoyés dans les empilements de coulées de laves (comme le volcan de Viallard au Sud-Est de Chaudeyrolles).

Brh. **Brèches hyaloclastiques.** Ces formations correspondent principalement à des anneaux de tufs surtseyens, mis en place lors d'éruptions contraintes soit par une tranche d'eau suffisamment épaisse (lac), soit par l'environnement de matériaux sédimentaires gorgés d'eau (sédiments lacustres). Ces événements occasionnent la mise en place de dépôts stratifiés de hyaloclastites marqués par la palagonitisation précoce des pyroclastites (présence de verre volcanique hydraté responsable de la coloration jaunâtre à brunâtre de ces brèches) et contenant souvent de nombreux fragments de substratum surtout sédimentaire. Un anneau de tufs de ce type (atypique cependant par l'absence de fragments de substratum), épais de 60-80 m pour un diamètre de 1 000-1 200 m, est coupé par le cirque des Boutières (Mergoïl et Boivin, 1993). Les cendres palagonitisées forment la matrice jaune du tuf, qui en a assuré la cimentation. Le reste de la formation est composé de lapilli de mugéarite vésiculeux et plus ou moins cristallisés et palagonitisés en

périphérie, et de blocs de lave grise aphanitique, de bombes en « bouses de vaches » et de quelques rares fuseaux. On observe un granoclassement horizontal, marqué par la diminution de la taille des éléments figurés en position distale. Il n'y a pas de granoclassement vertical à la base de la formation, mais un granoclassement décroissant vers le haut de la séquence. L'anneau de tufs est recouvert, vers le Nord, le Sud et l'Ouest, par des coulées de mugéarites et benmoréites alimentées par les dykes qui recoupent tout le secteur.

Hors de l'exemple du Cirque des Boutières, d'autres coupes situées vers la base des empilements de coulées formant les plateaux du Velay oriental montrent des formations du même type (secteur des Estables, vallée du Lignon vers ses sources à hauteur de Valette et La Louvèche, ravin du ruisseau de Salin débouchant sur le maar de Chaudeyrolles, secteur de Cancoules vers Les Houches, sur la commune de Saint-Front...). Il faut par ailleurs se rapprocher du bassin du Puy pour rencontrer les plus volumineuses brèches hyaloclastiques, associées à des intrusions nombreuses, en particulier dans la section aval de la vallée de la Laussonne (angle nord-ouest de la carte), en lien cette fois avec le volcanisme basaltique plio-pléistocène du Devès.

V. Dépôts phréatomagmatiques associés aux maars et lahars les remaniant. On connaît des dépôts de ce type pour les trois périodes d'activité volcanique de la feuille. Il s'agit de dépôts stratifiés, de pyroclastites et fragments de socle, souvent marqués par des figures d'impacts (« bomb-sag »), en gisements typiquement organisés autour de maars. Les dépôts présentent des figures d'antidunes (le front raide étant du côté du cratère) dues à l'action érosive du souffle, et sont parfois chenalisés par des explosions remaniant les précédentes (par exemple dans le maar de Borée). Dans certains maars, comme celui de Borée, les bombes prennent un aspect caractéristique « en chou-fleur » : ce sont des bombes trempées, très denses, sans bulles, à surface variqueuse, formées par un magma juvénile. Ces formations se mettent en place quand le magma, dans son ascension, rencontre à faible profondeur un volume d'eau (cours d'eau, nappe phréatique) qui se vaporise brutalement : l'explosion qui s'ensuit découpe à l'emporte-pièce dans le substratum, à l'aplomb d'un diatème plus ou moins recoupé par des filons, un vaste cratère circulaire entouré, à la surface, d'un anneau de pyroclastites. Si l'arrivée de lave se poursuit, un lac de lave, comme la plaine d'Echamps, peut alors se former, et un ou plusieurs cônes stromboliens s'édifier dans le cratère ou à son pourtour. Si elle s'interrompt, comme ce fut le cas au lac de Saint-Front ou à Chaudeyrolles, et si le contexte hydrographique le permet, le cratère peut être occupé par un lac, ou/puis comblé par une sédimentation organo-détritique à l'origine de nombre de gisements de tourbe dans la région (Chaudeyrolles par exemple).

Dans la plupart des cas, la phase phréatomagmatique a précédé la phase effusive, généralement d'ailleurs peu affirmée. La cas du maar de Saint-Martial

apparaît dans ce cadre comme une exception, puisque c'est localement le seul exemple où la phase effusive précède la phase phréatomagmatique. Ceci est bien visible en bord de D215 au-dessus du Chambon, en rive gauche de la vallée de l'Escoutay, où des projections stromboliennes recouvrant une nappe alluviale sont elles-mêmes recouvertes par des projections phréatomagmatiques à la partie haute de la séquence (avec un petit niveau de transition à caractère hydromagmatique : brèche hyaloclastique à palagonite). C'est ici l'épanchement premier d'une coulée de lave (on la voit moulant le versant cristallin à l'aval du barrage du lac de Saint-Martial) qui, barrant le vallon, a dû provoquer la formation d'une retenue d'eau et ainsi le passage d'un dynamisme effusif classique au phréatomagmatisme. L'hypothèse suggérée par ce dispositif est celle d'une mise en eau du système du fait du barrage volcanique provoqué par la coulée, et aboutissant à l'ouverture du maar à l'emplacement actuel du lac de Saint-Martial (maintenu de manière artificielle par la digue construite à l'exutoire, vers l'Escoutay).

Si des dépôts phréatomagmatiques se retrouvent en lien avec les trois phases d'activité volcanique de la région (plutôt à la base des empilements de coulées dans la province du Velay oriental), seuls ceux associés au volcanisme récent du Bas Vivarais peuvent être observés en lien avec la topographie qui les supporte, très proche de la topographie actuelle vu l'âge très récent de ce volcanisme. En divers points (en lien avec le maar de Borée-Echamps : vallées de l'Azette à Bois Lantal et au Pont des Lièvres, et vallée de l'Eysse entre Fougères et Condas ; en lien avec la maar de Saint-Martial : vallée de l'Escoutay, affluent de rive droite de l'Eysse, entre Le Chambon et Deux-Eaux ; en lien avec un maar ouvert au milieu du vallon des Pras : vallon des Pras et secteur de Darnepessac, dans la vallée de la Dorne), il est alors possible d'observer, dans l'axe des vallées, des formations de type lahar, en un ou plusieurs « pulses » donnant des bancs métriques frustes, ayant recouvert les alluvions du talweg d'alors et comblé le fond de vallée parfois sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Le cas du maar de Saint-Martial est à ce titre intéressant, car on y voit le passage progressif des dépôts phréatomagmatiques en place au lahar issu de leur remaniement (bord de la D215 au-dessus du Chambon) ; de beaux détails concernant le litage fin à la base du lahar, lié aux écoulements chargés précurseurs immédiats de l'arrivée du lahar, sont aussi visibles en bord de D237 vers La Chazotte, plus en aval. Dans le cas des lahars associés au fonctionnement du maar de Borée-Echamps, les passées lahariques ont ensuite été recouvertes par une coulée de lave émise lors de la phase effusive strombolienne terminale. Ceci prouve, avec la présence d'une retombée à lapilli interstratifiée entre deux lahars (Fougères, dans la vallée de l'Eysse), la contemporanéité des lahars et de l'éruption.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Remarques préliminaires

Ces remarques apparaissent au chapitre des formations superficielles mais valent plus largement dans tous les domaines où E. Defive a été amenée à intervenir pour l'établissement de la carte (« Formations superficielles » surtout, mais aussi « Formations sédimentaires cénozoïques » et « Formations volcaniques »).

Comme indiqué en introduction, elles correspondent au sens strict à l'ensemble des matériaux, déplacés ou non, issus de la désagrégation mécanique et/ou chimique du substrat. Nous y intégrons les formations, essentiellement fluviales, qui, bien que sous-jacentes ou incluses aux séquences volcaniques plio-quadernaires (Devès, Bas Vivarais), accompagnent l'évolution du relief durant cette période où s'instaurent et s'affirment les dynamiques d'incision (encaissement du réseau hydrographique). Les formations fluviales à lacustres plus anciennes (Miocène supérieur ou plus anciennes) recouvertes par les laves du Velay oriental n'apparaissent par contre pas sous la rubrique « Formations superficielles » mais sous celle des « Formations sédimentaires cénozoïques ». Enfin, le cas des formations superficielles d'origine endogène liées à l'activité volcanique (pyroclastites et épilastites) est traité au chapitre « Formations volcaniques ».

Compte tenu de la configuration du relief, et de la situation de la zone aux têtes amont du réseau hydrographique (bassin de la Loire à l'Ouest, bassin de l'Eyrieux affluent du Rhône à l'Est), les formations de versant sont de très loin les plus étendues. Le relais avec les formations fluviales s'opère progressivement, par l'intermédiaire de formations colluvio-alluviales encombrant nombre de vallons élémentaires, puis de véritables alluvions peu évoluées et contraintes en extension par l'étranglement des fonds de vallées.

Pour l'essentiel, ces formations de versant, ainsi que les altérites en place ou légèrement remaniées qu'elles surmontent souvent, représentent l'héritage des morpho-dynamiques quadernaires froides. Hors du secteur nord-ouest principalement, où le contexte morpho-structural (versants à corniches entaillant les coulées superposées à la séquence argilo-sableuse tertiaire du bassin du Puy) a favorisé le développement tardiglaciaire à holocène de grands glissements très perturbateurs, ces formations de pente héritées n'ont été que localement et superficiellement remaniées en colluvions par les dynamiques actuelles, où l'homme a pu avoir sa part. Les formations purement anthropiques (remblais) sont anecdotiques.

Formations de versant d'origine froide

Compte tenu de sa position en latitude et altitude, la région cartographiée a été intégralement soumise aux effets du froid quaternaire, ce qui explique l'extension des formations de versants héritées de cette période. Leur importance tient aussi aux potentialités offertes par le contexte morpho-structural :

- un socle fragilisé par son hétérogénéité (granite du Velay) et son intense fracturation, et plus ou moins altéré ;
- des coulées capables de fournir des éléments grossiers par exploitation de leur prismation aussi bien que des éléments fins par altération et désagrégation granulaire (interstades et interglaciaires) ;
- des masses phonolitiques à trachytiques très sensibles à la gélidivision ;
- une juxtaposition des terrains (socle recouvert par les empilements volcaniques, intrusions de laves différenciées perçant au travers de l'ensemble) augmentant le nombre des lignes de fragilité susceptibles d'être exploitées par la météorisation ;
- une topographie accidentée aussi bien par l'élévation des reliefs volcaniques (sur les plateaux) que par l'encaissement du réseau hydrographique et offrant ainsi un large champ d'action aux dynamiques gravitaires responsables de l'entraînement le long de versants mal protégés et jusqu'aux lignes de talweg de matériaux produits en quantité par la météorisation.

L'argument de la situation nord orientale du Velay au sein du Massif central est prioritairement invoquée pour expliquer la rareté des marques d'englacement qui caractérise cette zone, éloignée des apports humides d'origine atlantique autant que méditerranéenne (Veyret, 1981 ; Valadas, 1984). Faute de précipitations neigeuses suffisantes, le Velay aurait évolué au Quaternaire dans des ambiances avant tout périglaciaires, plus ou moins froides et humides. Les quelques traces d'englacement localisé néanmoins présentes sur le territoire de la carte justifient la distinction effectuée, au sein des formations de versant d'origine froide, entre « Formations glaciaires » et « Formations périglaciaires ». L'aspect fermé ou ouvert des accumulations ainsi que leurs modalités de mise en place (commande prioritairement gravitaire ou rôle des dynamiques de fluage), détermineront la logique d'établissement de la typologie des formations périglaciaires.

Qu'il s'agisse des formations glaciaires ou périglaciaires, on ne dispose d'aucune datation permettant d'en préciser l'âge. C'est avant tout par défaut, et parce que l'on part du principe que la dernière période froide a dû largement remanier les formations plus anciennes et effacer les traces des glaciations antérieures, que l'on attribue au Würm ou Weichselien l'ensemble de ces formations. Il existe cependant ailleurs dans le Massif central des héritages avérés des glaciations anté-würmiennes. L'argument est donc un peu court, mais

il faut reconnaître que même dans le cas de complexes superposant plusieurs formations (de même nature ou de nature différente), on n'est pour le moment pas en mesure de dire s'il s'agit de plusieurs épisodes intra-stadiaires, inter-stadiaires ou inter-glaciaires ! Les chronologies proposées malgré tout, seules encore actuellement en vigueur (Veyret, 1981 ; Valadas, 1984), ont été bâties de proche en proche, et sur des bases avant tout morpho-stratigraphiques ; en référence aussi aux processus de mise en place des différents types de formations (gélifraction, géli- ou solifluxion...), ces derniers nécessitant chacun un contexte climatique spécifique (froid fort et sec pour certains, froid éventuellement moins accusé mais humide pour d'autres...) re-situable par référence aux chronologies existantes par ailleurs (sur d'autres massifs, ou servant de référence à l'échelle de l'Europe de l'ouest). Une telle démarche présente cependant des limites ne serait-ce que du fait des possibilités de récurrence de tel ou tel type d'ambiance climatique au gré des fluctuations climatiques. De plus, parmi l'ensemble des formations d'origine froide, certaines ont pu résulter de processus continûment actifs avec des variations d'intensité (on pense à la gélifluxion, à la gélifraction), tandis que d'autres semblent avoir correspondu à des contextes climatiques plus spécifiques et donc plus facilement calables dans le temps (cas des périodes propices à un englacement même minime : Pléniglaciaire supérieur).

S'il faut, au bout du compte, relever les limites du cadre chronologique en vigueur, il faut aussi noter qu'aucun travail postérieur n'est pour le moment venu le réviser. Certains chercheurs (B. Etlicher, communication orale) estiment qu'il faudrait sans doute le vieillir globalement mais sans pouvoir dire de combien. Seules des datations absolues, dont les moyens restent à trouver, permettront d'avancer sur la voie de la précision de ce cadre chronologique.

Formations glaciaires

Seules les accumulations morainiques ou assimilées sont considérées ici. Les formations fluvio-glaciaires prenant éventuellement le relais vers l'aval ont été regroupées avec les « Formations fluviales » dans la mesure où nous avons privilégié, du point de vue de l'intérêt de ces formations, leur position par rapport aux talwegs (niveau de perchement), corrélatrice de l'histoire de l'encaissement du réseau hydrographique.

La reconnaissance de témoignages d'englacement dans le massif du Mézenc a connu des détracteurs (Poizat et Rousset, 1975 ; Trimoulla, 1970), et ne semble avoir fait l'unanimité qu'après l'article publié en 1976 par R. Neboit et Y. Veyret au sujet du glacier de la vallée d'Antraygues. Dans tous les cas, ces témoignages restent ténus. Les formations ne parviennent pas la plupart du temps à elles seules à constituer une preuve suffisante, pas plus que la morphologie :

- belle forme en auge de la vallée du Lignon an aval de Chaudeyrolles au Nord du Mézenc, bien repérée par Bout qui voyait aussi un verrou sur la Gazeille à l'aval immédiat des Estables (Bout, 1963) ;
- cirques accrochés au rebord oriental des hauts plateaux mais dont l'existence tient avant tout aux données de la structure (coulées empilées venues s'appuyer aux flancs de cônes disparus -cirque des Boutières-, ou recouvrant des maars -cas des cirques de Médille et Chanal-) et à son exploitation par l'érosion fluviale aux têtes amont du réseau hydrographique ;
- bourrelets topographiques en travers de la vallée de la Veyradeyre à hauteur de la Chartreuse de Bonnefoy, faisant penser à des moraines frontales.

C'est plutôt par un faisceau de présomptions tenant aux caractères de la morphologie, des formations, au contexte lithologique, aux modelés, à leur rapport avec le relief servant de réceptacle et à leur position géographique que l'on en vient dans certains cas à l'hypothèse de l'origine glaciaire des formations. Il est notable de constater qu'aucun des auteurs s'étant penchés sur la question (Torcapel, 1881-82 ; Boule, 1892, 1893 ; Bout, 1963, 1973 ; Veyret, 1981 ; Valadas, 1984) n'a eu de propos franchement affirmatifs hors du cas de la vallée d'Antraygues (Boutières).

G. Matériaux morainiques et assimilables. Équivalences avec les cartes voisines, Burzet : G : « Matériel morainique attribué au Pléniglaciaire würmien ».

Dans toute l'aire d'extension de la carte du Monastier-sur-Gazeille, la vallée d'Antraygues, accrochée au rebord oriental des hauts plateaux au Nord-Nord-Est du mont Mézenc est la seule à porter les traces indiscutables d'un englacement passé. Ce site doit donc servir de référence à la description des formations susceptibles de correspondre, ici et par extension ailleurs, à des moraines (ou till).

Du cirque de Médille au hameau d'Antraygues, ce vallon à forte pente ouvert sur la vallée de la Saliouse porte sur 2 km de longueur environ une épaisse accumulation (jusqu'à plusieurs mètres) constituée d'un matériel sans structure (vrac), très hétérométrique, mêlant une fraction grossière bien représentée (des granules aux mégablocs) à une abondante matrice fine sablo-limoneuse à argileuse. La fraction grossière est dominée par des éléments anguleux, dans un état d'altération plus ou moins avancé. Le matériel, varié pétrographiquement (basaltes *s.l.*, phonolite, brèches volcaniques diverses, matériel cristallin dès lors que l'on s'abaisse en deçà du contact socle/coulées), est représentatif de la composition du bassin-versant. Cette variété pétrographique, qui persiste vers l'aval alors que les versants encadrants se développent dans le socle cristallin, indique une prédominance des apports longitudinaux depuis l'amont par rapport aux apports transversaux depuis les versants immédiatement encadrants.

Un modelé très chaotique (amplitude verticale de plusieurs mètres) est associé à la présence de cette accumulation. Certaines formes, de même que certains traits d'organisation de ce modelé, fournissent un argument décisif pour privilégier l'hypothèse d'une origine glaciaire plutôt que celle d'une mise en place par des processus de fluage (soli- ou gélifluxion, voire coulées de boue) : en amont du hameau d'Antraygues, on repère bien depuis la route qui surplombe le fond de vallée un bourrelet arqué dont les extrémités latérales viennent en remontant vers l'amont se raccorder à chacun des deux versants encadrant le fond du vallon. Son élévation est de quelques mètres au-dessus d'une zone déprimée située juste à l'amont, et une légère dissymétrie marque son profil transversal, plus pentu à l'amont qu'à l'aval. Le torrent qui draine actuellement le vallon entaille ce bourrelet dans sa partie centrale. La forme évoque indiscutablement un arc morainique frontal, plus ou moins décrépi. Compte tenu de la persistance d'une topographie chaotique en aval, marquée cependant par des dénivellations de moindre amplitude que plus en amont, on peut penser que ce bourrelet ne représente pas le stade maximum d'avancée du glacier (les auteurs précités notent l'existence d'un front abrupt à l'aval du village d'Antraygues, à une altitude de 1 000 m environ) mais peut être la position où ce dernier a dû stagner avant de disparaître. Parmi les arguments en faveur de l'englacement de ce vallon, Y. Veyret (1981) signale aussi la présence à l'aval des cirques coalescents de Médille et du Vialaret de roches polies et moutonnées ainsi que de petits ombilics.

À l'échelle de l'ensemble du vallon, l'importance de l'accumulation et le caractère faiblement retouché du matériel grossier (pas ou peu d'émoussé) suggèrent que ce dépôt résulte avant tout de l'abandon sur place d'une épaisse couverture détritique qui, alimentée par l'intense désagrégation mécanique des versants dominant la zone (dont le grand versant est-nord-est du Mézenc, principale zone pourvoyeuse), venait recouvrir la langue glaciaire de la vallée d'Antraygues, donnant à cette dernière les caractères d'un glacier couvert ou glacier noir.

Hors du cas du glacier d'Antraygues, aucune moraine avérée n'est visible sur la carte du Monastier-sur-Gazeille. Des présomptions se portent sur l'origine de formations également épaisses et sédimentologiquement proches de celle décrite, occupant le plancher de quelques-uns des cirques ouverts à l'est qui ourlent le rebord oriental des hauts plateaux (Cirque des Boutières, tête amont de la vallée de l'Eysse sous les fermes de Fonteyse...), mais le modelé chaotique qui les accompagne, faute d'une organisation permettant d'y lire la forme de cordons morainiques, pourrait tout aussi bien s'y expliquer par des processus de fluage ou glissement. Ces processus sont avérés, et encore aujourd'hui actifs : dans le cirque des Boutières du fait de la forte argilisation des terrains volcaniques, comme aux sources de l'Eysse du fait de la présence d'un important stock d'altérites cristallines à la base des empilements volcaniques. Les investigations de terrain menées pour l'établissement de la carte n'ayant pas

permis de trancher la question, on en reste, en insistant sur la prudence à avoir, aux hypothèses formulées par Y. Veyret (1981) et B. Valadas (1984) d'accumulations devant tenir pour partie à la présence passée de glaciers de cirque ou au moins de gros névés recevant et déplaçant légèrement les débris tombés à leur emplacement depuis les versants sus-jacents soumis à une intense désagrégation mécanique en contexte périglaciaire. Si ces auteurs ont privilégié cette hypothèse, c'est aussi du fait d'une configuration très favorable de la topographie : les zones d'accumulation glaciaires présumées se situent majoritairement, on l'a dit, au niveau des cirques ou vallons ouverts à l'Est et accrochés au rebord oriental des hauts plateaux. À l'altitude élevée de ces zones (1 200 m et plus) favorable à la survenue de précipitations neigeuses et à la conservation de la neige s'ajoute une situation sous les vents dominants de nord-ouest très favorable à la constitution d'importantes sur-accumulations neigeuses par suite du soufflage de la neige accumulée en abondance sur les vastes plateaux du versant ligérien. On peut effectivement supposer que cette situation a permis durant les périodes froides du Quaternaire à de petits glaciers de cirque de se constituer, mais ces derniers n'ont pu effectuer que des retouches mineures sur les morphologies de cirque leur servant de réceptacle, qui doivent être considérées comme préexistantes et liées à l'exploitation du dispositif structural par l'érosion fluviale aux têtes amonts du réseau hydrographique.

Faute de datations, l'âge des accumulations attribuées sur la carte du Monastier-sur-Gazeille aux dynamiques glaciaires est inconnu. C'est par le biais de raisonnements morpho-stratigraphiques (perchement de cônes fluvio-glaciaires en lien avec des nappes alluviales et des coulées récentes : Tanargue, Bas Vivarais ; voir la carte de Burzet) associés à des tentatives de corrélations effectuées de proche en proche entre les diverses unités de la bordure orientale du Massif central que Y. Veyret (1981) a proposé le rattachement du glacier couvert de la vallée d'Antraygues, et de toutes les formations assimilées, au Pléniglaciaire supérieur würmien (18 000 à 20 000 ans environ). Le développement de cette phase d'englacement correspondrait à la phase maximum d'accentuation du froid, dans un contexte plus humide que celui qui semble avoir prévalu dans les phases postérieures. B. Valadas (1984) reprend cette chronologie.

Formations périglaciaires

Les formations périglaciaires occupent une place prépondérante à l'échelle de la zone cartographiée. Tous les versants ont en effet évolué durant les périodes froides du Quaternaire sous des ambiances périglaciaires marquées par un froid plus ou moins intense associé à des fluctuations de l'humidité atmosphérique. Les retouches postérieures (Tardiglaciaire et Holocène, jusqu'à l'actuel) restent limitées et correspondent principalement :

– à un remaniement colluvial superficiel (non systématique ; quelques centimètres à décimètres, jusqu'à 1 à 2 m le plus souvent au niveau des terrasses

de culture) par les dynamiques tempérées de creeping et de ruissellement ; l'homme y a été un important contributeur par le biais de la mise en culture des versants et d'autant plus qu'il a, dans les secteurs les plus pentus, aménagé ces derniers en terrasses (Boutières, versants de la Gagne vers Couteaux sur la commune de Saint-Front, zone des Arcis sur le versant de rive droite de la vallée de la Loire dans le secteur sud-ouest de la carte du Monastier-sur-Gazeille ...) où la couverture colluviale a pu s'épaissir notablement. Il a aussi opéré partout, et de manière impressionnante localement (secteur de La Bâtie sur la commune de Borée dans les Boutières), un important travail d'épierrement ;

– au bouleversement (Holocène : Subboréal principalement (autour de 4 200 à 4 500 cal BP), voir Poiraud, 2011, 2012) de l'organisation des versants acquise durant le Quaternaire froid (formations et modelés) par des glissements de terrain généralisés aux flancs des vallées entaillant d'épaisses formations argileuses à sablo-argileuses, en particulier aux marges sud-est du bassin tertiaire du Puy-en-Velay (secteur nord-ouest de la carte).

Comme cela a été dit (voir l'introduction de la rubrique « Formations de versant d'origine froide »), c'est avant tout par défaut que l'on rapporte à la dernière période froide la totalité de la couverture périglaciaire des versants, les chronologies relatives proposées (Veyret, 1981 ; Valadas, 1984) s'appuyant sur des observations et raisonnements avant tout morpho-stratigraphiques.

Pour tenter d'aller plus loin, certains chercheurs (Etlicher, 1986, 1990, 1991) ont réfléchi à l'utilisation de critères indirects comme l'épaisseur des patines blanchâtres caractéristiques des phonolites, qui témoignerait de la durée d'exposition des surfaces rocheuses (blocs, parois) à l'altération météorique sous des ambiances tempérées telles qu'ont dû en connaître les périodes interglaciaires ou inter-stadiales. L'argument est à utiliser avec prudence dans la mesure où les conditions de site peuvent également jouer. Partant du constat que les patines développées durant l'Holocène au pourtour des blocs phonolitiques atteignent une épaisseur maximum voisine du millimètre, B. Etlicher (1986) pose néanmoins la question de la durée nécessaire (1 ou plusieurs interglaciaires ?) à l'acquisition de patines de 5 à 7 mm comme il s'en mesure sur les blocs phonolitiques des diverses formations périglaciaires des massifs du Mézenc ou du Meygal plus au Nord (voir M. Turland, notice de la carte d'Yssingeaux, 1998, partie « Formations superficielles »). On le devine, ces premières hypothèses vont assez mal avec une chronologie (Veyret, 1981 ; Valadas, 1984) pour le moment établie à l'échelle presque exclusive de la dernière période froide, voire des 30 à 40 derniers milliers d'années ! La coloration rougeâtre de certaines de ces mêmes patines est également un argument bien difficile à exploiter à l'appui d'une chronologie relative. M. Turland signale dans la notice de la carte d'Yssingeaux que cette coloration a pu être interprétée comme le signe d'un réchauffement climatique (tempéré chaud ? donc interstade et même plutôt interglaciaire ?). Cette hypothèse d'une

rubéfaction d'origine climatique est sans doute discutable. On a constaté sur le terrain que cette coloration affectait spécifiquement les blocs (phonolitiques et basaltiques *s.l.*) ennoyés dans les formations fines des bas-fonds *narceux* (c'est-à-dire humides) et plus ou moins tourbeux, et devait donc sans doute davantage à ces conditions particulières de site (humidité, richesse en matière organique et produits de sa décomposition lente) qu'au climat. Dans les deux domaines qui viennent d'être cités (épaisseur et coloration des patines phonolitiques), l'état actuel des investigations ne permet donc pas d'utiliser ces critères pour affiner la chronologie relative en vigueur ; il serait néanmoins intéressant de poursuivre les recherches.

La cartographie des formations de versant dites « périglaciaires » pose le problème de leur classification. Le résultat proposé n'est pas parfaitement satisfaisant, pour au moins trois raisons :

– ces formations se développent dans le cadre d'un continuum amont - aval corrélatif de relais de processus s'opérant le plus souvent de manière progressive, de sorte qu'il n'est pas facile de fixer des limites ; où cesse-t-on de considérer comme éboulis une accumulation de blocaille qui se poursuit sans solution de continuité vers l'aval en éboulis fluant puis en « rivière de pierres », par exemple ?

– il peut par ailleurs exister certaines convergences de faciès entre des formations pourtant rattachées à des processus de mise en place différents : il n'est ainsi pas toujours simple de trancher entre un vieil éboulis aux vides totalement comblés par de la matrice et légèrement remanié par fluage sur une pente, et une formation gélifluée à blocs si riche en blocs que ceux-ci tendent à devenir presque jointifs ; cette difficulté de distinction peut être encore accrue par le contexte topographique, ces deux types de formations pouvant occuper des pentes de même valeur, et certains éboulis ne se trouvant plus dominés par une corniche pourvoyeuse en blocs par suite d'un processus d'évolution du versant poussé jusqu'à son terme c'est à dire jusqu'à disparition de la corniche contributrice (par gélifraction puis éboulisation ; principe suivant lequel s'élaborent ce que l'on appelle les « versants de Richter » et autres « versants réglés ») ;

– le contexte morphologique fait partie intégrante de ce que l'on observe lorsque l'on effectue les travaux de relevé sur le terrain pour l'établissement de la carte. Il est en particulier pris en compte, la plupart du temps, pour passer de la description des caractères physiques d'une formation superficielle à l'interprétation des modalités de mise en place de cette dernière. Il faut en effet l'intervention d'un processus ou d'une combinaison de processus (révélés par les caractères mêmes de la formation), mais qui n'ont d'effet qu'à condition de s'exercer dans un contexte morpho-structural propice : la gélifraction, par exemple, n'engendre une éboulisation à l'origine de la constitution d'éboulis que sur des portions de versant (sub)verticales à roche cohérente (sub)affleurante. Compte tenu des possibles convergences de faciès, le contexte morphologique

peut néanmoins influencer faussement les interprétations. Ainsi dans le cas par exemple d'un diamicton riche en blocs presque ou souvent jointifs, il a pu nous arriver d'en faire sur pente forte soit un éboulis évolué, soit une « Formation de pente à blocs », tandis que sur les versants moins à peu pentus ce diamicton aura été rangé dans la catégorie des « Formations gélifluées à blocs ».

Ainsi faut-il prendre avec une certaine nuance la cartographie proposée dans la mesure où ces incertitudes ont pu avoir une incidence sur l'extension des diverses formations cartographiées.

Le travail n'a pas pour autant été mené au hasard, la logique de classification suivie n'a pas été ici guidée en premier lieu par l'origine génétique des formations. Les termes servant à désigner les formations ont également été choisis de manière à éviter l'emploi d'un vocabulaire commun ou vernaculaire ne répondant à aucune définition scientifique précise ; le terme de « clapier » en particulier, utilisé sur la carte d'Yssingeaux, a été ici volontairement évité car il désigne dans le langage commun un amas de blocaille sans plus de précision pouvant s'appliquer à diverses catégories de notre classification. Cette dernière s'est appuyée sur la prise en compte de trois critères principaux : l'apparence dans le paysage (liée à certains caractères des formations et à leur position dans la morphologie), la position morphologique et en particulier la pente, et le caractère ouvert ou fermé des formations en fonction de la présence ou non de matrice interstitielle (ce qui influence l'apparence dans le paysage).

Ainsi, « Éboulis et chirats », « Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux » formant des amas de blocaille bien visibles dans le paysage (pierriers, clapiers du langage commun ou vernaculaire) correspondent à des formations ouvertes (structure open work) s'opposant aux « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs » mêlant blocs et matrice. Il se peut cependant qu'une partie des vieux éboulis aux vides comblés de matrice ait été placée dans la catégorie des « Formations de pente à blocs ».

Au sein des amas de blocaille à structure ouverte, c'est la pente support des formations qui a déterminé la distinction entre « Éboulis et chirats » et « Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux », associée à la connexion ou non des formations considérées avec les versants pentus pourvoyeurs en blocs : au-dessus d'une pente de 25-30° (cette dernière valeur correspondant à la valeur basse de la pente des éboulis de gravité pure en fonction de l'angle de repos des blocs), les amas de blocaille ont été rangés dans la catégorie des « Éboulis et chirats » ; en deçà de cette valeur et en l'absence de connexion avec le pied des éboulis ou chirats, ces accumulations ont été rattachées à la catégorie « Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux ». Les situations intermédiaires ont pu poser problème et se trouver rattachées aux « Éboulis et chirats » à condition d'un allongement limité de la langue de blocs à faible pente située dans la continuité de l'éboulis. En cas d'allongement plus important, l'aval a pu être cartographié

en « Rivières de pierres et/ou glacier rocheux » malgré sa connexion effective avec l'éboulis représenté en tant que tel à l'amont. Cette classification a été choisie car plus commode sur le terrain. Elle n'empêche pas que du point de vue génétique, les chirats ont plus de lien avec les rivières de pierres et glaciers rocheux qu'avec les éboulis. C'est au fond deux continuum amont/aval qu'il faut considérer du point de vue des combinaisons de processus de mise en place et des relais : la séquence éboulis - rivière de pierres et/ou glacier rocheux, et la séquence chirat - rivière de pierres et/ou glacier rocheux.

La sélection des formations retenues pour entrer dans la rubrique des « Formations périglaciaires » aurait pu intégrer deux catégories supplémentaires, que nous avons cependant choisi de rattacher à d'autres rubriques. Il s'agit :

– des « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », rattachés aux « Complexes » car constitués souvent de plusieurs corps sédimentaires superposés ou en relais progressif amont - aval (formations de versant évoluant vers du colluvio-alluvial puis vers du fluviatile franc), et d'âges vraisemblablement pléistocène supérieur au moins à historique. Ce choix, également influencé par les spécificités de la topographie accueillant ces formations, n'a cependant pas été sans hésitation dans la mesure où la part des apports du Pléistocène supérieur est dominante. Ainsi ces formations auraient aussi pu être intégrées à la catégorie des « Formations gélifluées à blocs » de la rubrique « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs » ;

– des arènes fauchées - litées, premiers termes du remaniement le long des versants et par des processus de cryoreptation des stocks d'altérites en place. Il faut pour leur formation un contexte périglaciaire, ce qui aurait justifié d'en faire une catégorie spécifique au sein des « Formations périglaciaires » incluses aux « Formations de versant d'origine froide ». Dans la mesure cependant où elles sont la plupart du temps recouvertes par d'autres formations (éboulis, formations de pentes à blocs et formations gélifluées à blocs... ; voir plus loin, à la rubrique « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs sans matériel cristallin/avec matériel cristallin »), il était impossible de les représenter en tant que telles. Dans la mesure par ailleurs où elles sont étroitement liées au substrat, il était justifié de les évoquer dans la rubrique « Sols et régolithe ».

E. Éboulis et chirats. Équivalences avec les cartes voisines, Yssingaux : E : « Éboulis » et caisson gris sans lettre intitulé « Éboulis fluants : clapiers ou chirats » ; Saint-Agrève : Eb : « Coulées de blocailles, éboulis basaltiques » ; Le Puy : Eb : « Méga-blocaille des clapiers (chaos) » ; Cayres : Eb : « Mégablocaille des clapiers basaltiques » ; Burzet : E (Eb, Ej, Et, Eg) : « Éboulis et tabliers de blocs avec indication des matériaux d'origine (basaltes, phonolites, trachytes, granites et gneiss) » ; Langogne : ER (g) : « Éboulis et accumulations de boules reliques de granite sur granite monzonitique porphyroïde » ; Lamastre : Eb et Ej : « Coulées de blocailles et éboulis basaltiques ou phonolitiques ».

Éboulis et chirats, auxquels on peut associer de ce point de vue les « Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux », sont des formations très faciles à repérer dans le paysage, d'autant plus que la grossièreté des blocs qui les constituent et leur structure ouverte sont des entraves fortes à la recolonisation végétale. Leur extension est malgré tout sans doute légèrement sous estimée car cette recolonisation gagne par les bordures. Les parties les plus décrépées de ces formations sont aussi assez souvent masquées sous forêt depuis les reboisements historiques de la fin du XIX^e siècle et du milieu du XX^e siècle.

Ces formations pierreuses sont un point fort du patrimoine paysager du massif du Mézenc dont la carte du Monastier-sur-Gazeille couvre le cœur. Cette originalité paysagère tient à l'originalité géologique de cette province volcanique qui compte la plus forte densité mondiale de venues phonolitiques (Rochette, communication orale). Ces roches particulièrement sensibles aux processus de gélifraction et de gélidivision par exploitation des diaclases et de la fluidalité marquant la trame cristalline, ont nourri au pourtour des reliefs qu'elles ont déterminés d'imposants éboulis concentrés dans la zone principale d'affleurement des phonolites (cœur du massif et hautes Boutières). Une multitude de langues pierreuses nommées « rivières de pierres », détachées du pied de ces accumulations, jalonnent les versants moins pentus développés au pourtour. Au regard de l'important développement de ces amas de pierraille phonolitique (éboulis, chirats, « rivières de pierres »), les éboulis basaltiques associés aux laves basiques en coulées empilées qui forment le plateau sont beaucoup plus discrets, mais présentent néanmoins une grande variété de détails et certains traits originaux que nous nous attacherons à décrire et à comprendre.

Éboulis et chirats sont des accumulations de blocaille à structure ouverte (open work). Ces accumulations occupent des pentes fortes (25-30 à 35° environ) correspondant à l'angle de repos gravitaire des blocs et cailloux dont elles sont constituées.

Elles se caractérisent sauf exception par une homogénéité pétrographique liée à la nature des affleurements rocheux qui les nourrissent. Cette dernière conditionne aussi l'angulosité du matériel, moindre dans le cas des roches cristallines et des trachytes que dans celui des phonolites et, enfin, que dans celui des roches basaltiques (*s.l.*). Le diaclasage des affleurements joue par ailleurs un rôle déterminant dans la taille (quelques décimètres à plus d'un mètre) et la forme (blocs ramassés : roches basaltiques *s.l.* et socle cristallin, certaines phonolites ; ou dalles et plaquettes : trachytes et surtout phonolites ; il s'agit d'une tendance, non systématique) des éléments constitutifs de l'accumulation, bien plus que l'exposition dont nous n'avons relevé l'influence ni sur la taille des blocs débités ni sur leur quantité donc sur le volume des dépôts entre adret et ubac. C'est avant tout la structure qui commande.

Les épaisseurs ne sont jamais considérables (1-2 à 4-5 m), dépendantes autant de la quantité de débris produits que de la configuration de la topographie servant de support.

Dans le cas des éboulis comme dans celui des chirats, on constate une fermeture progressive des vides vers la semelle de la formation, liée à l'amenuisement des blocs qui la constituent par désagrégation mécanique et altération. Dans le cas des éboulis surtout, d'autres processus peuvent également intervenir.

La transition entre ces accumulations et les formations sous-jacentes s'effectue par ailleurs presque toujours, et dès que la pente s'atténue, par l'intermédiaire d'une semelle décimétrique (rarement plus) constituée d'éléments fins où se mélangent les pétrographies de l'accumulation et du support. Sa présence et sa compaction fréquente témoignent de processus de fluage (gélifluxion) ayant affecté la masse de blocaille. Elle limite aussi l'infiltration des eaux, contraintes à suivre ce contact (fréquents suintements). Lorsque l'accumulation s'étend sur des versants cristallins, elle apparaît enfin souvent, en deçà de cette semelle, en recouvrement d'arènes fauchées - litées précédant la roche en place proprement dite. De telles figures existent vraisemblablement aussi sur support volcanique, mais y sont beaucoup plus difficiles à détecter, car moins lisibles.

Quelques coupes visibles en bordure de route dans les éboulis du flanc sud à sud-est du suc de Touron dans les Boutières (commune de Borée), déjà signalées par B. Valadas (1984) qui les a utilisées pour bâtir sa chronologie relative, sont représentatives de ce dispositif (fig. 8).

Éboulis et chirats présentent donc un certain nombre de caractères communs, décrits ci-dessus. Les différences qui existent cependant, liées aux modalités de genèse, nécessitent un traitement complémentaire spécifique de l'un et l'autre de ces deux types de formations. La question de leur âge, qui nécessite la prise en compte des modalités et du contexte climatique de mise en place, ne sera abordée qu'ensuite.

Éboulis. Contrairement aux chirats, les éboulis se forment par suite de l'action des processus gravitaires, la chute des blocs et cailloux prenant le relais de leur libération par la gélifraction au niveau des parois rocheuses pourvoyeuses en éléments dominant l'éboulis. La stabilisation des blocs sur le versant situé en contrebas dépendant de l'énergie cinétique accumulée en fonction de leur masse, un granoclassement s'opère (gros éléments allant plus loin et donc plus bas), caractéristique de l'organisation texturale de surface des éboulis de gravité pure dont le profil longitudinal rectiligne s'établit suivant une pente de repos des éléments située entre 30 et 35°.

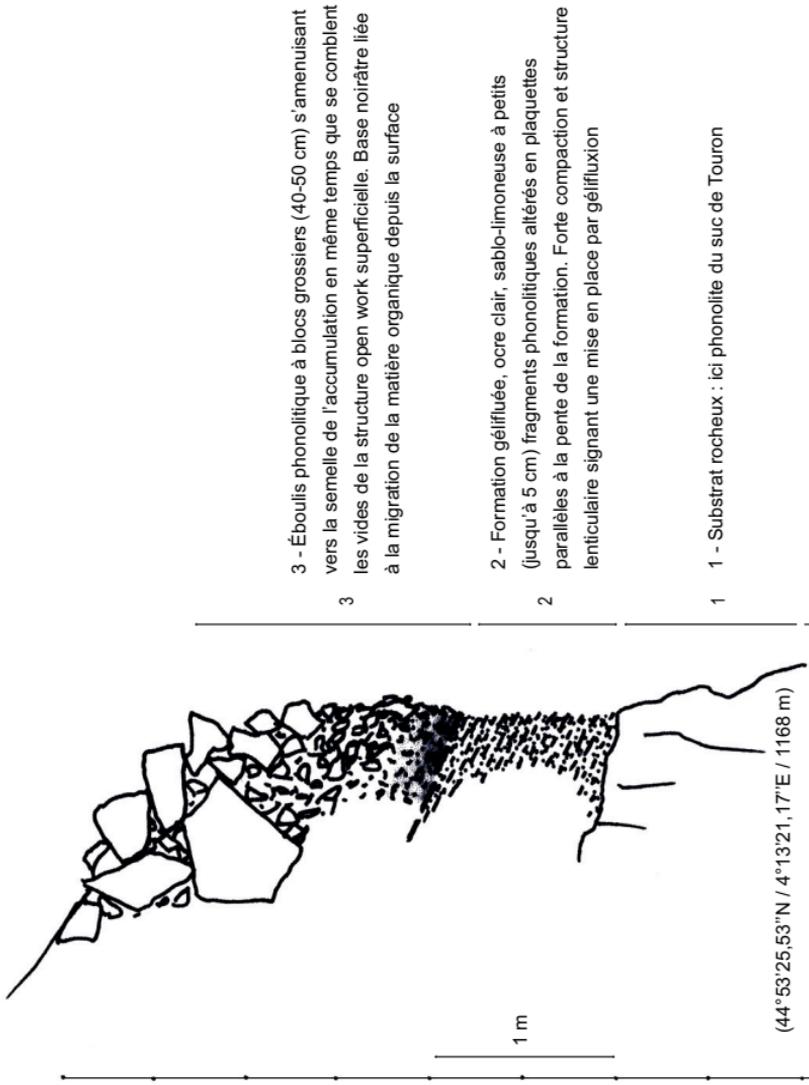


Fig. 8 - Éboulis, coupe au flanc sud-est du Suc de Tournon, Boutières, bord D378.

Assez souvent, la masse des éboulis et leur topographie de surface sont perturbés par la présence de blocs isolés ou amas de blocs de dimensions anormalement importantes par rapport à la taille moyenne des blocs de l'ébouilisé et plus ou moins ennoyés dans la masse de ces derniers. Cette situation résulte de l'exercice de processus conjoints de l'ébouilisé : chutes de blocs et éboulement de masses rocheuses depuis les parois ; affaissement ou foirage lent, à l'apex de l'ébouilisé, de masses rocheuses libérées par des phénomènes de décompression des parois ou de glissement dans les matériaux que recouvrent les corniches. Suivant l'activité des dynamiques de fluage qui animaient l'ébouilisé incorporant ces pans rocheux, ceux-ci ont pu, une fois libérés, être entraînés jusqu'à plusieurs centaines de mètres de distance de la paroi source (Poiraud, 2007, 2012). La migration commandée par la gélifluxion sous les climats froids du dernier glaciaire a d'ailleurs parfois pu se poursuivre par le biais de la solifluxion durant les périodes tardiglaciaire et holocène lorsque le contexte morpho-structural y était favorable (marges sud-est du bassin du Puy-en-Velay, secteurs du Monastier-sur-Gazeille et de Laussonne) (Poiraud, 2007, 2012). La masse des éboulis et blocs a ainsi pu dans certains cas être totalement incorporée et mélangée au matériel de grands glissements généralisés faisant l'objet d'une rubrique spécifique sous le chapeau « Complexes ».

Les plus beaux exemples d'ébouilisé présentant les caractères qui viennent d'être décrits se trouvent :

– autour du massif phonolitique des Roches entre Fay-sur-Lignon et Saint-Front (centre-Nord-Est de la feuille Le Monastier-sur-Gazeille, sur le plateau au Nord du Mézenc, bassin du Lignon), et au pied de la corniche exposée à l'Est du Rocher Tourte (commune des Estables, à l'Ouest-Sud-Ouest du village). Les puissantes corniches de ces coulées ou dômes-coulées phonolitiques se découpent en énormes prismes qui s'affaissent progressivement par décompression et décollement, ou chutent lorsqu'ils surplombent l'ébouilisé. Un cas original est celui du suc de Lubert (ou Libert ou Liberté, du nom de la ferme en ruine située au pied sud-est ; Nord-Est immédiat de la ferme du Clapas) en rebord de plateau entre le mont Gerbier-de-Jonc et la ferme de Bourlatier, l'intrusion phonolitique grossièrement prismée semblant s'être démantelée presque jusqu'au cœur sous l'effet de la décompression et sans doute aussi d'une puissante macro-gélidivision, de sorte que le chicot résiduel en place émerge à peine des accumulations à mégablocs qui le cernent. On est ici aux limites de la définition d'un ébouilisé, et sans doute déjà dans la cas d'une accumulation génétiquement plus proche des chirats (voir ci-dessous) ;

– au pied des seules coulées basaltiques présentant un faciès à colonnade et entablement. En effet, les éboulisés sont rares sur les autres versants volcaniques constitués d'empilements de coulées ne présentant pas ce type de prismation (cas des pourtours du plateau de Saint-Clément aux limites nord du pays de Boutières, vallée de la Gazeille en aval des Estables...), sans doute prioritairement soumises à un autre mode de désagrégation (désagrégation

granulaire, altération...). Parmi les plus beaux exemples d'éboulis flués à pans d'entablement, citons ici ceux qui encadrent la vallée de la Veyradeyre entre Le Béage et le Lac-d'Issarlès, ceux des environs de Massibrand en rive droite de l'Oraival, ceux de la vallée de la Gazeille de Crouzet-Meyzous (rive droite, amont du Monastier-sur-Gazeille) à Saint-Victor (rive gauche en face du Monastier-sur-Gazeille), ou encore ceux des pourtours du plateau dominant Le Monastier-sur-Gazeille et des intrusions basaltiques nombreuses dans la partie aval de la vallée de la Laussonne, enfin ceux du secteur de Lafarre dans la vallée de la Loire (angle sud-ouest de la carte).

Une dernière différence sépare les éboulis et les chirats : les seconds, bien qu'il s'agisse de formations héritées, correspondent toujours à des accumulations de blocs à structure ouverte, tandis que l'évolution des éboulis à pu conduire au comblement partiel ou total des vides entre les blocs. Ce comblement, qui s'opère aussi dans le cas des éboulis vifs, y est alors compensé par un ravivage permanent de la surface par de nouveaux apports, ce qui permet en surface le maintien d'une structure ouverte. Lorsque cette alimentation n'est plus suffisante (changement climatique moins favorable à la gélifraction), la surface de l'éboulis vieillit et, par suite du comblement des vides, est progressivement reconquise par la végétation ; l'éboulis acquiert le statut d'éboulis mort.

Le comblement des vides de l'éboulis résulte la plupart du temps de l'action combinée :

- des ruissellements (pluie et eau de fonte de la couverture neigeuse hivernale) et des avalanches (sur les versants favorablement disposés) sans doute plus nombreuses avant le début du XX^e siècle que depuis du fait des reboisements ; ces deux processus contribuant à la redistribution des fines concentrées à l'apex de l'éboulis ;
- de la dégradation mécanique et chimique des blocs constitutifs de l'éboulis, qui, en s'amenuisant, fournissent des fragments plus petits et des fines piégés dans les interstices de la formation ;
- d'apports éoliens présumés mais dont l'existence reste à prouver et l'ampleur à déterminer (Valadas, 1984) ;
- enfin, de la recolonisation végétale nourrissant les vides en matière organique et piégeant une partie des fines particules rocheuses susceptibles d'être évacuées par les ruissellements, les avalanches ou le vent.

Les éboulis du versant exposé au nord du cirque des Boutières (commune de Borée, rebord oriental des hauts plateaux) sont représentatifs d'une telle évolution. On en trouve en couverture discontinue et d'épaisseur irrégulière sur la plupart des versants taillés dans les empilements de coulées qui forment le plateau lorsque ceux-ci n'ont pas été totalement décapés par l'érosion, mais c'est au niveau des versants très pentus marquant le rebord oriental des hauts plateaux

dominant le pays de Boutières qu'ils sont les mieux développés. Ils y sont peu visibles car couverts aujourd'hui par la forêt, ce qui ne facilite ni les observations ni les interprétations. De fait et comme déjà signalé plus haut, une certaine confusion est possible avec les « Formations de pente à blocs » qui seront décrites dans la rubrique « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs », dernière catégorie décrite au sein des « Formations périglaciaires ».

Chirats. Les chirats, bien décrits par B. Etlicher dans le Forez, le Pilat et le Vivarais (Etlicher, 1986, 1990, 1991, 2004), occupent des pentes semblables à celles des éboulis ou plus faibles, mais se différencient surtout de ces derniers par l'absence de corniche dominant l'accumulation de blocaille, ce qui tient à un mode de genèse différent des deux types de formations. L'éboulisation, en effet, n'est pas en jeu dans la formation des chirats. La libération des blocs constituant le chirat s'effectue à l'emplacement même de ce dernier, vraisemblablement par des processus de cryo-expulsion dans des contextes climatiques très froids. Ce mode d'alimentation explique sans doute une dépendance plus étroite que dans le cas des éboulis d'avec certains faciès pétrographiques. Le contexte morpho-structural joue d'ailleurs indirectement de manière plus large, les chirats ne s'exprimant que là où l'éboulisation, du fait de la configuration des versants, ne peut agir. Ainsi les trouve-t-on en plus grande abondance sur les longs versants cristallins pentus mais dénués de corniches du sud du pays de Boutières (vallée de la Dorne) qu'ailleurs sur l'aire d'extension de la carte du Monastier-sur-Gazeille. Certaines traînées de blocaille phonolitique adossées au flanc est du mont Mézenc pourraient y correspondre également, mais le doute subsiste davantage ici du fait de la possibilité d'un effacement progressif des corniches pourvoyeuses sous l'effet du couple gélifraction - éboulisation, seule l'accumulation de blocs constituée en contrebas (correspondant alors à un éboulis) subsistant à terme.

Les chirats présentent par ailleurs un état de surface différent de celui des éboulis (sauf éboulis fluants) : pas de granoclassement, et un modelé plus ou moins chaotique marqué par l'existence de grandes ondulations perpendiculaires à la pente, voire de rides transversales et longitudinales, enfin de cuvettes déprimées ou contrepentes. Ce modelé signale l'influence de processus gélifluidaux qui conduisent à assimiler par hypothèse les chirats à des formes particulières de glaciers rocheux. On a cependant justifié plus haut, par la pente, le traitement séparé des « chirats » rattachés dans notre présentation aux « éboulis » qui comme les chirats occupent de fortes pentes, et des « rivières de pierres et/ou glaciers rocheux » qui, malgré les similitudes génétiques avec les chirats, ont été considérés sous l'appellation « Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux » lorsque les langues pierreuses occupent de plus faibles pentes.

Le fluage affectant les chirats concerne l'ensemble de la formation, celle-ci migrant vers l'aval sur la semelle de matériaux fins que l'on trouve à la base (voir introduction à la description des « Éboulis et chirats »), dont la compaction

et la structure lamellaire tiendraient plus aux effets du gel qu'au poids de la masse de blocaille sus-jacente. Cette semelle pourrait en fait signaler le toit du pergélisol à l'époque où le chirat était une formation active. Le fluage tiendrait aussi à la présence d'un ciment de glace interstitielle semblable à celui des glaciers rocheux, permettant une déformation plastique de la masse de blocaille. La fonte de ce ciment de glace pourrait expliquer les modelés en cuvette jalonnant la surface des chirats, ainsi que la disposition en tous sens, et souvent redressée, des blocs formant la langue pierreuse. Les phénomènes de poussée provoqués par le fluage ont aussi un rôle dans l'acquisition de cette disposition particulière que l'on ne retrouve pas dans le cas des éboulis non repris par la gélifluxion.

Contrairement aux éboulis enfin, les chirats ne semblent pas avoir été profondément modifiés dans leurs caractères postérieurement à la disparition des conditions propices à leur formation. Il s'agit donc d'héritages totalement figés.

Chronologiquement, ces formations pierreuses (éboulis et chirats) nécessitant d'intenses processus de gélifraction et gélidivision au niveau des affleurements rocheux pourvoyeurs peuvent être rapportées au Pléniglaciaire supérieur et au Tardiglaciaire. Cette dernière période, considérée comme froide mais plus sèche que le Pléniglaciaire supérieur, est privilégiée par Y. Veyret (1981) et B. Valadas (1984) qui voient les derniers éboulis s'appuyer sur les couvertures gélifluées à blocs dont ils attribuent l'essentiel de la mise en place au Pléniglaciaire supérieur, les arènes fauchées - litées sous jacentes devant quant à elles s'être formées dans des ambiances antérieures moins froides (Würm moyen ?). Si le cadre chronologique que nous proposons est donc un peu plus large, c'est parce que ces mêmes auteurs font également du Pléniglaciaire supérieur l'époque principale de mise en place des « rivières de pierres » (voir plus loin), qui apparaissent pourtant souvent en continuité génétique, vers l'aval, avec les éboulis et chirats adossés aux plus fortes pentes. Compte tenu des limites des arguments disponibles, il ne semble en fait pas possible de trancher entre ces deux périodes (Pléniglaciaire supérieur et Tardiglaciaire) quant à l'âge de mise en place de ce continuum de formations.

Si l'essentiel des volumes accumulés correspond donc à des héritages, une distinction doit tout de même être faite sous l'angle de l'âge entre éboulis et chirats. Nous l'avons dit plus haut (point « chirats »), les chirats sont en effet des formations exclusivement héritées et monogéniques. En ce qui concerne les éboulis, les observations de terrain suggèrent parfois l'existence de deux phases superposées, bien visibles quelle que soit la pétrographie (exemples des éboulis phonolitiques du flanc ouest du suc de Soutron dans les Boutières, ou de ceux qui enserrent les intrusions basaltiques de génération Devès de la vallée de la Laussonne en aval de ce village et jusqu'aux limites ouest de la carte ; des observations identiques ont été faites dans le haut Allier, vers Monistrol d'Allier

entre autre, sur des éboulis basaltiques). La masse volumineuse et étendue de l'éboulis hérité, à blocs grossiers, apparaît en effet alors surmontée dans ses parties les plus proches des corniches pourvoyeuses (le quart ou le cinquième supérieur de l'éboulis) par une deuxième génération d'éboulis moins étendue, moins épaisse et à blocs nettement plus petits. Ainsi aurait-on la preuve d'une reprise d'activité de l'éboulisation, dont l'âge reste indéterminé. La gélifraction actuelle est trop peu active pour être incriminée. Il n'est pas certain non plus que le Petit Âge Glaciaire ait beaucoup contribué, si l'on considère que la péjoration climatique qui caractérise cette période (XIV^e-XIX^e siècles) doit autant sinon plus à un changement de régime pluviométrique qu'à l'abaissement des températures (Magny, 1995 ; Le Roy Ladurie, 2009). L'accès de froid du Dryas pourrait avoir constitué un contexte propice, mais cela reste une hypothèse.

Es. Rivières de pierres et/ou glaciers rocheux. La coexistence des deux termes servant à désigner ces formations se justifie par l'usage et par leur signification complémentaire : le premier, employé dans la thèse de B. Valadas (Valadas, 1984) et qui est le plus généralement utilisé pour leur désignation, fait référence à l'aspect de ces formations qui s'allongent sur la pente dans l'axe d'inflexions négatives de détail de la topographie ou de ravines ; le second fait référence aux modalités de genèse, et reste du domaine de l'hypothèse.

Comme les chirats, les « rivières de pierres » sont faciles à repérer dans le paysage par les longues (quelques dizaines à centaines de mètres le plus souvent) langues de blocaille dénudées qu'elles constituent au milieu des herbages environnants. Elles sont, comme les éboulis et chirats, un élément remarquable du paysage, particulièrement au cœur du massif du Mézenc (de Fay-sur-Lignon au Gerbier-de-Jonc, du Béage à Borée dans les hautes Boutières) en lien avec la zone de concentration maximum des venues phonolitiques. Les plus beaux exemples et les zones de plus forte concentration de ces « rivières de pierres » se trouvent à la retombée sud et est du Massif des Roches à l'Ouest de Fay-sur-Lignon, autour du Mézenc et de l'Alambre au cœur du massif, et autour du massif Taupernas – Montfol entre Les Estables, Le Béage et Sainte-Eulalie, formé par les sucres de Taupernas, de Montfol, de la Lauzière, de Sépous et de Séponet. La plupart du temps bien visibles par suite de la difficulté qu'à eu la végétation à recoloniser ces zones, des « rivières de pierres » se retrouvent aussi sous forêt, en totalité ou sur leurs marges, et il faut donc considérer que la cartographie qui en est proposée tend à sous estimer leur nombre et leur extension.

Il s'agit de formations pierreuses grossières (blocs pluridécimétriques, voire supérieurs au mètre) à structure ouverte (open work) et dont les blocs calés les uns contre les autres se redressent en tous sens.

De pétrographie monospécifique sauf exception, elles sont en très grande majorité constituées de blocs phonolitiques provenant du démantèlement des

nombreux reliefs (intrusions, extrusions, dômes et dômes-coulées) constitués de cette roche sensible à la gélifraction et dominant le reste des topographies. Il existe cependant sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille quelques cas de « rivières de pierres » formées de segments de prismes issus du démantèlement de coulées basaltiques à andésitiques. C'est le cas des pourtours de l'élément de plateau développé entre Vachères et Cossanges au Sud-Ouest de la carte en rive droite de l'Orcival, le plus bel exemple étant celui de la « rivières de pierres » visible vers 1 130 m d'altitude en tête de vallon immédiatement à l'est de la ferme de Sucheyre. Des cas semblables s'observent aux pourtours du plateau situé entre le Sud de Rognon (Sud-Sud-Est du Béage) et le Cros-de-Géorand hors des limites sud de la carte.

D'après les transects GPR (Géoradar) effectués au Nord du Mézenc et dans le massif Taupernas – Montfol, les rivières de pierres semblent canalisées dans l'axe de ravines qu'elles comblent localement. L'épaisseur des blocs accumulés y atteint 5 m à 10-15 m. L'accumulation la plus importante est l'immense « rivière de pierres » occupant la tête du Tauron (affluent de rive droite de la Loire) au-dessus de la ferme d'Andéol, à la retombée sud du massif Taupernas – Montfol, dominée par les sucus phonolitiques de Montfol (au Nord-Ouest), de la Lauzière (Nord), de Séponet (Nord-Nord-Est) et de Sépous (Nord-Est). Elle se termine à l'aval par un front pentu de plusieurs mètres, que devance localement un talus de bocaille plus avachi.

Ces accumulations de blocaille se caractérisent effectivement, sauf cas de décrépitude (voir plus loin aspect des contours et relation avec les formations encadrantes), par une terminaison aval bien marquée prenant la forme d'un front pierreux pentu, de dénivellation équivalente à l'épaisseur de la formation. Un exemple typique est donné par la « rivière de pierres » visible à la retombée ouest du massif Taupernas – Montfol dans l'axe d'une ravine qui la prolonge vers l'aval, entre les fermes de la Mindre et de Pré du Bois. La rivière de pierres à prismes basaltiques proche de la ferme de Sucheyre évoquée plus haut donne un autre bel exemple de front. Le cas de la grande « rivière de pierres » d'Andéol à la retombée sud du massif Taupernas – Montfol, évoqué plus haut, est plus complexe car une traînée de blocaille encore épaisse s'étire au devant du front le plus marqué, signalant soit la décrépitude partielle de ce front sous l'effet de la fusion de la glace interstitielle responsable de la mise en place (voir plus loin), soit la superposition de deux générations.

À l'existence d'un front aval s'ajoute celle d'un modelé de surface d'amplitude verticale variable en fonction de l'épaisseur même de la formation. Les rivières de pierres précédemment signalées donnent de beaux exemples de ce modelé marqué par des « vagues » transversales par rapport à la ligne de plus grande pente, des crêtes et sillons alternant dans le sens longitudinal, des cuvettes ponctuellement déprimées. Ce modelé spécifique rapproche les

« rivières de pierres » des « chirats » et suggère une certaine communauté de genèse (voir plus loin).

Faute de coupe permettant d'observer directement sur la feuille du Monastier, nous nous en tenons, à titre d'hypothèse, aux descriptions fournies pour ces mêmes formations dans la notice de la feuille Yssingaux : un contraste très net s'observe entre le gabarit des blocs de la rivière de pierres et la texture essentiellement sablo-limoneuse de la formation sous-jacente qui intègre au mieux de petites plaquettes plus ou moins altérées de phonolite ou des granules issus de la désagrégation granulaires des roches volcanique basiques servant d'assise aux reliefs phonolitiques. Cette formation fine est de plus compactée et présente une structure en lentilles centimétriques typiques de l'influence des alternances gel - dégel dans le sol. La compaction tient quant à elle sans doute davantage à l'existence passée d'un pergélisol qu'au poids exercé par la langue de blocs. Ces caractéristiques texturales et structurales font de cet horizon fin par ailleurs dépourvu de matière organique un horizon plus ou moins imperméable, du moins défavorable à l'infiltration verticale des eaux qui s'écoulent donc à la semelle de la langue pierreuse. Les blocs de cette dernière ne s'enchaînent pas, ou à peine, dans cette semelle qu'ils semblent donc être venus recouvrir postérieurement à sa formation, ou alors qu'elle était gelée (pergélisol).

Les caractéristiques de la formation elle-même ne suffisent pas à comprendre tout à fait les modalités de mise en place des rivières de pierres. Il faut également tenir compte de leur position dans la topographie et de leur rapport avec les autres formations environnantes.

Comme indiqué en introduction à la description des « Formations périglaciaires », les rivières de pierres se situent dans le continuum aval des éboulis et chirats. La différence tient à leur position plus distale par rapport aux versants plus redressés qui portent éboulis et chirats, et à la pente beaucoup plus faible qu'elles peuvent occuper (jusqu'à moins de 5 °C). Elles peuvent prolonger sans solution de continuité la base des éboulis et chirats portés par les plus fortes pentes, mais se trouvent souvent déconnectées de plusieurs dizaines à centaines de mètres de ces derniers et des corniches pourvoyeuses en blocs. La pétrographie des blocs permet alors, en complément de l'organisation du système de pentes, de retrouver sans ambiguïté la zone source, et les rivières de pierres apparaissent souvent sous cet angle sans rapport lithologique avec la nature du substrat qui les supporte (socle ou coulées empilées tronquées par l'érosion et formant l'assise des masses phonolitiques en place).

Entre les rivières de pierres et les formations gélifluées à blocs environnantes (voir plus loin), la transition est souvent nette et rapide, rendue plus nette encore par la différence de végétalisation de ces deux catégories de formations. La rivière de pierres est un espace minéral et chaotique, acéré par le redressement des blocs, tandis que les formations gélifluées à blocs portent du fait de l'abondante matrice

fine qui les constitue un couvert herbeux continu (pré et pâtures) lié aux modalités de la mise en valeur agricole. La situation est plus confuse sous forêt. Cette lisibilité du passage exprime la juxtaposition plutôt qu'un mélange progressif des deux types de formations, ce qui reste à interpréter en termes de mode et de chronologie de mise en place. Il faut à ce titre remarquer aussi le développement fréquent, à l'aval des rivières de pierres, de ravines dépassant le mètre de profondeur (2-3 m) et entaillant les formations géelifluées à blocs. Leur lien avec les rivières de pierres reste également à élucider. Enfin, si le « schéma-type » est celui d'une transition rapide entre la rivière de pierres et les formations géelifluées à blocs environnantes, on a observé un certain nombre de cas de contacts moins tranchés, plus progressifs, où la surface de la rivière de pierre apparaît à la fois moins émergente par rapport à celle des formations environnantes, les blocs moins bloqués les uns contre les autres et moins redressés, et se dispersant voire s'envoyant progressivement dans les formations géelifluées à blocs sur les pourtours de la langue pierreuse. Ces cas font penser à des formes plus décrépies de rivières de pierres, et l'on remarque qu'elles occupent toujours des positions plus basses et distales que les formes plus « fraîches » le long des versant présentant les deux catégories. L'hypothèse de plusieurs générations demanderait cependant la recherche en cours d'autres arguments.

Par leurs caractéristiques (structure ouverte, blocs redressés et jointifs avec figures de poussée, vagues transversales et rides longitudinales, cuvettes déprimées, front pierreux aval), les rivières de pierres présentent donc un certain nombre de points communs avec les chirats (plus qu'avec les éboulis) et pourraient comme eux s'apparenter à des formes particulières de glaciers rocheux. Le principe de migration de la masse de blocaille vers l'aval serait le même, la présence d'un ciment de glace interstitiel entre les blocs donnant à la masse dans son ensemble la capacité de déformations plastiques sous l'effet de l'attraction gravitaire et ce, dès quelques degrés de pente. L'hétérogénéité de répartition et d'état de la glace expliquerait l'existence de courants plus ou moins actifs à l'origine des rides et sillons longitudinaux, tandis que la topographie sous-jacente et les inégalités de la vitesse de fluage et les relais amont - aval expliqueraient les figures de poussée et les « vagues » transversales. Les rivières de pierres seraient donc assimilables à des glaciers rocheux. Des différences d'ampleur et surtout d'épaisseur avec les cas indiscutables de glaciers rocheux alpins de haute montagne incitent cependant, par prudence, à ne proposer cette interprétation qu'à titre d'hypothèse, en attendant de plus amples investigations sur ces formations remarquables dans le paysage.

Sous l'angle de leur âge enfin, ces formations ne peuvent être interprétées que par les biais indirects de raisonnements morpho-stratigraphiques (rapports avec les formations encadrantes et sous-jacentes ainsi qu'avec la topographie), et de l'observation de l'état d'altération des blocs, avec toutes les réserves évoquées plus haut (introduction à la description des « Formations périglaciaires » et dernier point de la description des « Éboulis et chirats »).

D'après la chronologie en vigueur (Valadas, 1984), le Pléniglaciaire supérieur représenterait la période principale de mise en place des rivières de pierres. Cependant cette période est également avancée comme responsable de la mise en place de la plus grande part des formations gélifluées à blocs avec lesquelles se juxtaposent les rivières de pierres.

La contemporanéité des deux catégories de formation pose problème, car les processus gélifluidaux à l'origine de la mise en place des formations gélifluées à blocs supposent la fonte saisonnière de la glace du sol (mollisol ; maintien possible en profondeur d'un pergélisol), tandis que le fluage des rivières de pierres s'effectuerait grâce au maintien du ciment de glace interstitielle entre les blocs. Ce constat pousse à faire des rivières de pierres des formations plus jeunes en majorité que les formations gélifluées à blocs, contemporaines des éboulis et chirats rapportés par la chronologie en vigueur au Tardiglaciaire. Le continuum entre éboulis ou chirats et rivières de pierres se lit d'ailleurs dans le paysage et la morphologie avec beaucoup d'évidence, même après déconnection de la rivière de pierres de son amont pourvoyeur en blocs (corniches, versants supportant éboulis et chirats). La question n'est pas tranchée, l'hypothèse de formations contemporaines pouvant être également soutenue (travaux en cours).

Les cas de formes décrépées, aux blocs plus ennoyés dans les formations gélifluées à blocs aux marges de la langue pierreuse, plus distales et basses en altitude le long de versants portant plus haut des rivières de pierres plus « fraîches », montrent également que l'on ne peut se satisfaire d'une chronologie si simple où toutes les rivières de pierres remonteraient au Tardiglaciaire. Logiquement, l'alternance du froid et de l'humidité durant le Würm (stades et interstades), voir au cours des glaciations successives, a dû faire se succéder des périodes plutôt favorables à la mise en place de formations de type gélifluées à blocs et de formations groupant éboulis, chirats et rivières de pierres. Ainsi n'est-il pas impossible d'envisager la coexistence, dans le continuum amont - aval des versants et par suite de relais développés dans l'espace mais aussi dans le temps, de formes « fraîches » remontant au Tardiglaciaire et contemporaines des éboulis et chirats, et de rivières de pierres plus décrépées antérieures, du Pléniglaciaire supérieur avec les réserves invoquées, ou plus anciennes encore (Würm moyen ?...), alimentées par des éboulis et chirats dont le stock aurait ensuite été largement remanié et diffusé dans les formations gélifluées à blocs du Pléniglaciaire supérieur. Faute d'autres arguments, nous ne pouvons dépasser le stade des hypothèses ne peut pour le moment être dépassé.

S1-S2. Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs ; S1 : sans matériel cristallin ; S2 : avec matériel cristallin.

Équivalences avec les cartes voisines, Yssingeaux : S et toutes ses déclinaisons dans la rubrique « Formations de versants (périglaciaires) » mais aussi dans la rubrique « Formations périglaciaires » ainsi que, dans cette dernière rubrique, Hj : « Couverture résiduelle à colluvionnée de matériaux phonolitiques à

trachytiques » ; Le Puy : Cg : « Colluvions granitiques sur substrat non observé : sables et blocailles » Cb, Cb/eAv, Cb/FLg, Ce-Cb : « Colluvions hétérométriques résultant du démantèlement et de l'altération des laves, scories et brèches » ; Cayres : Cb : « Colluvions hétérogènes alimentées par l'altération et le démantèlement des coulées de lave et des appareils stromboliens » Cg : « Colluvions sablo-argileuses dérivant pour l'essentiel des formations du socle » C : « Colluvions hétérogènes indifférenciées » ; Burzet : Cs : « Formations épaisses mises en place par des processus de gélifluxion contemporains du Pléniwürm » en moindre mesure C : « Colluvions périglaciaires des vallons » Cb : « Produits de comblement colluviaux » (peut être).

Si éboulis, chirats et rivières de pierres occupent une place remarquable dans les paysages d'où ces formations ressortent du fait de leur absence de végétalisation liée à la taille des blocs et des vides qui les constituent, ce sont bien des formations fermées et diamictiques qui, quoi que plus discrètes, couvrent l'essentiel des versants, au point de masquer presque continûment le substrat et d'en gêner fortement l'observation directe. C'est la raison pour laquelle, malgré les nécessaires regroupements opérés pour la réalisation de la carte par rapport à la diversité de détail des formations présentes, on a souhaité conserver l'indication de la présence ou de l'absence d'éléments cristallins dans les formations, qui permet de présumer de la position du toit du socle et de son contact avec la couverture volcanique sus-jacente : ce contact doit se situer quelques mètres à une dizaine de mètres au-dessus (verticalement) de la limite supérieure des formations incorporant, principalement dans la matrice fine, des éléments cristallins, puisqu'il faut un certain temps (une certaine distance) pour qu'un début de mélange s'opère.

Très étendues, ces formations fermées incorporant des blocs non jointifs « nageant » dans la matrice et présents en quantité plus ou moins grande suivant les points, sont cependant peu épaisses la plupart du temps, la moyenne devant se situer autour d'1 à 2 m. Un épaississement, parfois notable (jusqu'à 3, voire 5 m ; Valadas, 1984) s'observe au bas de certains versants ou dans l'axe de vallons festonnant ces derniers. Il témoigne alors de l'inaptitude de la dynamique fluviale, aux têtes amont du réseau hydrographique et à l'époque de mise en place de ces formations, à évacuer au fur et à mesure tout le matériel transitant le long des versants, la faible épaisseur généralisée des formations diamictiques hors du pied des versants exprimant quant à elle ce transit.

Les dynamiques gélifluidales responsables de la mise en place de ces formations, actives durant le dernier glaciaire, n'ayant plus cours aujourd'hui, ces formations représentent des héritages, au même titre que les éboulis, chirats et autres rivières de pierres. Le Pléni-glaciaire supérieur est pointé comme période principale de mise en place d'après la chronologie en vigueur (Valadas, 1984). Cette dernière, s'appuie sur des arguments morfo-stratigraphiques ; or ces formations servent d'une part de support aux éboulis et rivières de pierres

attribués au Tardiglaciaire froid et sec, et apparaissent d'autre part systématiquement, lorsque le contact peut être observé, en recouvrement et troncature d'arènes fauchées - litées mises en place sous des climats périglaciaires à gel fréquent mais peu marqué favorables à la cryoreptation, tels ceux peut-être du Würm moyen. On verra cependant dans la rubrique « Formations gélifluées à blocs » comment cette attribution au Pléniglaciaire supérieur des « formations de pente à blocs » et « formations gélifluées à blocs » peut être nuancée.

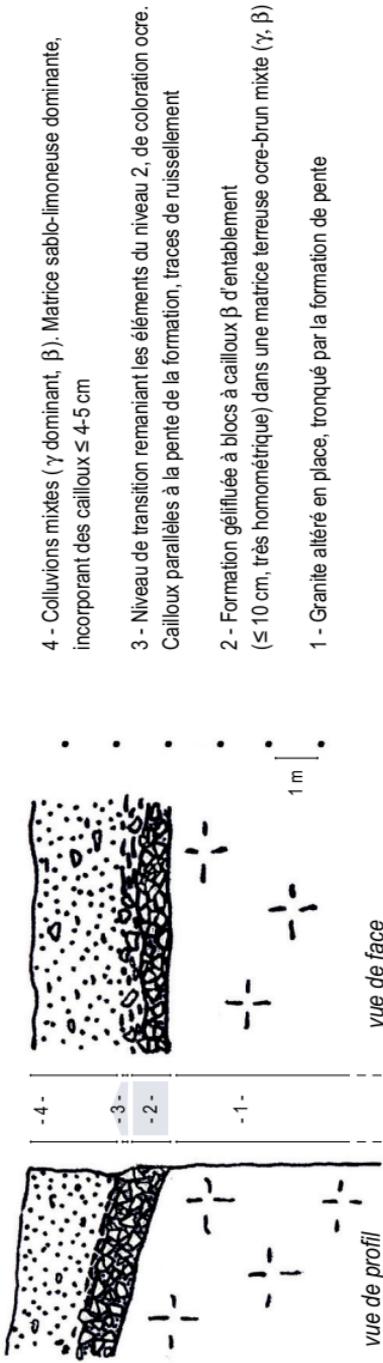
Plusieurs coupes offrent la possibilité d'observer le rapport entre les « formations gélifluées à blocs » ou « formations de pente à blocs » et, d'une part, les arènes fauchées - litées et altérites *in situ* qu'elles recouvrent, d'autre part les couvertures colluviales récentes qui les remanient superficiellement et les masquent parfois. Parmi elles, citons :

- les coupes de la carrière des Estables ;
- les coupes, superbes, de la petite carrière de la route du Taulin aux Arcis au niveau d'un carrefour en rive gauche de l'Orcival en face et au sud-ouest de Massibrand ;
- la coupe visible au niveau d'une zone de socle altéré vaguement exploité en carrière en bordure de la D303 en rive droite du Gage au Sud-Sud-Est du Béage, sous les fermes du Crouzet et des Martres, avant d'atteindre juste en aval la coulée du volcan de Cherchemuse ;
- la coupe remarquablement semblable à la précédente visible en bordure de route (route des Arcis - rive droite Loire - au Chaumeil contournant par le Sud le Suc de Varenne ; au niveau du petit carrefour avec le chemin descendant vers les fermes de Montgros et Le Suc) au pied sud-est du Suc de Varenne (fig. 9).

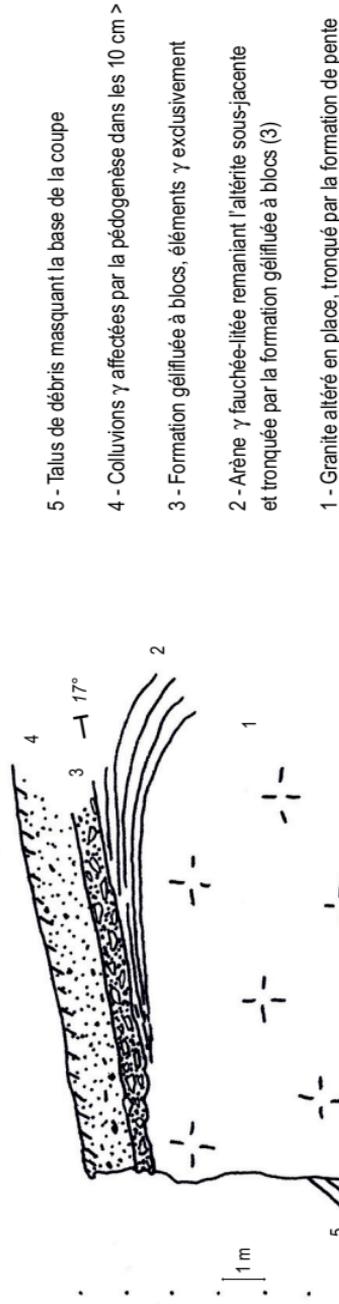
C'est une logique génétique qui a présidé à la définition de cette rubrique, toutes les formations s'y rattachant témoignant par leur caractère fermé et diamictique d'une mise en place par des processus de fluage, et portant les marques dans leur structure de détail (lenticulaire) de l'influence des alternances gel - dégel du sol donc du rôle de la gélifluxion.

Il existe cependant au sein de ces formations une certaine variété déjà évoquée en introduction à la rubrique « Formations périglaciaires » et qui a pu être source d'hésitations au moment d'établir la classification et de ranger les formations sous les différentes rubriques. La simplification rendue nécessaire par la réalisation de la carte en vue de sa bonne lisibilité (éviter la multiplication des caissons) a aussi obligé à des regroupements ou à des omissions, et c'est par le biais de la notice que se trouve restituée la diversité des cas rencontrés sur le terrain.

Dans les contextes essentiellement cristallins du pays de Boutières et des abords de la vallée de la Loire dans le quart sud-ouest de la carte, la couverture



Coupe au flanc SE du Suc de Varenne, bord de route au point coté 1189 m (GPS 4966,15 / 584,05)



Coupe de la vallée du Gage en amont de la coulée de Cherchemuse, bord D.302 au flanc de la butte γ 1174 m (GPS 4964,3 / 588,24)

Figure 9 - Coupes illustrant les relations (chrono)-stratigraphiques entre les formations gélifiées à blocs et les formations encadrantes.

des formations superficielles n'a ainsi souvent pas été représentée ; ceci par suite d'épaisseurs ténues (souvent quelques décimètres) sauf en pied de versant ou au raccord avec des replats intermédiaires ayant bloqué le transit et permis la constitution de stocks ; par suite aussi de la répartition très irrégulière de cette couverture, absente ou très affinée sur les ondulations positives des versants, parfois fortement épaissie dans l'axe des vallons. Compte tenu de l'échelle de la carte, inapte à traduire un tel dispositif, on a souvent choisi de privilégier la représentation directe du socle.

Sur la base de considérations identiques, « formations de pentes à blocs » et « formations gélifluées à blocs » ont été regroupées sur la carte. Il importe cependant de les différencier dans la notice, les unes et les autres ne présentant ni tout à fait le même faciès, ni la même extension et position géographique et altitudinale, ni le même rapport au contexte morfo-structural.

Formations de pente à blocs

Ces formations témoignent par leur caractère diamictique des processus de fluage ayant présidé à leur mise en place. Leur coexistence aux mêmes altitudes avec les « formations gélifluées à blocs » permet d'évoquer pour les premières comme pour les secondes le rôle de la gélifluxion, même si seules les « formations gélifluées à blocs » portent la trace incontestable du rôle des alternances gel - dégel et de la glace du sol dans le processus de mise en place.

Par rapport aux « formations gélifluées à blocs », les « formations de pente à blocs » sont globalement plus riches en blocs, et une ambiguïté subsiste quant au rapport chronologique entre la mise en place des blocs et celle de la matrice interstitielle responsable du caractère fermé de la formation. En toute rigueur, le mode de mise en place par gélifluxion suppose la préexistence du mélange des deux fractions granulométriques et, quoi que rapprochés, les blocs ne sont la plupart du temps effectivement pas tout à fait jointifs. Nous avons cependant souvent hésité entre cette hypothèse et celle d'éboulis flués morts, dont les modalités de mise en place peuvent aboutir à une certaine convergence de faciès. D'autant que par rapport aux « formations gélifluées à blocs » au sens strict, les « formations de pente à blocs » occupent des versants plus pentus encore dominés par des corniches ou des versants très redressés et rocheux résultant sans doute de l'effacement des corniches sous l'effet du couple gélifraction - éboulisation. Tout le rebord oriental des hauts plateaux dominant le pays de Boutières porte des formations de ce type.

Ces formations sont également pétrographiquement plus variées que les « formations gélifluées à blocs ». Ceci est surtout vrai au niveau de la fraction grossière (cailloux et blocs de taille généralement pluridécimétrique mais dépassant rarement 50 à 60 cm ; les blocs essentiellement phonolitiques des « formations gélifluées à blocs » peuvent être beaucoup plus volumineux, ce

pour des raisons de contrôle structural : diaclasage des phonolites plus lâche que celui des basaltes, voir plus loin la description des « formations gélifluées à blocs ») qui, suivant les contextes, peut être formée de roches basaltiques à andésitiques issues du démantèlement des coulées du plateau, de blocs trachytiques ou phonolitiques provenant des sucus dominant ce dernier ou des dykes d'alimentation perçant au travers, ou encore de blocs cristallins sur les versants plus bas en altitude ayant évolué dans les mêmes conditions (la matrice, alimentée par les produits de désagrégation du socle, est alors plus sableuse), enfin du mélange, suivant les possibilités offertes par le contexte morpho-structural local, des unes et des autres de ces lithologies.

Sur les versants cristallins dépourvus de corniches (hors présence de résidus de la chape volcanique antérieure au creusement des vallées) dominant en pays de Boutières et autour de la vallée de la Loire dans le quart sud-ouest de la carte, les blocs cristallins directement issus du démantèlement du substrat sous-jacent ont pu être entraînés par les dynamiques gélifluidales en même temps que la fraction sablo-limoneuse également issue de la météorisation des affleurements. Les blocs sont généralement un peu moins concentrés, plus petits et plus émoussés qu'en contexte volcanique, sans doute du fait de la propension des roches du socle (granite du Velay) à la désagrégation granulaire par altération et gélifraction.

Si, dans les zones hautes très influencées par la présence de la chape volcanique, nous avons pu hésiter entre « formations de pentes à blocs » mise en place par gélifluxion et « éboulis flués morts », nos hésitations se sont ici portées sur l'origine gélifluidale ou colluviale des formations essentiellement nourries pas la désagrégation du substrat cristallin. En toute rigueur en effet, les colluvions sont des formations à granulométrie fine (graviers ou cailloutis au maximum, mais surtout sables et limons, en moindre mesure argiles) mises en place par des processus de creeping et de ruissellement inaptes à la mobilisation de gros éléments. Sous cet angle les formations évoquées ne présentent pas le faciès adéquat. Elles n'ont pas non plus l'aspect d'arènes *in situ*. L'ambiguïté vient sans doute de la difficulté à y observer la structure en lentilles et le litage fruste pluridécimétrique caractéristiques des formations mises en place par gélifluxion. Quand ces observations ont pu être faites, les formations ont d'ailleurs été rangées dans la rubrique « formations gélifluées à blocs ».

Bien que, sur la base de leur caractère fermé et diamictique, nous retenions au bout du compte la gélifluxion comme mode principal de mise en place des « formations de pente à blocs », et que se trouve ainsi justifié leur association cartographique avec les « formations gélifluées à blocs », une certaine ambiguïté subsiste donc dans le classement des « formations de pente à blocs » du fait de possibles convergences de faciès avec les éboulis flués morts d'une part, avec les colluvions sur substrat cristallin d'autre part.

La situation est beaucoup plus claire pour les « formations gélifluées à blocs ».

Formations gélifluées à blocs (fig. 10)

Jusqu'aux travaux de B. Valadas, ces formations ont pu être désignées par les termes de « convois à blocs », « convois limoneux à blocs » ou « formations limoneuses à blocs » (Godard, 1975, 1979 ; Valadas, 1984 ; ...).

Comme dans le cas des « formations de pente à blocs », il s'agit de formations diamictiques, développées sur substrat cristallin aussi bien que volcanique. Leurs caractéristiques ne permettent pas cette fois de douter de leur mode de mise en place par gélifluxion.

Comme indiqué en introduction à la rubrique des « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs », les « formations gélifluées à blocs », plus étendues que les « formations de pente à blocs », sont le plus souvent peu épaisses, 1 à 2 m en moyenne. Au bas des versants, l'accumulation des nappes successives a cependant pu conduire, en l'absence de relais efficace par la dynamique fluviale aux têtes amont du réseau hydrographique, à un épaissement notable (jusqu'à 3 m, voire 5 m ; Valadas, 1984). De telles situations peuvent s'observer autour des Estables ou dans le vallon de la Chartreuse de Bonnefoy au Sud des Estables (Veyradeyre amont) pour ne citer que ces exemples. Ces sites présentent, nous le verrons plus loin, un intérêt particulier du point de vue chronologique.

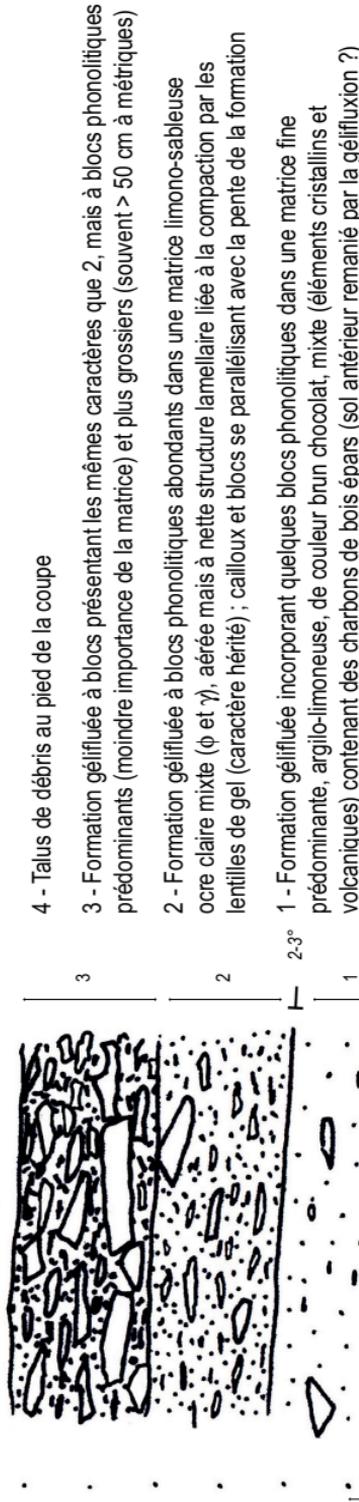
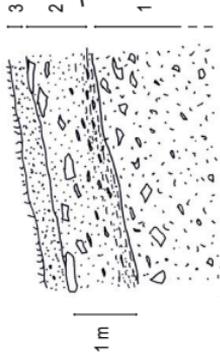
Plusieurs caractères typiques, corrélatifs des modalités de mise en place par gélifluxion, permettent de reconnaître sans hésitation ces « formations gélifluées à blocs » :

– il s'agit de formations diamictiques fermées, à matrice abondante de granulométrie variable en fonction des sous-types (voir plus loin), emballant des blocs inégalement distribués, tantôt très abondants, tantôt beaucoup plus disséminés, parfois même presque absents en lien avec le contexte morphostructural (absence d'affleurement amont pourvoyeur en gros éléments) ;

– à la différence du cas des « formations de pente à blocs », les « formations gélifluées à blocs » présentent une fabrique visible aussi bien au niveau des blocs qu'au niveau de la fraction la plus grossière des éléments constituant la matrice dès lors que ces derniers présentent un certain indice d'allongement ou d'aplatissement. Dans les deux cas, les blocs, dalles et plaquettes tendent à se coucher sur la pente c'est-à-dire, au sens plus strict, à se paralléliser avec la pente de la formation elle-même voire à s'incliner suivant un axe légèrement relevant vers l'aval, donc de moindre inclinaison que celle de la formation. Ceci fait souvent émerger partiellement les blocs les plus proches de la surface, ou ralentit leur ennoisement. En surface même, quelques cas de blocs laboureurs peuvent être observés, par exemple autour du suc de Lubert (sud du Gerbier-de-Jonc,

- 3 - Colluvions à granules et petits cailloux surtout phonolitiques (\leq 2-3 cm)
- 2 - Formation gélifiée à blocs abondants et grossiers (jusqu'à 25-30 cm de grand axe) dans la moitié >, surtout phonolitiques, dans une matrice de plus en plus ocre, dominante et compactée vers la base ; éléments lithiques parallèles à la pente de la formation, et nette structure lamellaire (lits, lentilles) de la matrice (fragipan ?). Discontinuité nette entre ce niveau et le niveau < (1)
- 1 - Formation gélifiée d'aspect plus altéré que 2, à matrice abondante et riche en argile, brun chocolat, emballant des cailloux ϕ et β altérés souvent à cœur, concentrés surtout dans les 50 cm >. Les cailloux de la partie < sont essentiellement β et d'aspect vacuolaire, plus petits et plus altérés

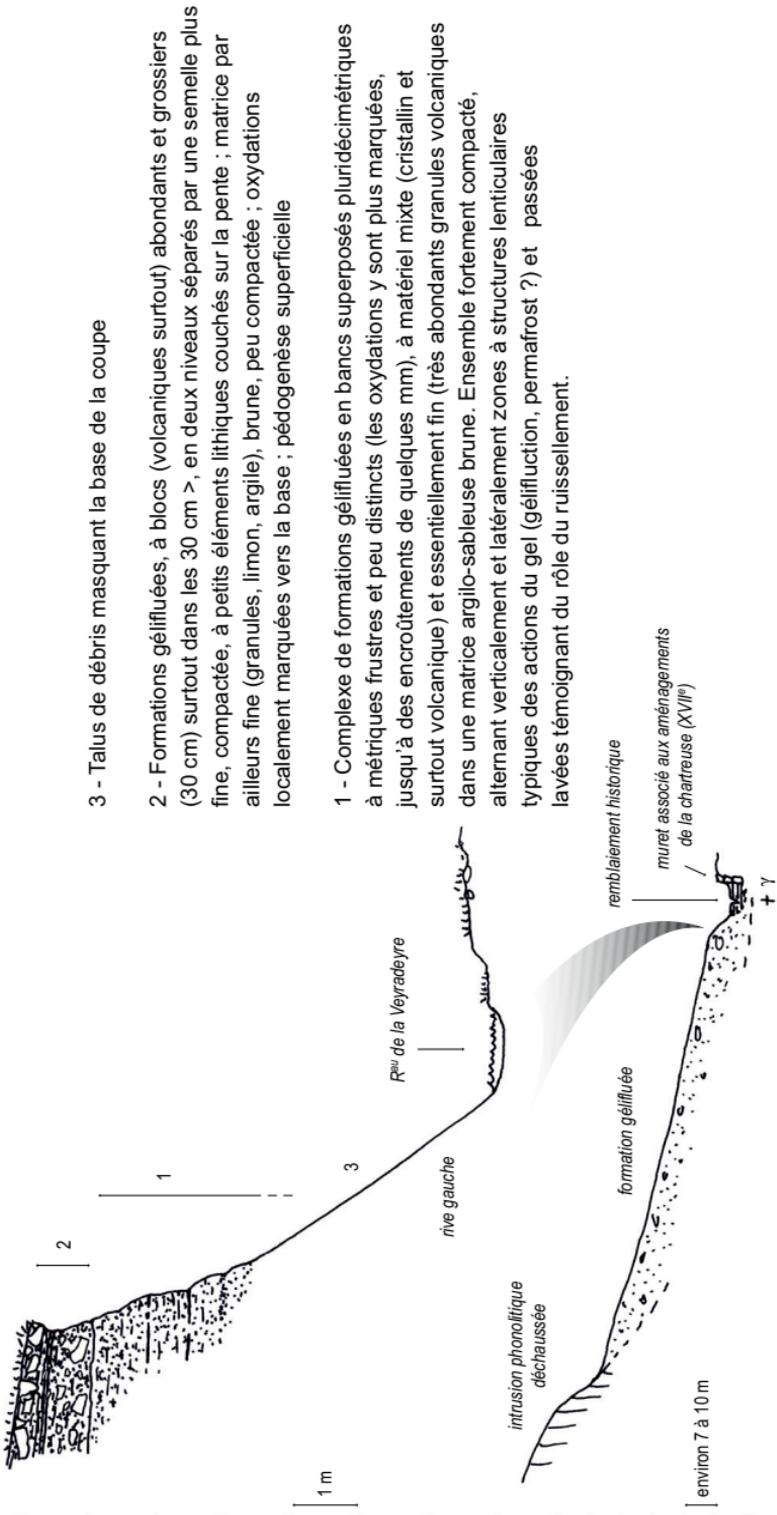
Coupe du bâtiment agricole implanté à l'arrivée ouest sur Les Estables par la D.36 (44°54'27,46"N / 4°08'40,79"E / 1356 m)



*la transition entre les différents niveaux est dans la réalité moins nettement visible que sur le schéma
plan de coupe plus ou moins perpendiculaire à l'axe de la plus grande pente*

Coupe au flanc SE de la phonolite de Roche Besse, bord de la route de Soutron, RG du vallon coté 890 m (44°54'42,68"N / 4°18'43,89"E)

Figure 10 - Formations gélifiées à blocs



3 - Talus de débris masquant la base de la coupe

2 - Formations géfilfluees, à blocs (volcaniques surtout) abondants et grossiers (30 cm) surtout dans les 30 cm >, en deux niveaux séparés par une semelle plus fine, compactée, à petits éléments lithiques couchés sur la pente ; matrice par ailleurs fine (granules, limon, argile), brune, peu compactée ; oxydations localement marquées vers la base ; pédogenèse superficielle

1 - Complexe de formations géfilfluees en bancs superposés pluridécimétriques à métriques frustrés et peu distincts (les oxydations y sont plus marquées, jusqu'à des encroûtements de quelques mm), à matériel mixte (cristallin et surtout volcanique) et essentiellement fin (très abondants granules volcaniques dans une matrice argilo-sableuse brune. Ensemble fortement compacté, alternant verticalement et latéralement zones à structures lenticulaires typiques des actions du gel (géfilfluction, permafrost ?) et passées lavées témoignant du rôle du ruissellement.

Coupe du vallon de la chartreuse de Bonnefoy en amont de la D.377 (44°52'17,27"N / 4°10'45,14"E / 1323 m)

Fig. 10 suite - Formations géfilfluees à blocs

rebord du plateau). Le grand axe des éléments tend également à s'orienter suivant la ligne de plus grande pente. Ces caractères sont typiques des dynamiques de fluage et permettent d'en prouver l'influence dominante dans les modalités de mise en place ;

– les marques du gel et du rôle de la glace du sol sont également le plus souvent évidentes, et permettent, au-delà du fluage, de parler de gélifluxion (la présence de formations tertiaires sablo-argileuses, ou d'une arène cristalline épaisse localement conservée a souvent favorisé encore davantage l'efficacité du fluage. De tels cas s'observent par exemple dans le col entre les sucus de la Lauzière, de Montfol et de Séponet, ou sur le versant dominant le hameau de Guizoumas à l'Est-Sud-Est de Présailles).

Les marques du gel s'expriment d'abord par la compaction des niveaux généralement pluridécimétriques à métriques au maximum correspondant à l'épaisseur de chaque langue gélifluée. Cette compaction explique la fréquente prééminence des niveaux en question sur les coupes par rapport aux niveaux encadrants. Lorsque plusieurs langues gélifluées de superposent, donnant un litage fruste à l'ensemble de l'accumulation, chaque langue s'individualise ainsi nettement, les plans de contact d'épaisseur centimétrique apparaissant alors plus fins, en retrait sur la coupe, et parfois marqués par la formation d'un lit ferrugineux induré à la manière d'une croûte. Ces caractères, lorsqu'ils existent ce qui est le cas le plus fréquent, sont mis en relation avec l'existence d'un pergélisol. Le toit de ce dernier sert de plan de fluage au mollisol saisonnier et explique la netteté de la semelle de chaque langue fluée. Il bloque en même temps l'infiltration verticale des eaux et favorise la concentration des oxydes divers qui peuvent ainsi, y compris postérieurement aux périodes propices à ces dynamiques et du fait des structures acquises, former de petits encroûtements. Enfin, le pergélisol constituant un niveau mécaniquement résistant, l'onde d'engel saisonnier qui progresse depuis la surface aboutit à prendre en étau le mollisol piégé entre le sol déjà gelé en surface et le pergélisol enfoui, d'où la compaction acquise au terme de la répétition du processus.

L'influence du gel s'exprime par ailleurs au niveau de la structure interne de détail de la formation, que l'on peut qualifier de lamellaire ou lenticulaire. La fraction fine constituant la matrice montre en effet une structure en lentilles de longueur centimétrique ou inférieure disposées parallèlement à la pente de la formation et lisibles par l'alternance verticale et latérale de fins lits (millimétriques, et sans continuité latérale, les lentilles étant disposées en quinconce) de matrice et de vides également étroits. Entre les vides, les lits de matrice sont compactés. Ce type de structure s'acquiert progressivement par suite de la répétition des alternances gel - dégel dans la zone de développement du mollisol. Elle tient à la formation de lentilles de glace de ségrégation accompagnant le progrès de l'onde d'engel, lentilles entre lesquelles la matrice se trouve prise en étau. La compaction induite permet à la formation de

conserver durablement cette organisation structurale interne dans les horizons non affectés postérieurement par un remaniement colluvial naturel, ou cultural lié à l'homme (labours).

Une observation de détail permet aussi de détecter souvent, en lien avec cette structure en lentilles, la présence sur la face supérieure des éléments grossiers (plaquettes à blocs) incorporés à la formation gélifluée soumise aux alternances gel - dégel, de très fins placages argileux (épaisseur millimétrique ou inférieure, rarement supérieure au millimètre) nommés coiffes ou argilanes. Ils proviennent du lavage et de l'entraînement vertical des particules argileuses de la matrice lors des phases de dégel, et du blocage de ce transit par la face supérieure des éléments grossiers de la formation. Après dépôt, les films argileux se trouvent compactés lors de la phase d'engel suivante. Une telle évolution explique sans doute aussi pour partie la présence de fins horizons lavés faisant penser à l'intervention de phases de ruissellement dans la mise en place de la formation. Ceci n'est pas incompatible avec la gélifluxion, les deux processus pouvant fonctionner en relais. À l'échelle de la microstructure, celle des lentilles et coiffes précédemment décrites visibles à l'œil nu et dont l'étude peut être affinée par le biais d'observations en lames minces (micromorphologie), ce lavage ne tient pas au ruissellement proprement dit mais à la circulation interne des eaux à l'échelle de la porosité de la formation. Il donne naissance à de très fins niveaux lavés appelés squeletanes qui se superposent aux coiffes. À une dimension supérieure, de véritables lentilles sableuses sans matrice, de quelques millimètres à centimètres d'épaisseur et de quelques centimètres à décimètres d'extension latérale peuvent parfois s'observer également, et résultent cette fois de l'action des ruissellements susceptibles de se mettre en place en surface au sommet du mollisol lors de la phase de dégel et de fluage.

Un dernier caractère propre aux « formations gélifluées à blocs » et non aux « formations de pente à blocs » doit être signalé. Ces deux catégories de formations peuvent couvrir des versants pentus, la pente n'étant pas une entrave à la gélifluxion. Cependant seules les « formations gélifluées à blocs » telles que nous les définissons et telles que nous les différencions des « formations de pente à blocs » peuvent s'étendre sur des versants faiblement pentus (quelques degrés suffisent), et même former à leur pied des plages de dépôts subhorizontales. Cet étalement, qui se traduit et peut se prouver par ailleurs par la différence de composition pétrographique entre la « formation gélifluée à blocs » et son support, ne peut s'expliquer autrement que par l'intervention dominante des dynamiques de fluage. La présence des blocs formant la fraction grossière de ces formations en particulier, très éloignés parfois de leurs zones source, ne peut tenir à un simple entraînement gravitaire.

La situation géographique et altitudinale de la zone couverte par la feuille Monastier-sur-Gazeille fait qu'aucun secteur, quelle qu'en soit l'altitude, ne s'est trouvé exempt de l'influence des dynamiques froides quaternaires. Ainsi les

« formations gélifluées à blocs » peuvent-elles se rencontrer à tous niveaux, des zones les plus élevées du plateau au fond des vallées. Ceci se retrouve dans la cartographie de leur extension, où ressort tout de même la zone centrale située au-dessus de 1 100 m et surtout 1 200 m d'altitude, celle des hauts plateaux volcaniques dominés par les principaux massifs phonolitiques. Cette différenciation spatiale qu'accentuent artificiellement les choix cartographiques tient plus en fait à des questions de faciès corrélatifs du contexte morpho-structural qu'à la présence ou à l'absence des « formations gélifluées à blocs ». Il nous paraît important de ce point de vue de distinguer, par delà les traits communs décrits plus haut, trois cas : celui des « formations gélifluées à blocs » associées aux versants cristallins, celui des « formations gélifluées à blocs » essentiellement nourries par la désagrégation du substrat volcanique basique (les plateaux volcaniques, hors phonolites), celui enfin de la zone centrale la plus haute où le faciès remarquable des « formations gélifluées à blocs » tient à la présence et à l'influence des massifs phonolitiques. Nous évoquerons aussi le cas particulier de formations rattachées par extension aux « formations gélifluées à blocs » compte tenu des contraintes cartographiques, mais dont les modalités de mise en place sont sans doute légèrement différentes et plus originales.

Formations gélifluées à blocs des domaines essentiellement cristallins (Boutières, versants convergeant vers la vallée de la Loire dans l'angle sud-ouest de la carte)

Elles ne sont nourries que -ou essentiellement- par la désagrégation du socle. Sur les versants encore dominés par une chape volcanique plus ou moins résiduelle, une pollution par les matériaux volcaniques peut s'observer, mais reste très modeste sauf lorsque l'on se rapproche des contacts, situation qui n'est pas celle décrite ici.

Par delà les caractères décrits plus haut et communs à toutes les « formations gélifluées à blocs », celles-ci présentent une matrice plus grossière que les autres et en particulier plus sableuse en proportion des autres fractions granulométriques, en lien avec la texture même des roches cristallines ayant fourni le matériel par leur désagrégation.

La formation garde son caractère fermé et diamictique, mais le contraste est le moins net entre les éléments grossiers et la matrice du fait de la présence de fragments de toutes tailles, là aussi en lien avec les modalités de débitage et de désagrégation de la roche en place (diacrasage d'intensité variable fournissant cailloux et blocs, altération et désagrégation granulaire fournissant sables surtout, limons, et argiles dans une moindre mesure).

Cailloux et blocs, toujours du fait des modalités de désagrégation de la roche et des éléments grossiers eux-mêmes au sein de la formation, présentent souvent

une angulosité modérée, variable en fait suivant le faciès de la roche (les roches grenues à grain grossier et riches en biotites s'émousant davantage par altération et désagrégation granulaire que les faciès à grain fin, homogènes et plus pauvres en biotite).

Enfin, le diaclasage (serré les plus souvent) de la roche qui commande la taille et la forme des blocs débités explique la taille modérée des plus gros blocs (le plus souvent moins de 60 cm) et une faible (voire nulle) lisibilité de la fabrique.

Comme indiqué plus haut, les choix cartographiques ont le plus souvent conduit dans ces domaines essentiellement cristallins à privilégier la représentation directe du substrat.

Sauf localement où le socle est véritablement décapé (rive gauche de la Rimande en amont de Crosdo, rive gauche de la Salieuse en contrebas du village de Saint-Clément et du hameau de l'Herm, bassin de l'Eysse autour de Massas et de la vallée de Lanteyron, versant dominant La Valette sur la commune de Saint-Martial, nombreux segments de versant de la vallée de la Dorne, partie basse des gorges de la Loire et du Langougnole), les versants portent une formation de pente qui s'affine sur les crêtes et s'épaissit au niveau de toutes les inflexions négatives de la topographie (vallons, festons accidentant les versants) ainsi qu'au pied des versants (sauf lorsque ces derniers se terminent par une section basse en gorges, alors décapée).

C'est dans ces zones favorables à l'accumulation, où on pu se constituer et être préservés des stocks, que s'observent les plus belles coupes de cette catégorie de « formations gélifluées à blocs » dont la couverture est donc globalement plus discontinue que dans les autres cas. La liste qui en est donnée n'est pas exhaustive, et concerne le plus souvent des coupes épaisses montrant la superposition de plusieurs langues gélifluées successivement accumulées :

- coupe en amont du hameau de Lanteyron à la prise du chemin carrossable montant sur le versant de rive droite à partir du chemin de fond de vallée (Boutières centre-est, bassin versant de l'Eysse) ;
- coupe de la D237 (route de Borée à Arcens) en rive droite de l'Eysse à la prise d'un chemin forestier juste avant le pont de Massas (Boutières centre-est) ;
- coupe de la D215 de Saint-Martial à Saint-Andéol-de-Fourchades juste avant l'épingle à cheveux dominée par le hameau de Trafourchas (Boutières sud) ;
- coupe dans le premier tournant marqué de la D281 (route de Saint-Andéol-de-Fourchades à Darnepessac) au sortir du vallon des Pras, où la « formation gélifluée à blocs » recouvre et tronque une séquence de projections phréatomagmatiques et lahars avec laquelle il ne faut pas la confondre (Boutières sud) ;

- coupe de La Mure en rive droite du vallon rejoignant la rive gauche de la vallée de la Saliouse à Lioussac (Boutières nord) ;
- coupe de la route du Taulin aux Arcis en rive gauche de l'Orcival en face Massibrand, au niveau du carrefour avec la route du Chomeil (angle sud-est de la carte, bassin de l'Orcival) ;
- coupe de la route de Varenne, entre cette maison et la route contournant par le Sud le Suc de Varenne (route des Arcis au Chomeil par Le Mont, Nord du Lac d'Issarlès, angle sud-est de la carte, bassin de la Loire).

Formations gélifluées à blocs essentiellement nourries par la désagrégation du substrat volcanique hors phonolites

Elles s'observent sur les plateaux volcaniques (ou à leurs flancs) en l'absence de reliefs phonolitiques susceptibles, par le biais des lignes de pente, de fournir du matériel (Devès en rive gauche de la vallée de la Loire dans le quart sud-ouest de la carte et au niveau du plateau d'Alleyrac au Sud du Monastier-sur-Gazeille, marges sud et ouest des plateaux du Velay oriental au-delà du Béage et de la vallée de la Collance, marges nord et nord-est du même massif au niveau du plateau de Saint-Front et entre Fay-sur-Lignon et Hugons).

Peu de coupes sont visibles dans ces secteurs, les formations se reconnaissent, hors retouche colluviale ou humaine, par l'état de surface des versants peu pentus jalonnés de blocs partiellement ennoyés.

Cependant la présence de blocs incorporés à la formation n'est pas systématique ; ceux-ci, généralement peu volumineux (moins de 50-60 cm) en lien avec le diaclasage initial des coulées et autres affleurements pourvoyeurs, peuvent être très minoritaires.

Quant à la matrice, elle est plus que dans les autres types enrichie en granules et argile issus de l'altération et de la désagrégation granulaire des affleurements volcaniques (coulées et projections).

La forme des éléments enfin, tant au niveau de la fraction grossière que de la fraction fine, est, comme dans le cas des « formations gélifluées à blocs » alimentées par la désagrégation du socle cristallin, peu propice à l'acquisition d'une fabrique bien lisible.

C'est au sujet de ce sous-type au sein des « formations gélifluées à blocs » que nos observations ont été les plus limitées, faute de coupes nombreuses. Ceci tient sans doute au contexte morpho-structural : sur les vastes plateaux volcaniques formant l'assise des massifs phonolitiques, la phonolite vient ajouter sa touche aux caractères des formations, et l'on a alors affaire au sous-type mixte suivant (voir plus loin) ; aux rebords de ces plateaux, là où les versants des vallées recoupent l'empilement des coulées et permettraient une alimentation plus

exclusive par ces dernières, les pentes fortes sont plus propices au décapage ou au développement d'éboulis ou autres « formations de pente à blocs » qu'au maintien de véritables « formations gélifluées à blocs » à matériel essentiellement basaltique (*s.l.*).

Une seule coupe a été retenue pour illustrer les caractères de ce sous-type au sein des « formations gélifluées à blocs » : elle se trouve dans le Cirque des Boutières au flanc (rive gauche surtout) d'une ravine née en contrebas de la ferme de Grailhouse et entamant les formations de pente sous la route touristique du pied du Mézenc (D400) juste à l'Ouest de la maison forte du Cros-de-Bourdely.

Formations gélifluées à blocs nourries par le démantèlement des reliefs phonolitiques

Elles forment la couverture la plus étendue et la plus continue et occupent les positions les plus élevées en altitude (principalement au-dessus de 1 200 m). Développées aux pourtours des pointements et massifs phonolitiques, elles tiennent sur les hauts plateaux leur continuité de la topographie elle-même, marquée par le développement de grands et longs versants entre le pied des phonolites et les entailles naissantes du réseau hydrographique. Dès lors que la pente et la dissection s'accroissent, les formations persistent mais ne présentent plus la continuité de couverture qu'elles ont sur les hauts plateaux. Les hautes Boutières sont dans ce cas. À l'inverse, leur atterrissement sur les plans topographiques développés au pourtour des massifs, ou aux têtes de vallons encore peu marqués, favorise l'épaississement de la couverture par suite de l'empilement des langues gélifluées successives alimentées par le transit le long des versants sus-jacents. Des séquences à litage fruste de 4 à 5 niveaux superposés ne sont pas rares, l'épaisseur atteignant alors 4 à 5 m contre 1 à 2 m dans les zones de transit situées plus haut sur les versants. Les environs immédiats des Estables fournissent de bons exemples d'un tel dispositif.

Ces formations diamictiques sont celles qui présentent le contraste le plus fort entre la matrice et les blocs incorporés à cette matrice. Les raisons en sont structurales.

En effet, la fraction grossière est ici de très loin dominée par les blocs phonolitiques. Leur taille, liée au diaclasage des affleurements soumis à désagrégation par les processus de décompression et surtout gélifraction et gélidivision, dépasse de loin celle des blocs de tous les autres sous-types de « formations gélifluées à blocs ». La moyenne se situe autour de 80 cm plutôt que 50 à 60 cm et il est fréquent que des blocs de taille métrique ou supérieure se trouvent incorporés. Les exemples les plus spectaculaires se trouvent autour du suc de Lubert au rebord sud-est du plateau, et autour du massif des Roches à

l'Ouest de Fay-sur-Lignon où de véritables mégablocs ont été entraînés. Cette prédominance des blocs phonolitiques dans la fraction grossière tient :

1 - d'une part à la plus grande résistance de ces roches à l'altération (les coulées basaltiques à andésitiques des plateaux sont à ce titre beaucoup plus fragiles) en même temps qu'à leur grande sensibilité aux processus de gélifraction et gélidivision, voire de décompression ;

2 - d'autre part aux fortes pentes des reliefs phonolitiques, favorables au débitage en grand de la roche sur les parois rocheuses affleurantes, alors qu'au pied de ces reliefs les pentes plus faibles qui tronquent les empilements de coulées ne favorisent pas la fourniture de débris grossiers ;

3 - enfin à l'effet de domination né du dispositif morpho-structural, où les reliefs phonolitiques surmontent les plateaux volcaniques formés par l'empilement des coulées, ce qui influence la distribution des matériaux sous l'effet des relais de processus organisés du haut en bas des versants (gélifraction et décompression des parois/éboulisation et éboulements ou chutes de blocs et constitution d'éboulis/prise en charge et redistribution du stock par la gélifluxion).

Alors que les éléments grossiers de ces « formations gélifluées à blocs » sont plus volumineux que ceux des deux autres sous-types, la matrice est ici à l'inverse à la fois plus fine, et souvent plus abondante. Hors des nombreuses plaquettes phonolitiques, des abondants granules basaltiques (*s.l.*) ou grains minéraux ou polyminéraux du socle qu'elle peut incorporer au fur et à mesure de la migration de la formation sur les versants, la matrice est à dominante limoneuse. Du fait de ce caractère, l'origine de la fraction fine est discutée. Il est certain que l'altération et la désagrégation granulaire des coulées et projections volcaniques recoupées, mais aussi du socle là où il affleure dans les zones de développement de ces formations, a beaucoup contribué au nourrissage de cette matrice. La part d'argile que l'on y trouve provient en particulier de l'altération des roches et projections volcaniques basiques. Il est probable cependant aussi -mais des études sur le sujet resteraient à faire- que l'enrichissement en limons de la matrice provienne de la dégradation des patines phonolitiques blanchâtres développées autour des blocs. Ces dernières sont rendues gélives par l'accroissement de leur porosité sous l'effet de l'altération, porosité dont la dimension (celle des pores) est propice à la fourniture de fines particules de la taille des limons. On remarque d'ailleurs, là où les formations gélifluées à blocs sont exclusivement ou très majoritairement constituées de matériaux phonolitiques, que la matrice liant les blocs est plus homométrique, surtout limoneuse et de teinte très claire. Un bel exemple peut être observé le long de la route forestière du tour de l'Alambre, sur la face nord-est de ce dôme-coulée à moins d'un kilomètre de la route de la Croix de Peccata. Reste la possibilité d'apports éoliens de limons, suggérée par B. Valadas (1984) mais jamais prouvée faute d'investigations spécifiques.

Si ces « formations gélifluées à blocs » sont celles où le contraste est le plus fort entre fraction fine et fraction grossière, elles sont également celles où se lit le mieux la fabrique induite par les dynamiques gélifluidales. Ceci grâce à l'indice d'aplatissement des fragments (des blocs aux plaquettes) débités par la gélifraction à partir des lignes de faiblesse de la roche liées à la structure fluidale de cette dernière à l'échelle microcristalline.

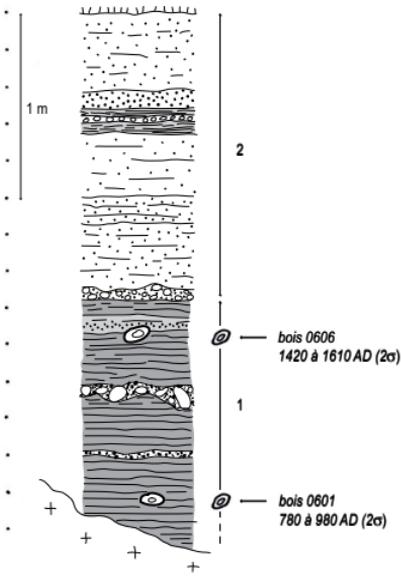
Parmi les nombreuses coupes permettant d'observer les formations se rapportant à cette catégorie, on ne retiendra que quelques exemples (déjà cités ci-dessus), aptes à nourrir aussi la réflexion sur le calage chronologique des « formations gélifluées à blocs » en général (voir plus loin) :

- coupe de la route forestière du tour de l'Alambre au flanc nord-est de ce dôme-coulée à moins d'un kilomètre de la route de la Croix de Peccata ; en particulier pour la matrice limoneuse liée à la désagrégation des patines phonolitiques ;
- coupe le long de l'ancienne draille d'arrivée sur les Estables, immédiatement à l'ouest du village. Elles présentent de belles passées suggérant l'intervention des ruissellements diffus ;
- coupes dégagées pour l'installation d'un bâtiment agricole à quelques centaines de mètres de l'entrée ouest des Estables au-dessus de la D36. Pour la structure interne, la compaction, l'aspect de la semelle, la superposition des niveaux ;
- coupe dégagée en bordure de la D378 (route du Gerbier) à la retombée sud-ouest du suc de Lubert, juste au-dessus du tournant en contrebas duquel se trouve la ferme du Clapas. Pour le caractère diamictique marqué et la taille des blocs phonolitiques incorporés ;
- deux coupes intéressantes séparées d'une vingtaine de mètres, dont la plus amont dégagée par une loupe de glissement en bordure de la petite route de Soutron à Arcens, dans le tournant décrit au passage du vallon dominé par le suc et le hameau de Roche-Besse (Boutières). Le mélange est ici à dominante de blocs phonolitiques dans une matrice nourrie par le socle cristallin. Pour la structure interne, la superposition des niveaux et les enseignements chronologiques probables (voir plus loin).

Cas particulier des Formations gélifluées à blocs ou formations de congélation du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy (fig. 11)

Avant d'aborder la question de l'âge des « formations gélifluées à blocs », il reste à décrire en plus des trois sous-types précédents un cas particulier, représenté par les épaisses formations (4 à 7 m) encombrant le fond du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy en amont de la D377 (route de la Chartreuse au Béage). L'interprétation proposée quant aux modalités de mise en place est inspirée des commentaires de B. Etlicher lors d'une visite du terrain.

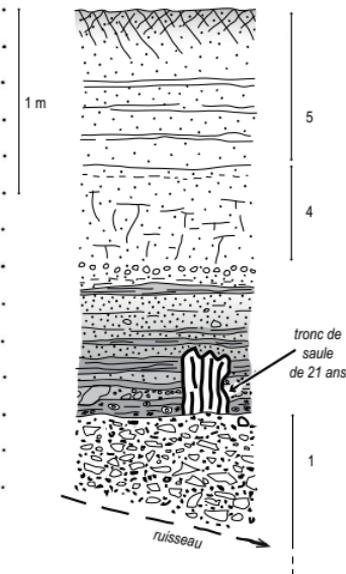
Coupe du vallon de Champetienne, rive gauche (44°52'34,89"N / 4°03'18,10"E / 1085 m)



2 - séquence détritique supérieure, à lits centimétriques alternant niveaux détritiques sablo-limoneux à sableux grossiers provenant du remaniement des arènes du socle et niveaux sablo-limoneux brunâtres enrichis en matière organique. Accumulation mise en place durant l'époque moderne

1 - Séquence organo-minérale inférieure, essentiellement tourbeuse, avec bois et charbons incorporés ; quelques lentilles détritiques sablo-graveleuses (laisses de crue). Accumulation d'époque médiévale

Coupe du vallon Le Cluzel / St-Victor, rive gauche (44°55'42,69"N / 3°57'46,18"E / 929 m)



5 - Niveau sablo-silteux lité présentant les mêmes caractères que le niveau 3 et témoignant d'un regain du détritisme par rapport à la phase antérieure (4)

4 - Niveau plus homogène et fin que les niveaux <, sablo-silteux, non lité. Taches d'oxydo-réduction, présence de manchons de racines ferruginisées, amorce de structure colonnaire. Il pourrait s'agir d'un paléosol formé dans le contexte d'un fond de vallon hydromorphe témoignant d'une stabilisation temporaire du milieu

3 - Niveau essentiellement détritique situé dans la continuité du niveau 2, alternant fins lits organo-silteux (≤ cm) et lits silteux à sablo-graveleux de 2 à 3 cm d'épaisseur à figures de stratifications obliques. Le matériel est émoussé et altéré

2 - Niveau organo-détritique alternant lits argileux à tourbeux riches en fragments de bois et lits détritiques mixtes (éléments cristallins et volcaniques) silteux à sablo-graveleux (jusqu'à 5 cm pour les plus gros éléments). La moitié < de ce niveau forme banquette au-dessus du ruisseau du fait de la bonne tenue que lui confère sa tendance tourbeuse. Le saule (détermination Archéolabs, janvier 2013) enraciné dans la nappe graveleuse (1) semble avoir été progressivement envoyé à sa base par ce dépôt, puis tronqué au moment de la mise en place du niveau 3

1 - Nappe caillouteuse à éléments mal roulés à anguleux (tailles rarement > 15 cm, le plus souvent voisines de 5 à 10 cm), riche en éléments cristallins et en chailles, dans une matrice sableuse grossière. Niveau d'enracinement du saule enseveli par la mise en place du niveau 2

Fig. 11 - Remblaiements historiques (Chartreuse de Bonnefoy)

Le rôle du gel dans leur mise en place est attesté par la structure lamellaire, en lentilles, qui les caractérisent dans le détail, ainsi que par la compaction des niveaux frustes, pluridécimétriques, qui se superposent et entre lesquels les concentrations d'oxydes de fer ont conduit à la formation de niveaux encroûtés fins et discontinus. Ces caractères cependant attestent de la présence passée d'un pergélisol au-dessus duquel se développait saisonnièrement un mollisol pénétré par les ondes d'engel hivernales. Mais la question du fluage, donc de la gélifluxion, est plus délicate, et fait l'originalité de cette formation par rapport aux « formations gélifluées à blocs » plus classiques décrites auparavant. Le caractère diamictique des niveaux superposés disparaît ici (sauf dans les quelques décimètres supérieurs enrichis en blocs basaltiques *s.l.*) du fait d'apports exclusivement constitués de granules basaltiques (*s.l.*) issus de la désagrégation des coulées formant l'écrin de ce vallon. Cette homométrie n'est pas en elle-même incompatible avec une mise en place par gélifluxion, à condition d'admettre que le stock mobilisable n'était constitué que de granules et de fines. Or deux faits s'opposent à une telle hypothèse : d'une part les blocs du niveau supérieur, mis quant à lui en place sans ambiguïté par gélifluxion (caractère diamictique, matrice fine), prouvent que le démantèlement des coulées ne donne pas que des granules ; d'autre part une observation détaillée des niveaux montre l'existence de nombreuses passées lavées, de texture sableuse, en lentilles superposées et juxtaposées, alternant avec des passées plus riches en fines (limons et surtout argiles) emballant les granules volcaniques. Ces passées servent visiblement de passage aux eaux qui circulent à l'intérieur de la formation et que l'on voit suinter voire s'écouler sur la coupe. Ces caractères sont plus compatibles avec une mise en place progressive par des processus de ruissellement diffus alternant avec l'étalement de fines nappes boueuses (ruissellements diffus se chargeant à l'excès en fines) qu'avec des processus gélifluidaux mobilisant d'un seul tenant toute l'épaisseur du mollisol saisonnier. Les ruissellements chargés en fines pourraient correspondre au début de la phase de dégel, où l'eau mobilise les matériaux gorgés d'eau libérés par la glace, tandis que les passées lavées résulteraient de phases plus tardives d'écoulements saisonniers développées sur des versants déjà purgés des matériaux fins disponibles (fines et granules). La faible épaisseur des tranches mobilisées par chaque épisode à l'amont et des films déposés à l'aval doit résulter de la persistance estivale d'un pergélisol proche de la surface, ne permettant pas le développement d'un mollisol épais et entravant ainsi la possibilité d'action de la gélifluxion, faute de stock mobilisable. B. Etlicher suggère de tenir compte aussi du rôle des inversions thermiques, qui ont pu très localement favoriser la persistance estivale du pergélisol en fond de vallon tandis que les versants plus élevés voyaient son toit s'abaisser légèrement en été. Ainsi, les matériaux libérés à leur niveau, mobilisés par des ruissellements diffus plus ou moins chargés en fines, auraient subi au fur et à mesure de leur étalement au bas du versant une onde de congélation continue et progressive émanant du pergélisol sous-jacent. Peut-être alors le niveau supérieur, franchement diamictique quoi que peu épais (20 à 30 cm) et sans conteste lié à la gélifluxion

au dépend d'un mollisol épaissi, marquerait le terme de ce processus d'évolution original.

Malgré la diversité de leurs faciès, les « formations gélifluées à blocs » ont donc toutes en commun, aux cas particuliers près, de s'être mises en place principalement par le biais de processus gélifluidaux.

D'après la chronologie en vigueur (Valadas, 1984), le Pléniglaciaire supérieur est considéré comme la période principale de mise en place de ces formations, celle dont le climat, froid mais plus humide que celui du Tardiglaciaire, était le plus propice à l'action des processus gélifluidaux. Cette attribution au Pléniglaciaire supérieur tient aussi, nous l'avons dit plus haut, au rapport entre les « formations gélifluées à blocs » et les formations encadrantes : arènes fauchées - litées à la base, attribuées par hypothèse au Würm moyen, éboulis et rivières de pierres au-dessus, rapportés au Tardiglaciaire.

Comme on l'a montré déjà à propos des « rivières de pierres », cette chronologie prête à discussion, sans pouvoir être fondamentalement remise en cause. Les observations de terrain ont du moins conduits à poser un certain nombre de questions que seront retranscrites ici en prémices à des recherches souhaitables pour faire progresser la connaissance du cadre chronologique des évolutions. On s'appuiera sur deux coupes déjà citées : celle située à l'Ouest des Estables à l'emplacement d'un nouveau bâtiment agricole en bordure de la D36 ; celle de la route de Soutron sous Roche-Besse.

Coupe située à l'Ouest des Estables à l'emplacement d'un nouveau bâtiment agricole en bordure de la D36 (fig. 10)

Elle montre deux niveaux géliflués superposés, le niveau supérieur étant lui-même surmonté de colluvions. Entre les deux niveaux n'apparaît aucune trace de pédogenèse, ce qui suggère que le temps disponible entre la mise en place des deux niveaux géliflués n'a pas été suffisant pour que puisse se développer un sol. Sous cet angle il faut donc envisager que les deux niveaux se rattachent au même épisode froid, en tout cas qu'ils ne sont pas séparés par une phase d'amélioration climatique interstadiaire, encore moins interglaciaire. Cependant, le niveau inférieur est constitué pour sa fraction grossière de blocs d'assez petite dimension (moins de 20 cm le plus souvent) mêlant basalte (*s.l.*) majoritaire (fragments de coulée et scories) et petits blocs de phonolite. Tous les éléments sont très altérés, y compris les phonolites. La fraction grossière du niveau supérieur est au contraire très majoritairement constituée de blocs phonolitiques, plus grossiers et bien moins altérés que ceux du niveau inférieur.

Le constat de ces différences amène deux hypothèses.

La première hypothèse rattache les deux niveaux à un même épisode froid. Il faut alors imaginer une première phase de décapage remaniant par gélifluxion un substrat et des formations de pente altérées auparavant sous des ambiances plus favorables à l'altération. L'effet de domination des phonolites ne s'exprimant pas dans ce cas du fait de la ténuité des effets de la gélifraction, ce sont essentiellement des matériaux volcaniques issus des empilements de coulées qui auraient nourri le premier niveau géliflué issu de ce décapage. Ce niveau représenterait l'entrée dans une période froide où, le froid s'accroissant, la gélifraction reprendrait de la vigueur et conduirait à la reconstitution d'un stock de blocs et cailloux au pieds des reliefs phonolitiques. L'effet de domination de ces derniers pourrait alors s'exprimer, d'autant plus exclusivement que la phase de décapage préalable a nettoyé les versants sous-jacents. Ainsi s'expliquerait à la fois la prédominance des phonolites dans la fraction grossière de la langue gélifluée supérieure, et la plus grande taille des blocs débités par un gel plus intense.

La deuxième hypothèse est celle de deux générations différentes, rattachées chacune à un épisode froid distinct. Cela pourrait expliquer la plus grande altération des matériaux du niveau inférieur, mais supposerait la troncature du sol interstadiaire (? ; plutôt sans doute qu'interglaciaire ?) lors de la mise en place du deuxième niveau.

Des investigations resteraient à mener pour aller plus loin.

Coupe de la route de Soutron sous Roche-Besse (Boutières) (fig. 10)

Les deux sucus phonolitiques de Roche-Besse dominent ici directement le socle, et les pentes sont fortes. La coupe se situe au niveau d'un léger replat qui a permis l'accumulation de trois nappes gélifluées successives, d'épaisseur voisine de 1 m à 1,5 m, mêlant blocs et cailloux phonolitiques à une matrice mélangeant matériel phonolitique (plaquettes et fines) et matériel cristallin sablo-limoneux. Les structures lamellaires liées à la glace de ségrégation sont bien visibles surtout dans les deux niveaux supérieurs, et la fabrique évidente.

L'intérêt de cette coupe par rapport à la réflexion sur le cadre chronologique global proposé tient à la manière dont évolue le faciès des nappes gélifluées du niveau inférieur au niveau supérieur. En effet, le niveau inférieur est beaucoup moins riche en blocs (phonolitiques) que les deux autres, et les blocs du niveau intermédiaire sont moins gros que ceux du niveau supérieur. Le niveau inférieur est donc plus riche en fines et globalement à la fois plus argileux et plus riche en matière organique, ce que trahit sa coloration brunâtre bien visible après décapage. Aucun paléosol ne s'intercale entre les trois niveaux.

Suivant la même démarche que précédemment, deux hypothèses peuvent être envisagées.

La première est celle de trois générations successives de « formations gélifluées à blocs » rapportées chacune à un épisode froid différent, soit à l'échelle des alternances de stades et interstades, soit à l'échelle des glaciaires successifs. Les mêmes réserves que précédemment doivent cependant être faites, en particulier en lien avec l'absence de paléosols intercalés.

La deuxième hypothèse, plus probable et finalement identique à celle proposée en premier plus haut, consisterait à voir dans cette succession l'entrée progressive dans une période froide (mais laquelle ? celle du Pléniglaciaire supérieur conformément à la chronologie en vigueur ? Ou celle d'un stade Würmien plus ancien ? Ou celle du début du Würm lui même ?). L'évolution y débiterait par le décapage du sol interstadiaire (ou interglaciaire), ce dernier nourrissant largement la nappe gélifluée inférieure peu chargée en blocs phonolitiques du fait de l'absence de stock antérieurement constitué. La nappe gélifluée suivante témoigne ensuite de l'entrée franche dans un épisode froid ayant déjà permis la gélifraction des parois des sucres phonolitiques de Roche-Besse dominant la zone, tandis que le socle cristallin décapé de sa couverture pédologique ne fournit plus que les sables et limons de sa zone altérée superficielle. La nappe supérieure marque enfin, sans doute, le maximum du froid, que traduit la taille supérieure des blocs phonolitiques par rapport à la nappe intermédiaire.

On le voit, la principale interrogation concernant la définition du cadre chronologique de mise en place des « formations gélifluées à blocs », et plus globalement des « formations de versant d'origine froide » puisque les attributions d'âge sont relatives au rapport stratigraphique entre les diverses formations (principe de chronologie relative), réside dans la phase froide à incriminer au sein du Würm voire antérieurement. La chronologie actuelle met en exergue le Pléniglaciaire supérieur, mais en partant du principe que le dernier accès de froid a effacé les traces des épisodes froids plus anciens et faute de mieux. Les discussions qui précèdent au sujet des « formations gélifluées à blocs » et au sujet des « rivières de pierres » incitent d'autant plus à la prudence que certains, comme B. Etlicher, pensent qu'il faudrait vieillir toute cette chronologie.

Quoi qu'il en soit, les « formations gélifluées à blocs » sont actuellement, tout comme les « formations de pente à blocs », des formations héritées totalement figées.

Elles ont localement conservé un « état de surface » typique et remarquable qui permet, en faisant fi du couvert végétal, de s'imaginer ce à quoi devaient ressembler les versants au cours des périodes glaciaires successives et au moins de la dernière. De superbes exemples se trouvent aux pourtours du suc de Lubert sur son versant ligérien, ou à la retombée sud-sud-ouest du mont Gerbier-de-Jonc aux têtes amont de ruisseaux formant les sources de la Loire (environs du

Bois de Lanaud), ou encore à la retombée est du massif des Roches à l'ouest de Fay-sur-Lignon, du pied des corniches phonolitiques jusqu'au talweg du Lignon.

Elles ont cependant le plus souvent subi les effets d'un remaniement superficiel, soit du fait des dynamiques naturelles de colluvionnement (creeping, ruissellement), soit du fait de l'action de l'homme (labours, épierrement). Les versants, comme autour des Estables, sont alors plus régularisés et dénués de blocs affleurants.

Complexes de versants, vallons et dépressions

Cette rubrique regroupe un ensemble de formations avant tout marquées par la variété des corps sédimentaires superposés ou juxtaposés susceptibles de les constituer, en lien avec la contribution de facteurs multiples ayant agi le plus souvent en relais dans l'espace comme dans le temps. Il était de ce fait difficile de classer ces formations en référence à un faciès, un mode ou une époque uniques de mise en place.

Par delà la diversité des situations locales, deux catégories de formations doivent ici être distinguées :

- celle, d'abord, des « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », qui occupent des zones déprimées à faibles pentes sur les plateaux ou aux têtes des vallons élémentaires ;
- celle, ensuite, des « Complexes glissés/flués sur substrat oligocène ou miocène », qui, occupant de plus fortes pentes que les « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », doivent être considérés comme de véritables formations de versant.

HSt. Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées. Ces accumulations représentent l'extrémité aval des zones de transit des matériaux le long des versants. Plus proches pour ces raisons des formations de pente que des formations fluviales, elles présentent néanmoins des caractères hybrides puisque, situées aux têtes amont du réseau hydrographique, elles ont aussi subi lors de leur mise en place et postérieurement l'influence des écoulements liés aux ruisseaux naissants. Cette situation particulière explique cependant aussi que, du fait de la faiblesse voire de l'indécision des pentes, la mauvaise qualité du drainage a favorisé le développement de corps organiques à tourbeux s'intégrant ou se superposant aux séquences dans la plupart des cas.

Ces formations sont difficiles à observer en coupe hors des berges des ruisseaux qui les entaillent superficiellement ou de tranchées généralement peu durables ouvertes pour améliorer le drainage. Aucun sondage destructif ou

carotté n'a donné lieu à leur description spécifique. Aucune datation n'est non plus disponible.

Le contact avec le substrat n'est presque jamais visible, mais les épaisseurs ne doivent pas être considérables : 2 à 3 m au maximum.

Les observations montrent que ces formations sont pour une large part issues des dynamiques froides rapportées, en première approximation et faute de mieux, au dernier glaciaire. Elles ont cependant pu continuer à être nourries ou remaniées par les dynamiques postérieures, en proportion variable suivant les cas (voir plus loin).

Deux cas doivent être distingués parmi ces « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », en lien avec le contexte morpho-structural et donc aussi altitudinal :

- celui des grandes dépressions de type Saint-Front, portées par la chape volcanique ;
- et celui des têtes de vallons en contexte cristallin dominant.

Remplissages des dépressions de type Saint-Front

Équivalences avec les cartes voisines, Yssingeaux : CL : « Colluvions fines des zones déprimées (passant à des dépôts lacustres dans les dépressions volcano-tectoniques ». Le Puy : Cv : « Remplissages de maars et autres dépressions fermées : projections volcaniques et résidus remaniés du ou des substrats ». Burzet : Cb : « Produits de comblement colluviaux » (peut être). Langogne : FZ-C : « Remblaiements colluviaux ».

Dans les limites de la feuille du Monastier-sur-Gazeille, les cas les plus typiques sont ceux qui se développent entre Saint-Front et l'Alambre plus au sud, secteur dit de la « plaine de Saint-Front ». Les remplissages en question occupent en fait un ensemble de vastes dépressions s'inscrivant en creux dans la surface des plateaux volcaniques : ceux du Velay oriental étendus au pourtour des massifs phonolitiques et au-delà (nord du Mézenc au niveau de la plaine de Saint-Front et du plateau de Fay et des Vastres ; Ouest et Sud-Ouest du Mézenc avec de beaux exemples aux têtes des vallées de la Collance et de l'Orcival ; retombée sud du massif Taupernas – Montfol mais hors carte pour une large part) ; ceux développés autour d'Alleyrac, au niveau d'une extension du plateau du Devès en rive droite de la Loire.

L'origine de ces dépressions est malaisée à déterminer : elles occupent l'amont du réseau hydrographique, non encore atteint par les vagues d'érosion régressive responsables de l'apparition de vallons étroits et vite approfondis à leur aval ; elles peuvent résulter d'évolutions plus longues où la part des contextes pliocènes encore chauds à tempérés, puis des contextes tempérés et

froids du Quaternaire reste à déterminer ; sur les hauts plateaux du Velay oriental, elles se positionnent fréquemment au droit de vastes maars enfouis sous la chape volcanique puis partiellement re-dégagés ensuite (comme le montrent les projections phréatomagmatiques altérées, voire hydromagmatiques -présence de palagonite, faciès hyaloclastiques-, que l'on retrouve aux bordures de la plupart des dépressions, intégrées aux séquences volcaniques). À Chaudeyrolles, le remplissage organo-détritique du maar quaternaire est intégré à cette catégorie de formations, tandis qu'au sud des Sucs de Breysse (Sud du Monastier-sur-Gazeille) la dépression tourbeuse développée au pied est du volcan de La Rodde doit sans doute son existence à un barrage volcanique associé au fonctionnement de ces volcans probablement récents (Pléistocène moyen à supérieur ?).

Ainsi ces dépressions ont-elles pu servir depuis longtemps de réceptacle aux formations en transit sur les versants encadrants. Ces zones déprimées présentent cependant le plus souvent l'inconvénient de s'ouvrir sur un exutoire par où une partie du stock amené depuis les versants a pu s'évacuer.

S'il avait fallu simplifier encore la cartographie des formations superficielles, c'est aux « formations gélifluées à blocs » que l'on aurait choisi de rattacher les formations qui occupent ces dépressions. Même non exclusives, les dynamiques froides (gélifluxion surtout, mais aussi nivation et processus paraglaciaires) semblent en effet avoir été prédominantes dans leur mise en place.

L'essentiel du volume de ces formations est en effet constitué par l'extrémité aval des nappes gélifluées qui couvrent les versants. La transition est d'ailleurs progressive, et la limite fixée s'appuie principalement sur la différence d'hydromorphie. Les caractères diffèrent cependant du fait du contexte de mise en place dans de vastes dépressions très humides où se sont combinées les influences de la glace du sol (pergélisol suggéré par les fréquentes traces blanches visibles dans les coupes et liées au développement de niveaux compactés de type fragipan ; mollisol saisonnier), celle de la neige et de ses eaux de fusion, celle des écoulements liquides organisés pour le drainage des dépressions.

Ainsi, latéralement comme verticalement alternent :

- des formations franchement assimilables aux « formations gélifluées à blocs », avec des concentrations en blocs et des pétrographies variables en fonction du contexte morpho-structural ;
- des formations très appauvries en blocs et dominées par des niveaux et lits à granules basaltiques (*s.l.*) et phonolitiques (suivant le contexte morpho-structural amont) plus ou moins emballés de fines ou lavés suivant leur mise en place par gélifluxion et/ou par des ruissellements diffus ;

- des formations gleyiques, généralement dans les secteurs les plus déprimés, plats et les moins bien drainés, où sont venues s'accumuler par décantation les fines issues du lessivage partiel des formations mieux drainées ;
- des formations détritiques à organo-détritiques argileuses à silteuses finement litées (lits centimétriques voire inférieurs), brunâtres, d'aspect proche des varves mais non assimilables et sans doute issues d'écoulement d'origine nivale (eaux de fonte, très fines nappes boueuses générées par la fusion de la neige accumulée dans les creux sur les versants bordiers des dépressions). Un très bel exemple de formation de ce type est visible au niveau d'une coupe développée en rive gauche du ruisseau de la Gazelle à l'amont immédiat du lotissement installé dans le lit majeur de ce ruisseau à l'extrémité amont du village de Saint-Front, au débouché aval de la vaste dépression de « la Plaine, Les Couffours, Charbounouse » ;
- des passées sableuses à sablo-graveleuses à faciès fluvatile plus franc (dans les limites de ce que l'on peut trouver à la naissance du réseau hydrographique), généralement en lentilles peu étendues et peu épaisses ;
- des passées organo-minérales, voire franchement tourbeuses, qui prennent souvent le pas sur les autres formations en surface dans les secteurs les moins bien drainés où l'hydromorphie a permis le maintien de conditions favorables à la turbification. La toponymie (Charbounouse...) témoigne d'ailleurs de la présence de ces corps tourbeux qui ont été exploités au cours de l'histoire et jusqu'à des périodes récentes (milieu du XX^e siècle).

L'organisation verticale (et donc chronologique) des séquences est difficile à mettre en évidence, faute de coupes suffisamment puissantes, et suffisamment nombreuses aussi pour que l'on puisse juger de la valeur soit purement locale soit au contraire générale de l'information qu'elles délivrent. Au vu des quelques coupes et des états de surface, il semble que le remaniement colluvial postérieur soit minime (quelques décimètres) lorsqu'il existe (ce qui n'est pas le cas le plus fréquent, et alors souvent lié à l'homme : drainage, épierrement, mise en culture passée ; actuellement ne se développent dans ces secteurs que des zones humides plus ou moins pâturées, quelques bassins d'exploitation de la tourbe et des prés de fauche sur les bordures les plus exondées de la nappe). La plupart du temps, c'est une « formation géelifluée à blocs » qui chapeaute la séquence. Il en est ainsi de la coupe déjà citée au pied du village de Saint-Front, seul exemple qui puisse être présenté, avec ses particularités, pour cette catégorie de formations.

Remplissage des têtes de vallons en contexte cristallin

Équivalences avec les cartes voisines : Yssingeaux, FC CF : « Remplissage des vallons secondaires... - des têtes de vallées ». Burzet, C : « Colluvions périglaciaires des vallons ».

En deçà de la chape volcanique des plateaux, les pentes s'accroissent tandis que le socle devient prédominant. Il en est ainsi dans les Boutières comme dans

le quart sud-ouest de la feuille du Monastier-sur-Gazeille où les versants s'organisent autour de la vallée de la Loire et de son affluent de rive droite l'Orcival. D'importants stocks d'arène ont pu être remobilisés le long des versants et s'accumuler dans les vallons situés aux têtes du réseau hydrographique, ou sur les replats de bas de versant. Comme dans le cas des « remblaiements des dépressions de type Saint-Front », les secteurs ainsi encombrés de débris se caractérisent par une forte hydromorphie qui facilite beaucoup leur repérage et aide à fixer les limites des zones à cartographier alors que la transition est là aussi progressive avec les formations de versant.

Comme précédemment, les complexes qui occupent ces fonds de vallons et dépressions ont été largement nourris par les apports liés aux dynamiques froides du dernier glaciaire. Ils sont en particulier le lieu d'atterrissement et d'accumulation des formations gélifluées à blocs. Cependant, comme dans le cas des « remblaiements des dépressions de type Saint-Front », l'hydromorphie qui prévalait dans ces zones y a favorisé le développement de niveaux tourbeux qui alternent ou se juxtaposent avec les venues détritiques, tandis que le drainage naissant a pu induire l'apparition de passées à faciès mieux lavé (ruissellements, influences fluviales). Il ne s'agit donc pas de simples empilements de nappes gélifluées à blocs, d'où leur distinction d'avec ces dernières. Une autre différence sépare cette fois ces accumulations de celles des dépressions de type Saint-Front : alors que dans ces dernières les apports détritiques (hors fines amenées par les ruissellements ou le soutirage et hors tourbe) se terminent le plus souvent par une nappe gélifluée à blocs donc avec les derniers froids würmiens, il semble que le nourrissage des fonds de vallon en contexte cristallin ait pu se poursuivre plus longtemps dans des contextes tempérés, par le biais de processus de fluage et de ruissellement et de phénomènes de soutirage par les écoulements hypodermiques. Ainsi ces fonds ont-ils continué à s'enrichir de matériaux graveleux, sableux et plus fins contribuant au maintien de conditions favorables à une forte hydromorphie, voire à la turbification. Si les complexes de fond de vallon en contexte cristallin forment donc des ensembles moins étendus et plus dispersés que ceux des grandes dépressions de type Saint-Front, ils sont ainsi restés fonctionnels plus longtemps et ne peuvent être regardés comme de simples héritages. Une cartographie plus simplifiée aurait d'ailleurs posé la question du rattachement de ces complexes soit à la catégorie des « formations gélifluées à blocs », soit à celle des formations colluviales *sensu lato*.

Les plus belles coupes dans de telles formations ont été observées à la faveur de tranchées ouvertes pour des habitations au débouché d'un vallon sur le hameau de Boissandroux (bordure sud-est de la carte entre le Lac d'Issarlès et La Théoule). D'autres beaux exemples se trouvent autour de Vachères, Mézeyrac, Champetienne, Massibrand aux têtes amont du bassin de l'Orcival. Du fait de la configuration topographique, les cas sont plus rares en Boutières.

Par-delà les différences de détail séparant « remplissages des dépressions de type Saint-Front » et « remplissages des têtes de vallons en contexte cristallin » au sein de la catégorie des « remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », il semble important d'insister sur un certain nombre de points communs qui les caractérisent aujourd'hui, tant du point de vue de certains traits de leur faciès que du point de vue de leurs modalités d'évolution à l'échelle au moins historique et actuelle.

Altération des matériaux

S'il a été relevé, dans les descriptions qui précèdent, la forte hydromorphie des dépressions ayant servi de réceptacle aux accumulations, deux conséquences au moins de cette dernière, communes aux deux sous-catégories décrites, n'ont pas été jusque là évoquées. Elles ont trait à l'altération du matériel.

Il apparaît en effet que les matériaux sont ici beaucoup plus altérés encore que sur les versants. Dans les dépressions de type Saint-Front, cette altération se manifeste par une forte argilisation des éléments basaltiques (*s.l.*), les granules devenant fragiles à la pression et nourrissant en fines argileuses la matrice, les blocs patinés se montrant souvent altérés à cœur, plus ou moins cependant suivant les faciès. Les matériaux phonolitiques de même sont affectés. Les granules et plaquettes apparaissent ternis, grisâtres à blanchâtres, les plaquettes se délitent et s'émiettent sous la pression des doigts ; les blocs voient s'épaissir la patine d'altération qui les entoure.

Cette forte altération se manifeste également par une forte oxydation, d'autant plus marquée que la formation est riche en basalte (*s.l.*) ou en granite à biotite abondante (cas fréquent pour le granite du Velay et autres faciès migmatitiques associés), tous matériaux susceptibles de libérer du fer. Celui-ci participe à la coloration rouille des patines d'altération des éléments lithiques, ce qui se voit très bien sur les blocs phonolitiques dont la patine est normalement blanchâtre à grisâtre. Elle devient ici rouille à lie de vin. Dans le cas des blocs partiellement émergents, cette coloration n'affecte que la partie du bloc ennoyée dans la formation. Dans les secteurs susceptibles, du fait du battement de la nappe, d'un assèchement saisonnier et d'une aération de la partie asséchée de la formation, des dépôts d'oxydes de fer dessinent des auréoles sur les faces patinées des blocs. Des lits discontinus d'indurations ferrugineuses s'observent également souvent au contact de niveaux fins de l'accumulation gênant l'infiltration verticale des eaux ou situés dans la zone de battement. Les niveaux gleyiques situés dans cette zone de battement présentent souvent aussi des réseaux de tubes ferruginisés horizontaux et verticaux.

La libération d'oxydes de fer par l'altération n'est cependant sans doute pas seule en cause dans la coloration des patines d'altération. Nous avons remarqué que ces colorations étaient également plus marquées dans les secteurs les plus

tourbeux, du moins ceux où l'accumulation est organo-détritique plutôt que purement détritique. La décomposition des particules humiques est peut-être en cause. La coloration lie de vin des patines s'acquiert surtout dans ces contextes.

Évolution à l'échelle au moins historique

Il a semblé que la catégorie des « Complexes », et en son sein plus particulièrement celle des « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », correspondait à l'endroit où devait être abordé ce point. Il concerne également les « formations gélifluées à blocs », auxquelles auraient été rattachées les « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées » s'il avait fallu simplifier davantage la cartographie.

La remarque préliminaire qui précède est nécessaire pour évoquer des formations importantes par leur signification mais dont l'extension ne se prête pas à une cartographie à l'échelle du 1/50 000. Elles n'apparaissent donc pas sur la carte, mais se trouvent systématiquement emboîtées, lorsqu'elles existent, dans les formations précédemment décrites (« Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées » et « formations gélifluées à blocs »). Ces dernières, ainsi que souvent le substrat sous-jacent, ont en effet été ré-entaillées durant les temps post-glaciaires (l'âge reste à déterminer) par les écoulements développés aux têtes amont du réseau hydrographique. En résultent les systèmes de ravines, profondes de 2 à 4 m, que l'on retrouve au pourtour des principaux massifs phonolitiques (Nord et Ouest du Mézenc avec le bel exemple des environs des Estables ; Est, Ouest et Sud du massif Taupernas – Montfol). C'est à l'intérieur de ces ravines que se sont mises en place, en un remblaiement partiel (de quelques décimètres à 1,5 m, rarement plus), les formations qui nous intéressent. On les trouve également en remblaiement de fond de vallon, reposant localement directement sur le substrat volcanique ou cristallin décapé et avec une épaisseur pouvant avoisiner alors les 2,5 m (exemple du vallon de Champetienne dans le bassin amont de l'Orcival, ou du vallon situé à l'Est du Cluzel sur le plateau de Saint-Victor en face du Monastier-sur-Gazeille (fig. 12). Elles se corrélaient vers l'aval avec les nappes alluviales de fond de vallée (voir *Fy-Z*) dont elles représentent l'équivalent colluvio-alluvial amont.

Qu'elles reposent encore sur les formations d'origine froide partiellement ré-entaillées, ou directement sur le substrat, ces formations emboîtées présentent toutes au moins un caractère commun qui les rend facilement repérables : sur toute leur épaisseur, ou au moins à leur partie haute (quelques décimètres au moins), elles sont constituées d'une alternance de lits centimétriques minéraux (détritiques donc ; composition pétrographique fonction du substrat local ; les environnements cristallins sont ceux qui rendent l'alternance des niveaux la plus lisible) et de lits organiques à organo-détritiques de texture plus fine et plus riches en matière organique. Localement (vallon de la Cesse, vallon de

Vallon de la Chartreuse de Bonnefoy, Veyradeyre amont rive droite (44°52'15,72"N / 4°10'35,21"E / 1300 m)
Les âges C14 (BRGM) sont donnés en AD (2 σ) ; pour l'âge dendrochronologique voir Archéolabs réf. ARC 06/R3357D2

Coupe de synthèse

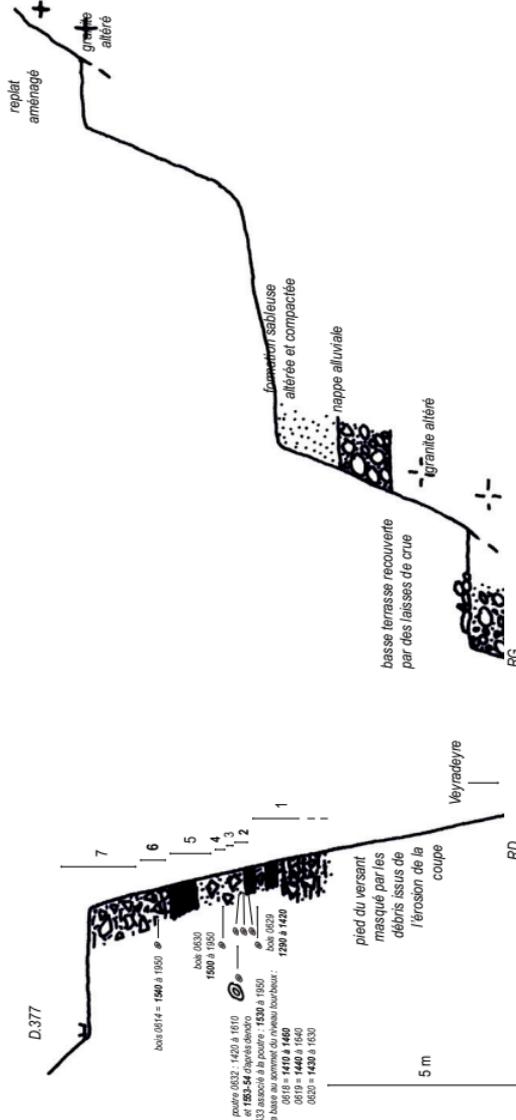


Fig. 12 - Remblaiements historiques (vallon de champetienne, vallon Le Cluzel – Saint-Victor)

Vallon de la Chartreuse de Bonnefoy, Veyradeyre amont rive droite (44° 52' 15,72" N / 4° 10' 35,21" E / 1300 m)
Vue de face, disposition des bancs organo-détritiques à tourbeux et des échantillons datés
Les âges C14 (BRGM) sont donnés en AD (2σ) ; pour l'âge dendrochronologique voir Archeolabs réf. ARC 06/R3357D2

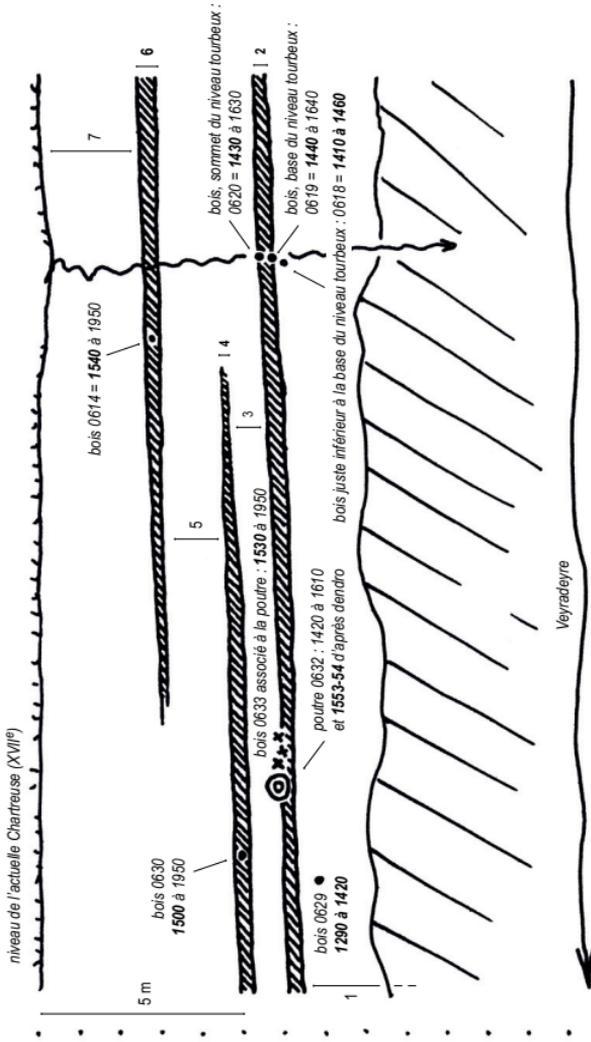


Fig. 12 suite - Remblaiements historiques (vallon de champetienne, vallon Le Cluzel – Saint-Victor)

M1 : 1. Matrice limoneuse brun foncé + cailloutis basalitiques et quelques éléments grossiers basalitiques ; 2. Argile brun clair rosé avec concrétions noires + quelques granules basalitiques ; 3. Sable beige clair riche en quartz ; 4. Argile beige verdâtre avec quelques éléments grossiers blancs (enrichissement vers le fond) ; 5. Sables grossiers avec nombreux éléments de socle. Présence de lentilles argileuses beige clair et de quelques chailles ; 6. Argile rougeâtre riche en graviers. Présence de galets de quartz dans les 20 derniers cm ; 7. Sables grossiers ; 8. Argile bariolée rose verdâtre. Présence de cailloutis blancs et taches noires ; 9. Sables grossiers et fins avec matrice argileuse. Quelques chailles gréseuses roulées ; 10. Sables grossiers, secs. Enrichissement en argile vers 15,50 m ; 11. Argile rose vert à gris avec petits éléments grossiers de quartz ; 12. Argile blanchâtre gris clair avec graviers. Effervescence à HCl ; 13. Argile grise avec petits graviers blancs et concrétions noires. Présence de lentilles de sables grossiers humides ; 14. Argile rouge avec graviers calcaires. Enrichissement en cailloux vers le fond ; 15. Sables rosâtres avec cailloux calcaires ; 16. Sables avec teintes rose clair. Présence d'éléments du socle et de calcaire ; 17. Sables fins brun jaune avec éléments de socle. Présence de lentilles argileuses rosées et verdâtres ; 18. Niveau de sables fins très compact ; 19. Argile brun rosé avec petits graviers de quartz. Riche en feldspath ; 20. Sables grossiers riches en éléments de socle.

M2bis : 1. Matrice argileuse marron avec 70% de petits cailloux basalitiques de 2 cm de diamètre (augmente vers le fond) enrobés de limons. 15% de taches rouilles ; 2. Argile beige avec nombreux granules basalitiques et cailloux, éléments de socle et galets de quartz ; 3. Argile bariolée beige rouille avec passées de sable grossier. 30% de granules de basalte en haut, 5% en bas ; 4. Argile bariolée beige rouille à verdâtre avec lentilles de sable grossier. Présence de dragées de quartz. Absence de granules de basalte ; 5. Calcaire pulvérulent ; 6. Argile rougeâtre avec nombreux cailloux calcaires et sables grossiers. Présence de granules de basalte ; 7. Sable grossier avec nombreuses dragées de quartz et chailles émoussées, petits éléments de socle subanguleux et 3-4 niveaux rubéfiés de 10 cm. Présence de nodules très orangés (basalte altéré) ; 8. Chailles, éléments cuirassés et de socle ; 9. Argile pure, bariolée gris rouille, très compacte, concrétions noires ; 10. Sables grossiers beige jaune avec lentilles d'argile blanc orangé diminuant vers le fond. Éléments de socle ; 11. Argile bariolée gris rouille et brune. Éléments de socle et calcaire sur le haut. Alternance avec sable brun gris. Présence de concrétions noires ; 12. Argile bariolée rouge gris et brune, rouge par petites passées avec graviers de socle. Enrichissement en argile brune vers le fond. Petites dragées de calcaire au fond ; 13. Argile rougeâtre pure très compacte ; 14. Argile rougeâtre moins compacte. Présence de petits graviers ; 15. Argile sableuse avec éléments de socle ; 16. Alternance argile bariolée rosâtre verdâtre avec passées sableuses riches en éléments de socle humides ; 17. Banc calcaire broyé ; 18. Argile rougeâtre riche en éléments de quartz mm et mica noir (50%) ; 19. Argile rouge (latérite, terra rossa ?). Possibilité d'alérites provenant du démantèlement de cuirasses ; 20. Sables fins vert gris avec quelques petites boules d'argile ; 21. Sable grossier avec un peu d'argile verdâtre. Présence de quelques dragées de quartz.

Fig. 12 fin - Remblaiements historiques (vallon de champétienne, vallon Le Cluzel – Saint-Victor)

Champetienne, vallon à l'Est du Cluzel), cette unité repose elle-même sur un niveau plus franchement et exclusivement organique, voire tourbeux, contenant de fréquents restes végétaux, bois en particulier. Les coupes de Champetienne et du Cluzel sont les plus belles et les plus représentatives de ce dispositif. Celle de Champetienne a donné lieu à des datations ^{14}C (base et sommet du niveau inférieur tourbeux) qui conduisent à attribuer la section tourbeuse ou organique inférieure des coupes au Moyen Âge, et la partie supérieure plus détritique et rythmique à l'Époque moderne. Le changement de caractères du dépôt tiendrait à un changement morpho-dynamique lié à la double influence, durant l'Époque moderne, du Petit Âge Glaciaire et de la phase du maximum démographique donc du maximum d'emprise de l'homme sur les versants (Defive, 2010, 2012). La valeur de ces observations est renforcée par la ressemblance qui lie entre elles toutes les coupes du secteur d'une part, et ces dernières avec celles étudiées et datées ailleurs dans le Massif central par Ph. Allée (Allée, 2003). L'ensemble est enfin ré-entaillé par l'incision actuelle des ruisseaux, qui ne s'amorce sans doute pas avant le XX^e siècle.

S'il n'était pas possible de cartographier ces remblaiements historiques, il était inconcevable de ne pas les évoquer. À l'échelle de la carte, ils font partie intégrante des complexes précédemment décrits, mais se rattachent aussi aux nappes de niveau Fy-z dont ils forment l'équivalent colluvio-alluvial amont. On remarquera pour finir le hiatus assez systématique existant -ici comme souvent aussi ailleurs- entre les dernières formations froides (Tardiglaciaire) et ces remblaiements historiques ; manque, en l'état actuel des observations, l'essentiel de l'Holocène.

Parmi les coupes repérées ou étudiées sur le terrain, on peut citer :

- celle du vallon de Champetienne, la plus belle et complète, avec deux datations ^{14}C effectuée dans le cadre de la réalisation de la carte (fig. 12) ;
- celle du vallon de la Cesse au Sud des Estables (bassin amont de la Veyradeyre) ;
- celle du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy en amont de la D377, en emboîtement dans les formations de congélations représentant un cas particulier de formations gélifluées à blocs (voir plus haut) ;
- celle du vallon à l'est du Cluzel en face du Monastier-sur-Gazeille en rive gauche de la Gazeille, la plus ressemblante à la coupe du vallon de Champetienne (fig. 12) ;
- celles observables dans les berges des ruisseaux canalisés dans les ravines entaillant les « formations gélifluées à blocs » autour du Mézenc (versants autour de Mézenchon au Nord, dépression des Estables) et du massif Taupernas – Montfol (autour de Pré du Bois à l'Ouest, à l'Est des Jalades à la retombée sud) ;
- celle du vallon du Mazel au flanc nord du plateau de Saint-Clément, au-dessus de la ferme.

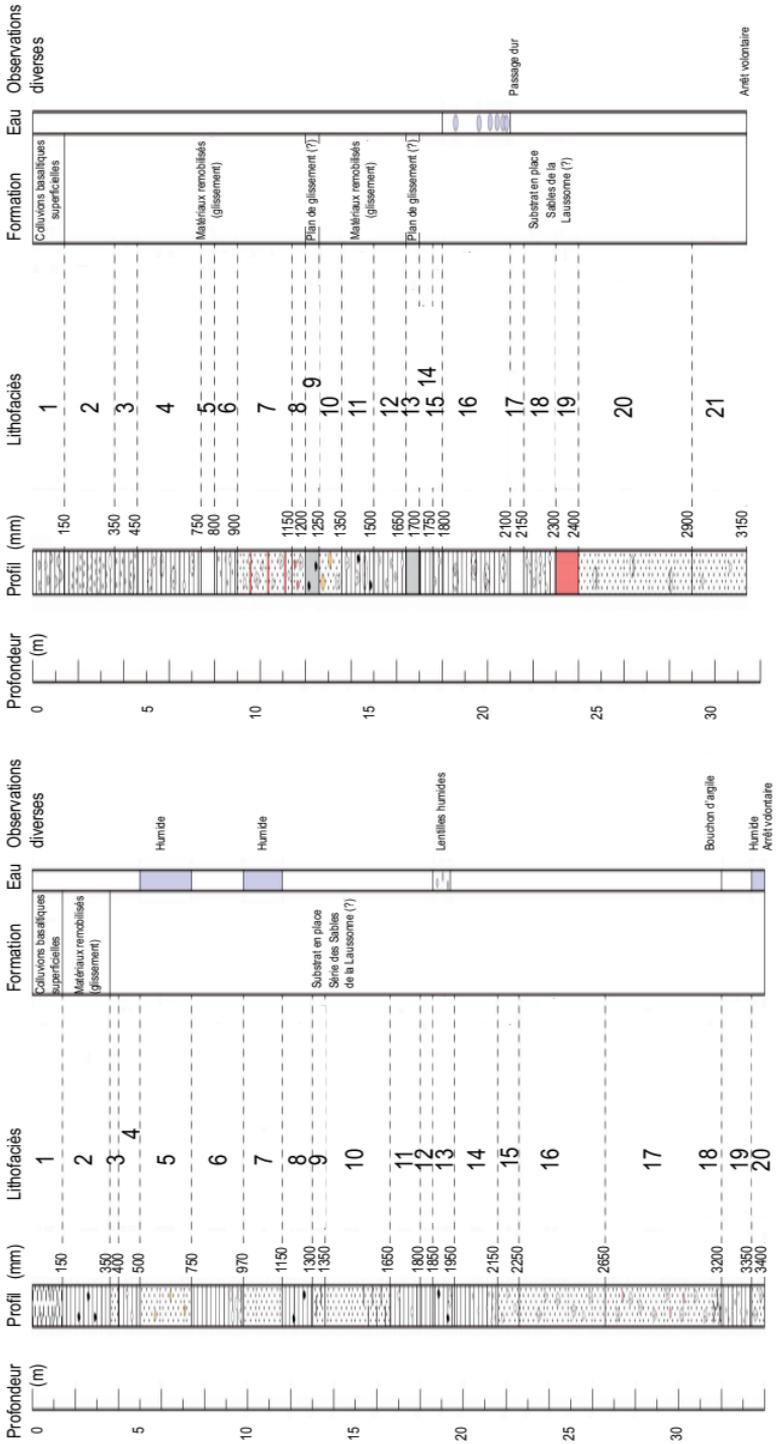
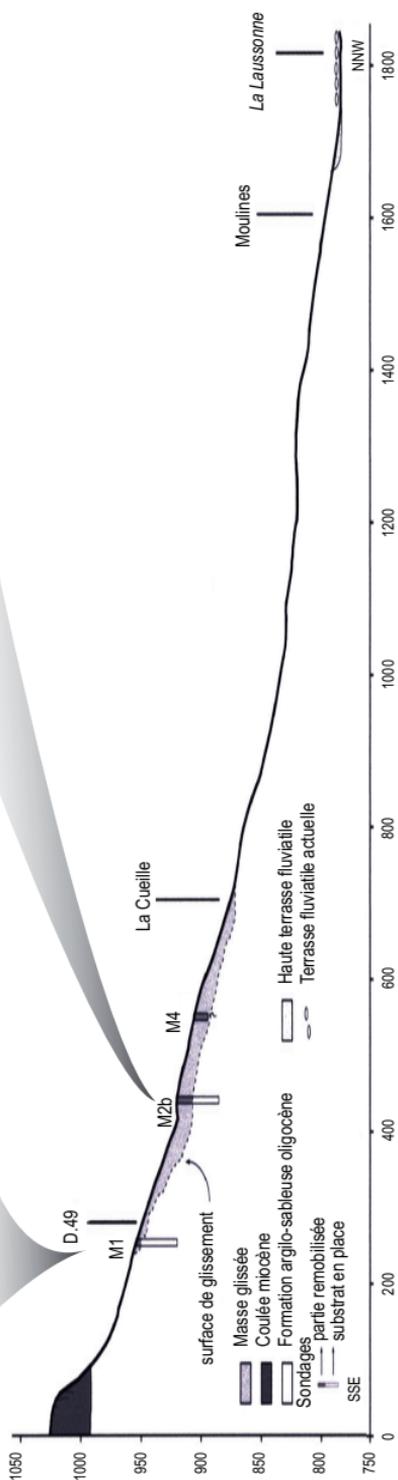


Fig. 13 - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier



Sondages destructifs du 18 septembre 2007 à la tarrière à vis - BRGM, rapport interne 2008 et BRGM-RP-56679-FR(1) déc. 2008
 M1 (coord. Lambert II étendu x : 731 453, y : 1 995 700) et M2bis (coord. Lambert II étendu x : 731 438, y : 1 995 875)

Fig. 13 suite - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier

M2bis : 1. Matrice argileuse marron avec 70% de petits cailloux basaltiques de 2 cm de diamètre (augmente vers le fond) enrobés de limons. 15% de taches rouilles ; 2. Argile beige avec nombreux granules basaltiques et cailloux, éléments de socle et galets de quartz ; 3. Argile bariolée beige rouille avec passées de sable grossier. 30% de granules de basalte en haut, 5% en bas ; 4. Argile bariolée beige rouille à verdâtre avec lentilles de sable grossier. Présence de dragées de quartz. Absence de granules de basalte ; 5. Calcaire pulvérulent ; 6. Argile rougeâtre avec nombreux cailloux calcaires et sables grossiers. Présence de granules de basalte ; 7. Sable grossier avec nombreuses dragées de quartz et chailles émoussées, petits éléments de socle subanguleux et 3-4 niveaux rubéfiés de 10 cm. Présence de nodules très orangés (basalte altéré) ; 8. Chailles, éléments cuirassés et de socle ; 9. Argile pure, bariolée gris rouille, très compacte, concrétions noires ; 10. Sables grossiers beige jaune avec lentilles d'argile blanc orangé diminuant vers le fond. Éléments de socle ; 11. Argile bariolée gris rouille et brune. Éléments de socle et calcaire sur le haut. Alternance avec sable brun gris. Présence de concrétions noires ; 12. Argile bariolée rouge gris et brune, rouge par petites passées avec graviers de socle. Enrichissement en argile brune vers le fond. Petites dragées de calcaire au fond ; 13. Argile rougeâtre pure très compacte ; 14. Argile rougeâtre moins compacte. Présence de petits graviers ; 15. Argile sableuse avec éléments de socle ; 16. Alternance argile bariolée rosâtre verdâtre avec passées sableuses riches en éléments de socle humides ; 17. Banc calcaire broyé ; 18. Argile rougeâtre riche en éléments de quartz mm et mica noir (50%) ; 19. Argile rouge (latérite, terra rossa ?). Possibilité d'altérites provenant du démantèlement de cuirasses ; 20. Sables fins vert gris avec quelques petites boules d'argile ; 21. Sable grossier avec un peu d'argile verdâtre. Présence de quelques dragées de quartz.

M1 : 1. Matrice limoneuse brun foncé + cailloutis basaltiques et quelques éléments grossiers basaltiques ; 2. Argile brun clair rosé avec concrétions noires + quelques granules basaltiques ; 3. Sable beige clair riche en quartz ; 4. Argile beige verdâtre avec quelques éléments grossiers blancs (enrichissement vers le fond) ; 5. Sables grossiers avec nombreux éléments de socle. Présence de lentilles argileuses beige clair et de quelques chailles ; 6. Argile rougeâtre riche en graviers. Présence de galets de quartz dans les 20 derniers cm ; 7. Sables grossiers ; 8. Argile bariolée rose verdâtre. Présence de caillouts blancs et taches noires ; 9. Sables grossiers et fins avec matrice argileuse. Quelques chailles gréseuses roulées ; 10. Sables grossiers, secs. Enrichissement en argile vers 15,50 m ; 11. Argile rose vert à gris avec petits éléments grossiers de quartz ; 12. Argile blanchâtre gris clair avec graviers. Effervescence à HCl ; 13. Argile grise avec petits graviers blancs et concrétions noires. Présence de lentilles de sables grossiers humides ; 14. Argile rouge avec graviers calcaires. Enrichissement en cailloux vers le fond ; 15. Sables rosâtres avec cailloux calcaires ; 16. Sables avec teintes rose clair. Présence d'éléments du socle et de calcaire ; 17. Sables fins brun jaune avec éléments de socle. Présence de lentilles argileuses rosées et verdâtres ; 18. Niveau de sables fins très compact ; 19. Argile brun rosé avec petits graviers de quartz. Riche en feldspath ; 20. Sables grossiers riches en éléments de socle.

Fig. 13 fin - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier

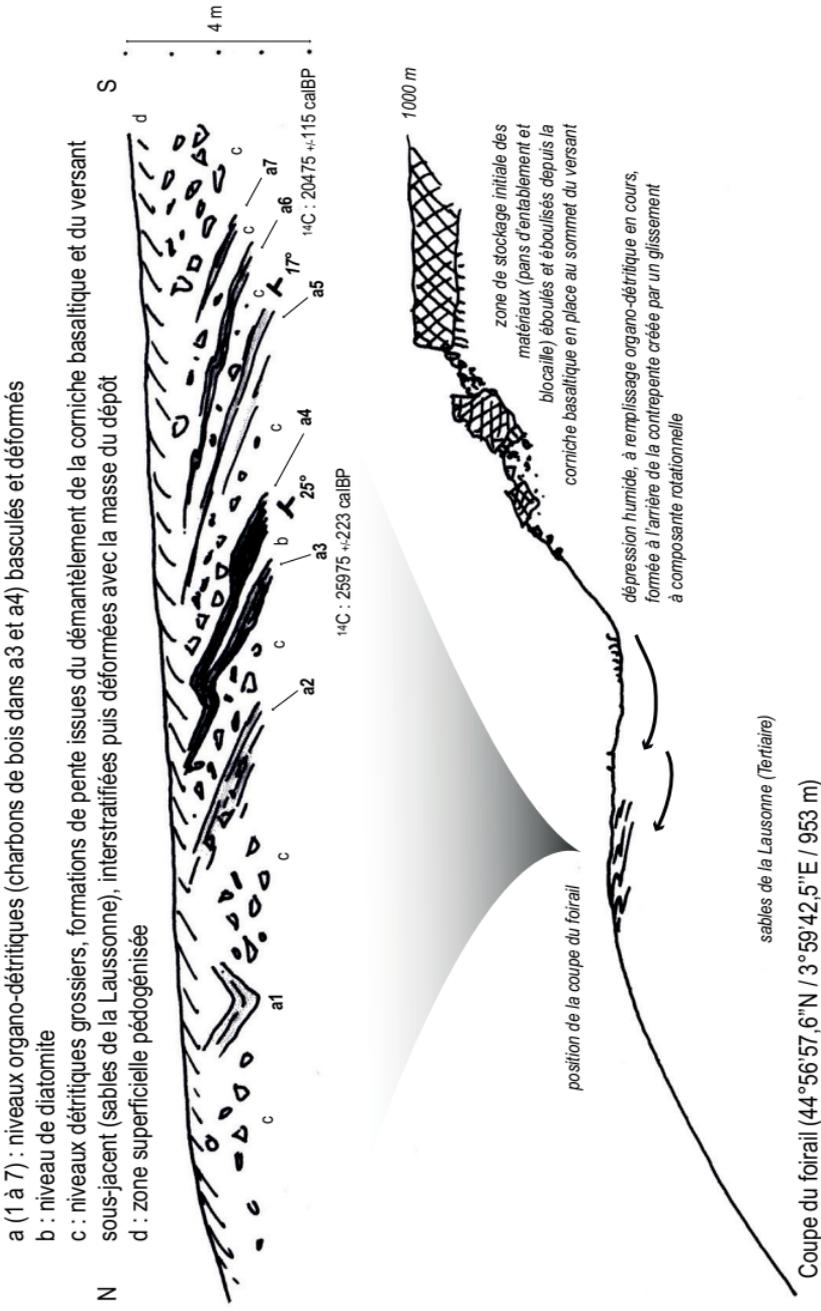


Fig. 14 - Complexes glissés flués sur terrains sédimentaires tertiaires : exemple du flanc nord du plateau du Monastier

HSg-m. Complexes glissés/flués sur substrat éocène, oligocène ou miocène (fig. 13 et 14). Équivalences avec les cartes voisines : Le Puy : A : « Complexe de versant : blocaille ou pans basaltiques, sables et argiles soliflués ». Cayres : A : « Complexe de versant : blocaille basaltique ».

Le contexte topographique suffit à ne pas confondre ces formations avec les précédentes (« Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées »). Les « Complexes glissés/flués » occupent en effet les versants déclives raccordant le rebord des plateaux volcaniques aux talwegs actuels.

Les types de contextes morfo structuraux conditionnant la mise en place de ces formations expliquent qu'elles soient absentes des marges devessoises de la carte (il en est bien autrement au contact Devès - bassin du Puy). Les versants affectés se concentrent dans le quart nord-est de la carte, aux marges sud-est du bassin du Puy (Lantriac, Arzac-en-Velay, Le Monastier-sur-Gazeille, parties aval des vallées de la Laussonne et de la Gazeille). Quelques cas affectent plus localement, sur le versant rhodanien, le rebord ouest à nord du pays de Boutières (tête de la vallée de l'Eysse, secteurs de Clauzelles et Gourgouras au Nord-Est).

Les « complexes glissés flués » qui couvrent ces versants correspondent à des formations épaisses (quelques mètres à une vingtaine voire une trentaine de mètres) et très hétérométriques mêlant en vrac des éléments de pétrographie, d'âge et de niveau d'altération variés. L'essentiel de la fraction grossière est issu du démantèlement des corniches volcaniques chapeautant les versants : cailloux et blocs fournis par la gélifraction quaternaire mais aussi mégablocs (pans de coulées, panneaux d'entablement de plusieurs mètres cubes) progressivement détachés des corniches et entraînés dans les formations de pente. Suivant les faciès et les conditions de site au sein de la formation où ces fragments se trouvent incorporés, ils peuvent présenter des états d'altération très variables ; des patines blanchâtres fréquentes s'épaississent souvent jusqu'au cœur des cailloux. Ce matériel volcanique, ainsi que des chailles et galets de quartz dispersés repris depuis les vieux épandages fluviaux miocènes (m), est mélangé à une abondante fraction fine (des granules aux argiles) où se mêlent en proportions variables suivant les sites produits d'altération du volcanisme, silts provenant de la couverture d'altération du socle souvent surmicacé (entre Le Monastier-sur-Gazeille et Le Béage, principalement autour de Présailles et Massibrand ; mais aussi tête amont de la vallée de l'Eysse), et matériaux argilo-sableux des terrains sédimentaires tertiaires (séquence paléogène du bassin du Puy, et domaine d'extension des « Sables de la Laussonne » en particulier : quart nord-ouest de la carte/dépôts miocènes de moindre épaisseur et extension concentrés dans les alvéoles du socle anté-volcanique : principalement entre Le Monastier-sur-Gazeille, Freycenet-la-Tour et Le Béage (m)/formations lacustres à fluvio-lacustres encore plus ponctuelles du Miocène supérieur (mL) accumulées à l'arrière des premiers barrages volcaniques du Velay oriental :

secteurs de Clauzelles et Gourgouras au rebord nord-est du pays de Boutières, mais aussi sans doute entre le Rocher de Combeyre et Tempoyrac sur la commune de La Rochette au Nord-Nord-Est de Borée ; ou encore secteur de La Sagne sur la commune de Borée en face du Rocher de Soutron).

Le mélange global des diverses fractions peut n'aboutir à aucune organisation interne des formations constituant ces « complexes glissés/flués ». Dans le cas des complexes du quart nord-ouest de la carte cependant (bassins de la Laussonne et de la Gazeille), une organisation fruste, mise en évidence par des sondages destructifs à la tarière (BRGM et Poiraud, 2012 ; Poiraud et Defive, 2012), fait alterner verticalement ou se côtoyer latéralement lentilles très enrichies en blocaille volcanique et passées dominées par la matrice, jusqu'à des lits essentiellement argileux de quelques centimètres à décimètres (fig. 13). Cette organisation interne s'atténue progressivement vers l'aval (bas des versants) au fur et à mesure du mélange des diverses fractions en transit. De même, les mégablocs tendent à se disloquer et à s'amenuiser, ainsi qu'à s'ennoyer progressivement pour ne ressurgir qu'à la faveur d'inflexions de la topographie.

À cette constitution s'associe un modelé bosselé, chaotique où alternent, à une échelle de quelques mètres à dizaines de mètres, ressauts et contrepenes. Ce modelé, généralisé à l'ensemble des versants que couvrent ces formations, est le premier révélateur de leur présence, et sert à en délimiter les contours. Les contrepenes les plus marquées se localisent au pied immédiat des corniches volcaniques chapeautant les versants. Les plus importantes d'entre elles sont marquées par l'hydromorphie (flanc nord du plateau du Monastier-sur-Gazeille), voire encore occupées par une petite zone humide lacustre à palustre (lieu dit Le Lac au-dessus de Laussonne). Une coupe récente au flanc nord du plateau du Monastier-sur-Gazeille ainsi que des sondages à la tarière à main ont révélé la présence de remplissages (quelques mètres) organo-détritiques où alternent formations de pente à éléments fins ou grossiers et niveaux tourbeux, auxquels s'ajoutent parfois des passées à diatomites (flanc nord du plateau du Monastier-sur-Gazeille). Ces remplissages représentent le sommet de la séquence formée par ces complexes glissés/flués. La seule coupe où ils sont visibles (flanc nord du plateau du Monastier-sur-Gazeille) les montre affectés d'un fort pendage (17 à 25°) vers l'amont versant, ainsi que déformés par des figures de compression (fig. 14).

Les caractères des formations décrites ainsi que le modelé qui leur est associé sont révélateurs d'une mise en place par des processus de fluage (solifluxion ; la gélifluxion peut être invoquée mais n'est pas nécessaire et aucun argument ne vient à l'appui d'un rôle fondamental du gel dans les processus de fluage en question) favorisés par le contexte morpho-structural (pentes suffisamment fortes, versants où la chape volcanique sommitale repose sur des matériaux propices au fluage en cas d'engorgement et du fait de la charge induite par les coulées). La déstabilisation des terrains sous-jacents à la chape volcanique a

entraîné des pans de coulées et d'éboulis, ainsi que les matériaux des formations de pente préalables le plus souvent assimilables à des formations gélifluées à blocs héritées du dernier glaciaire et observables encore en place sur les versants non soumis à fluage. Tous ces matériaux se sont progressivement mélangés vers l'aval. Ces processus de fluage ont fonctionné sans aucun doute, et de belles langues solifluées, aux contours évidents parfois, sont localement visibles, participant au modelé chaotique des versants (versant nord du plateau du Monastier-sur-Gazeille au-dessus de Chabannes-Hautes, retombée nord du plateau de Freycenet-la-Tour – Meyzous autour de la route de Fontfreyde, secteur très bosselé au-dessus du lotissement des Tortes à Laussonne). Les processus responsables de la mise en place de ces « complexes » ne sauraient cependant se réduire à cette solifluxion active et généralisée mais qui apparaît davantage comme une forme soit distale soit terminale du fonctionnement de ces versants. Les épaisseurs d'une vingtaine de mètres relevées par sondage, les contrepenes hydromorphes amont à remblaiement organo-détritique, le pendage amont des dépôts associés après déformation, indiquent la participation à la constitution de ces « complexes de versant » de glissements rotationnels qui ont dû cohabiter, ou auxquels ont du se superposer, ou qu'ont pu prolonger vers l'aval les processus de fluage préalablement évoqués.

Reste la question de l'âge de ces dynamiques. On empruntera ici à la thèse d'A. Poiraud (2012).

La question est délicate, dans la mesure où, particulièrement aux marges sud-est du bassin du Puy (quart nord-ouest de la carte, bassins de la Gazeille et de la Laussonne), les archives historiques comme les observations et rapports techniques actuels montrent la persistance de tendances à l'instabilité. Ainsi l'abbatiale du Monastier-sur-Gazeille fut-elle bâtie sur un dense réseau de plots de bois enchâssés dans les sols argilo-sableux instables, qui menacent toujours cet édifice (Sanial et Pradier, 1997) (trois édifices successifs, tous écroulés du fait de l'instabilité des terrains, ont précédé la construction, à la charnière XI^e-XII^e siècle, des bâtiments actuels de l'abbaye du Monastier-sur-Gazeille. Des restaurations sans doute pour les mêmes raisons durent être effectuées aux environs des XV^e-XVI^e siècles) ainsi que nombre d'autres bâtiments de cette commune (lézardes, bâtiments condamnés) ; ainsi la voirie de ce secteur subit-elle des déformations obligeant à des travaux récurrents, lorsqu'un axe n'est pas barré soit par l'arrivée soit par le départ d'une masse de terrain rendue instable par l'engorgement.

Reste que la morphologie des versants suggère une certaine part d'héritage, du moins le caractère ancien de l'amorce de telles dynamiques et leur activité plus grande par le passé. Les premières datations (¹⁴C) ont été effectuées dans le cadre de la thèse d'A. Poiraud (2012) sur des tourbes ou niveaux organiques trouvés en remplissage de contrepenes (Le Lac au-dessus de Laussonne ; flanc nord-ouest du Suc de Montchamp ; flanc nord du plateau du Monastier-sur-

Gazeille). Deux périodes d'activité en ressortent : l'une vers 25-25 000 ans cal BP (flanc nord du plateau du Monastier), et l'autre vers 4 200-4 500 ans cal BP (Subboréal). Ces derniers âges concordent avec ceux fournis dans des contextes comparables en République tchèque (Hradecky *et al.*, 2007), renforçant la valeur des datations obtenues. Le Subboréal pourrait ainsi avoir constitué une période majeure dans la mise en place de ces « complexes de versant glissés/flués ». Dans l'attente de datations plus nombreuses, la prudence s'impose cependant.

Formations colluviales

C. Colluvions diverses. Équivalences avec les cartes voisines : Le Puy : Cg : « Colluvions granitiques sur substrat non observé : sables et blocailles »/C1 et C2 : « Colluvions sablo-argileuses indifférenciées »/CF : « Colluvions et alluvions indifférenciées : argiles, sables, graviers ». Cayres : Cg : « Colluvions sablo-argileuses dérivant pour l'essentiel des formations du socle... »/C : « Colluvions hétérogènes indifférenciées ». Lamastre : C : « Colluvions ».

Les colluvions sont présentes sur tous les types de substrat et leur composition reflète l'environnement pétrographique des versants. Il s'agit de formations granulométriquement fines (petits cailloux épars, granules basaltiques et petits fragments de phonolite ou de granite, et surtout sables et limons, peu d'argile) issues du remaniement des matériaux fins présents sur les versants par des dynamiques de reptation et de ruissellement (surtout diffus) aptes au tri des éléments. De texture essentiellement sablo-limono-graveleuse sur substrat cristallin, elles sont plus riches en fines (limons et argiles) et moins sableuses (les granules et plaquettes volcaniques contrastent plus nettement avec la fraction fine de la matrice) sur le support de formations d'origine volcanique. Dans ce cas également, elles semblent plus enrichies que les précédentes en un humus qui contribue à la coloration brune de la formation (coloration plutôt ocre pour les colluvions sur substrat cristallin). La structuration interne de ces formations est absente ou très discrète, constituée par de petites lentilles sablo-limoneuses mises en place par les ruissellements.

Les processus de reptation et de ruissellement ont pu aboutir à la mise en place de couvertures colluviales dès lors que les dynamiques de fluage antérieures, activées en contexte froid, ont cessé de commander l'évolution des versants. Ils ont été aussi favorisés par l'homme du fait du défrichement et de la mise en culture des versants, maximum à l'Époque moderne (XVII^e au XIX^e siècles). L'aménagement des versants en terrasses et banquettes, particulièrement en pays de Boutières à l'Est de la carte, a favorisé l'épaississement local de cette couverture colluviale qui peut alors atteindre 4 à 5 m au lieu du mètre ou des quelques décimètres habituels.

La couverture colluviale n'a été que partiellement représentée, principalement dans les secteurs, pour l'essentiel en contexte cristallin, ayant fait l'objet d'aménagements en terrasses. Ce sont donc les colluvionnements d'origine anthropique qui ont été privilégiés.

Soit par leur trop faible extension, soit par choix de mettre l'accent sur le passage aux dynamiques fluviales, les colluvions présentes dans les zones de raccordement avec les talwegs (formations colluvio-alluviales) ont été négligées par rapport aux alluvions. Un cas seulement fait exception : celui des pieds de versant de certains affluents de l'Eysse en pays de Boutières (vallées du Pradal et de l'Escoutay) où la couverture colluviale a pu s'épaissir par suite de la mise en place de barrages volcaniques temporaires vers la fin du Pléistocène moyen (lahars et coulées du volcanisme du Bas Vivarais, systèmes des maars de Borée – Echamps et Saint-Martial).

Dans les domaines essentiellement cristallins du pays de Boutières à l'Est et du bassin de la Loire au Sud-Ouest, hors des secteurs en terrasses de culture, la représentation directe du socle a été privilégiée par rapport à celle des colluvions qui y apparaissent souvent en reprise superficielle des formations gélifluées à blocs.

Dans la zone d'extension des « formations gélifluées à blocs » sur substrat volcanique enfin, ces dernières ont souvent été superficiellement remaniées, dans des contextes tempérés et sur des versants investis par l'Homme (épierrement, labours, pâturage extensif), par des dynamiques de reptation et de ruissellement à l'origine d'un film colluvial n'excédant pas le plus souvent 20 à 30 cm d'épaisseur. Le choix a été ici de privilégier la représentation des formations gélifluées à blocs.

Formations fluviales

La carte du Monastier-sur-Gazeille couvrant les têtes de bassin de la Loire à l'ouest et de l'Eyrieux à l'est, les formations fluviales franches y sont d'extension réduite, d'autant que les vallées de ce secteur sont encaissées et étroites à leur base. En pays de Boutières à l'Est, ce sont de véritables traits de scie de moins de 10 m de large souvent et de 5 à 15 m de développement vertical qui forment même sur certaines sections la partie la plus basse des vallées, encadrant étroitement le talweg actuel. Les cours d'eau coulent alors sur la roche en place, un film mince et discontinu d'alluvions à galets manifestant au mieux le transit rapide du matériel.

Seuls trois secteurs se détachent par une extension légèrement accrue des nappes alluviales : ceux des sections les plus aval (sur la carte) des vallées de la Gazeille et de la Laussonne, où l'environnement sédimentaire (« Sables de la

Laussonne » essentiellement) a permis un élargissement du fond de vallée ; celui de la section de la vallée de la Loire couverte par l'angle sud-ouest de la carte (du Lac d'Issarlès à Salettes), où les morphologies en berceau issues des phases plio-pléistocènes du creusement (entre 4 et 2,5 Ma) ont offert à la paléo-Loire des plages de dépôt élargies (Defive, 1996).

Dans toutes les vallées en fait, par delà les différences séparant celles à trait de scie basal du versant rhodanien plus court et pentu et celles à moindre pente du versant ligérien, alternent sections dénuées d'alluvions, plus pentues, à rapides, traits de scie ou amorce de trait de scie, vasques ou véritables marmites de géants, et sections moins pentues, de stockage temporaire de la charge alluviale, où le cours d'eau s'écoule sur les matériaux de sa nappe. Cette situation manifeste l'existence de profils en long encore loin de la régularisation, du fait peut être de certains contrastes lithologiques mais surtout du fort compartimentage tectonique (limites entre blocs, éventuelle influence d'une néotectonique qui reste à caractériser), et de la position atteinte par les vagues successives d'érosion régressive qui ont diffusé vers l'amont sur la Loire, ses affluents et ceux de l'Eyrieux, au gré des étapes de l'incision (rôle des fluctuations du climat, de l'exhaussement tectonique et des perturbations volcaniques corrélatives de l'édification du plateau basaltique du Devès et du volcanisme du Bas Vivarais).

La faible extension et la discontinuité spatiale des formations fluviatiles du secteur couvert par la carte du Monastier-sur-Gazeille, liées au contexte morphologique et à la prédominance des dynamiques érosives, font que ces formations sont difficiles à observer, sauf pour les plus récentes et plus basses d'entre elles (Fx pour les niveaux les plus bas, Fy-Z). C'est souvent la présence de galets ou graviers roulés dans les formations de pente qui permet de retrouver un peu plus haut les affleurements en place.

Les situations les plus favorables à leur conservation (particulièrement pour les nappes anciennes perchées) sont celles où elles ont été recouvertes par une coulée ou un empilement de coulées, puis re-dégagées ensuite par la tranche à la faveur du progrès de l'encaissement des cours d'eau. Le problème est qu'elles perdent alors, du fait de leur intégration aux séquences géologiques, leur statut de formations superficielles, même si leur valeur informative est la même sur le plan de la reconstitution des étapes de l'évolution morphologique en lien avec l'encaissement du réseau hydrographique et ses facteurs de contrôle. Ce travers lié à l'optique particulière du document qu'est la carte géologique nous a conduit à devoir séparer dans la légende et donc aussi dans la notice les formations fluviatiles suivant leur rattachement possible à la catégorie des formations superficielles (*s. str.*), ou leur position infra-volcanique ou inter-coulées. Les premières sont traitées ci-dessous (Fy-Z, Fx, Fw), les secondes sont décrites sous le chapeau des « Formations sédimentaires cénozoïques », aux caissons mL, m et Fav. Nous insistons sur les limites du procédé dans la mesure où une

même traînée fluviatile (et par extension une même génération d'alluvions, mais les corrélations entre bassins ne sont pas simples à établir) peut suivant les points avoir ou non été recouverte par des coulées par définition limitées en extension et à propos desquelles les logiques chrono-stratigraphiques propres aux terrains sédimentaires ne peuvent être directement transposées. Suivant leur recouvrement ou non, les diverses parties de la nappe apparaîtront sur la carte et dans la notice dans des rubriques différentes, ce qui semble problématique. Les deux cas particuliers qui suivent, ainsi que la description des trois ensembles alluviaux distingués (Fy-z, Fx, Fw) (voir aussi Defive, 1996), illustrent cet écueil et montrent comment il a pu être partiellement contourné :

– à l'Ouest d'abord, dans la section aval de la vallée de la Gazeille et sur la section visible de la vallée de la Loire, les coulées pléistocènes inférieure du Devès ont recouvert des topographies accidentées par un réseau hydrographique en voie d'encaissement ou de ré-encaissement (les premiers grands épanchements du Devès avaient déjà comblé certaines vallées). Elles ont ainsi caché des nappes alluviales jalonnant les talwegs d'il y a 2 millions d'années environ, nappes remises à jour ensuite à la faveur du creusement des gorges actuelles (dernier million d'années). Ces nappes n'ont plus le statut de formations superficielles. Leur âge interdit par ailleurs de les faire figurer sous le chapeau des « Formations sédimentaires cénozoïques ». Elles n'ont enfin pas été représentées sur la carte du fait de la faible extension spatiale des affleurements visibles, et plus encore de l'extension des nappes d'éboulis issues du démantèlement des coulées par la gélifraction durant le dernier glaciaire et qui masquent largement les contacts. Des galets épars sur les versants ou mélangés à la blocaille des éboulis attestent cependant de leur présence. Les affleurements ne figurant pas sur la carte, il nous paraît important de les évoquer dans la notice.

Dans la vallée de la Gazeille, on les trouve en rive gauche au rebord du plateau de Saint-Victor : vers 950 m en bordure de la D500 dans le tournant sous le village de Châteauneuf (nappe inter-coulées) ; vers 905 m à 885 m (d'amont en aval ; nappe au contact socle/coulées) dans chaque petit ravin ou vallon entaillant le rebord du plateau plus à l'Ouest : celui emprunté par le chemin du Moulin de Savin, coté 934 m sur la carte au 1/25 000, ceux encadrant le replat du Cluzel. La nappe inférieure, au contact socle/coulées, est la plus épaisse (2 m à 4 ou 5 m dans le vallon ouest du replat du Cluzel), mais tous les autres caractères sont semblables au niveau de tous les affleurements : cortège pétrographique varié reflétant la composition du bassin-versant amont (éléments cristallins, basaltes (*s.l.*), phonolites et trachytes, chailles et galets de quartz disséminés repris depuis de vieux épandages fluviatiles tertiaires antévolcaniques (m), rares fragments provenant du démantèlement de cuirassements ferrugineux tertiaires), grossièreté du matériel (prédominance de galets majoritairement voisins de 10 cm mais pouvant atteindre 20 à 30 cm, dans une matrice sablo-graveleuse), forte altération caractérisée par le pourrissement des

galets (épais cortex se desquamant, désagrégation granulaire ; les éléments cristallins sont les plus attaqués, puis les basaltes, les phonolites présentent des patines blanchâtres épaissies mais ont globalement une meilleure résistance), l'enrichissement de la matrice en argiles issues de cette altération, et la libération d'oxydes de fer ayant induit une induration secondaire inégale de la nappe et expliquant sa coloration brun-rouille (plaquages sur les particules et galets et recristallisations dans les vides).

Dans la section de la vallée de la Loire visible sur la carte du Monastier-sur-Gazeille, le principal affleurement se situe vers 885 m sous la crête de Lafarre, en rive gauche au-dessus du premier coude accusé décrit par la Loire en aval de Vallet. La nappe, plus grossière du fait du gabarit supérieur du cours d'eau concerné, présente par ailleurs les mêmes caractères que ceux précédemment décrits.

– À l'Est en pays de Boutières, des nappes alluviales perchées de 20 à 30 m au-dessus des talwegs actuels ont été localement recouvertes par des coulées basaltiques, emboîtées en fond de vallée, rattachées au volcanisme récent (Pléistocène moyen et supérieur) du Bas Vivarais (vallées de l'Azette et de l'Eysse en lien avec le maar de Borée – Echamps ; vallée de l'Escoutay en lien avec le maar de Saint-Martial ; ces deux édifices se rattachent à la phase la plus ancienne de ce volcanisme du Bas Vivarais, avec des âges voisins de 166 000 ans d'après Guérin et Gillot, 2007). En toute rigueur, les nappes en question ne devraient donc pas avoir été intégrées à la cartographie des formations superficielles. Compte tenu de leur âge très récent, il a cependant ici été dérogé à cette règle. Leur description est ainsi incluse à celle des niveaux alluviaux de la catégorie Fx.

Sur le plan de la chronologie, trop peu d'arguments sont disponibles pour s'aventurer à attribuer des âges aux différentes nappes repérées. Certes toutes ne sont pas également perchées au-dessus du niveau des talwegs actuels, mais diverses recherches ont montré avec quelle prudence et risques le niveau de perchement (ou l'altitude relative), ainsi que le degré d'altération (que l'on voit effectivement ici augmenter de manière générale avec le perchement), pouvaient être utilisés comme arguments de chronologie relative.

Il faut aussi tenir compte des possibles effets du fort compartimentage tectonique et du contraste topographique marqué entre versant rhodanien et versant ligérien. Enfin, la situation très amont du secteur au sein du réseau hydrographique fait que hors de toute autre perturbation, le niveau de perchement s'accroît vers l'aval pour une même génération d'alluvions. À moins d'une analyse fine qui n'a pu être menée dans la cadre de la réalisation de la carte et dont on ne peut présumer à coup sûr qu'elle apporterait une solution (voir à ce propos ce qu'apporte pour certains niveaux l'étude des cortèges de minéraux lourds, Defive, 1996), la pétrographie ne fournit pas davantage

d'arguments, tous les niveaux mis en place présentant un cortège assez semblable des diverses roches constitutives des bassins-versants de chaque cours d'eau. Seules les alluvions antérieures aux premiers épanchements (donc miocènes ou plus anciennes) diffèrent, mais leur cas est traité, comme indiqué plus haut, sous le chapeau des « Formations sédimentaires cénozoïques ». Au bout du compte, dans l'axe d'une même vallée, les rares témoins perchés de niveaux anciens d'écoulement sont difficilement corrélables, qui plus est d'une vallée à l'autre. Si l'on rajoute qu'en fonction des contraintes de la carte nous avons dû opérer des regroupements ou déterminer des classes au sein desquelles le niveau de perchement peut varier de plusieurs dizaines de mètres, on comprend que les appellations utilisées pour la dénomination des nappes alluviales (Fy-z, Fx, Fw) n'ont pas de valeur chronologique. Les rares cas où des hypothèses chronologiques sont possibles seront abordés dans la classe correspondante (Fx en particulier).

Fw. Alluvions à 70 m et plus au-dessus des talwegs. Équivalences avec les cartes voisines : Yssingaux : RF : « Témoins, souvent résiduels, d'alluvions anciennes ». Le Puy : Fx, Fw, Fv : « Alluvions anciennes »/F : « Alluvions anciennes indifférenciées »/F/e : « Alluvions anciennes de faible épaisseur sur Eocène »/RF : « Alluvions anciennes résiduelles ou nappes alluviales dégradées » (peut-être)/RF-C/e : « Alluvions résiduelles et colluvions sur Éocène » (peut être). Cayres : F : « Alluvions anciennes indifférenciées... »/Fv : « Villafranchien (?) : formations fluvio-lacustres sableuses à galets ». Langogne : Fv : « Sables roux sans éléments volcaniques, à passées argileuses et parfois paléosols. Villafranchien »/Fu : « Alluvions non différenciées situées sous les basaltes villafranchiens (β1) ».

Les alluvions entrant dans cette catégorie sont fortement perchées au-dessus des talwegs, jusqu'à des valeurs pouvant dépasser 100 à 150 m.

Les principaux points d'affleurement se trouvent dans la vallée de l'Eysse à Massas en pays de Boutières (+ 80-90 m), dans la vallée de la Gazeille en rive gauche en face du Monastier-sur-Gazeille dans le tournant de la D500 précédant la prise de la route du Mazel (+ 60 m), et pour les plus étendus d'entre eux sur les replats à + 100 m du dernier berceau de la Loire dominant la gorge basse actuelle (Defive, thèse, 1996). Leur description séparée nous paraît nécessaire :

– à Massas, et par extension en pays de Boutières (affleurements d'autant plus difficiles à repérer que les versants ont été largement reboisés), le matériel repéré sur un net replat immédiatement adossé au versant cristallin est extrêmement résiduel, peu convainquant au premier abord compte tenu des risques de confusion entre des galets granitiques ou migmatitiques altérés et des blocs arrachés au socle environnant et auxquels l'altération et la désagrégation granulaire pourraient avoir donné une forme équivalente. Des colluvions sont d'ailleurs présentes en mélange avec ce qui reste de la nappe. Une recherche

insistante permet tout de même de repérer de rares galets basaltiques et phonolitiques, altérés.

Il est remarquable de constater que le replat qui porte ces alluvions se raccorde altitudinalement avec la section intermédiaire anormalement encombrée de débris (formations colluviales ou colluvio-alluviales sur formations gélifiées à blocs, non représenté sur la carte) et plus faiblement pentue qu'à l'amont et l'aval des deux vallons voisins (ruisseaux de Gerland et de Chamas). Le doute subsiste cependant sur l'origine locale de ce dispositif que pourrait expliquer la présence d'un gros dyke phonolitique ayant pu constituer un point de résistance, ou sur sa valeur générale dans le contexte des étapes de l'encaissement de l'Eysse et plus largement des cours d'eau des Boutières. Une analyse plus poussée des niveaux de replat s'imposerait pour pouvoir peut être trancher.

Aucune attribution d'âge n'est par ailleurs possible ici, sauf à dire qu'il s'agit d'un niveau d'écoulement antérieur à 166 000 ans environ, âge des coulées locales (vallées de l'Eysse et de l'Escoutay, maars de Borée – Echamps et Saint-Martial), plus basses, rattachées au volcanisme du Bas Vivarais ;

– le cas de la vallée de la Gazeille illustre le problème évoqué plus haut. Les alluvions à + 60 m visibles dans le tournant de la D500 près de la route du Mazel sont constituées d'une nappe à galets semblable à celles que cachètent les laves du plateau de Saint-Victor plus en aval (voir introduction à la description des « Formations fluviatiles »). Elle est cependant ici beaucoup moins épaisse (moins d'un mètre), et par contre surmontée par un fin niveau organo-minéral argileux puis par un peu plus de 2 m d'une formation essentiellement sablo-silteuse alternant avec des lits plus argileux. Une formation de pente à blocs et cailloux basaltiques termine la séquence.

Cette nappe n'est recouverte par aucune coulée. Elle se situe pourtant dans le prolongement de celles que masquent les coulées au rebord du plateau de Saint-Victor, présente un perchement identique, et les cortèges de minéraux lourds renforcent l'hypothèse d'une corrélation au détriment de celle d'une nappe mise en place lors de la phase de ré-incision postérieure. Parmi les minéraux lourds, la présence d'augite asciculaire d'origine montdorienne par ailleurs observée dans un niveau grossier du remblaiement plio-pléistocène du bassin du Puy (banc à galets du méandre de Farges et ses corollaires) situerait chronologiquement ces alluvions aux environs de 2 millions d'années, soit au Pléistocène inférieur (Defive, 1996) ;

– les alluvions perchées à + 100 m dans l'axe de la vallée de la Loire sur l'aire couverte par la carte, entre le Lac d'Issarlès et Salettes, présentent encore d'autres caractères et permettent par ailleurs de nourrir la discussion sur la signification chronologique des niveaux de perchement. Les seules coupes disponibles, partielles et de mauvaise qualité, sont celles du replat des Issarteaux

en rive droite et du replat au Sud de La Roche en rive gauche, immédiatement à l'aval du Lac d'Issarlès. Partout ailleurs vers l'aval les alluvions ne sont visibles qu'en épandage sur ce niveau de replats.

Ces alluvions sont, au sein de la catégorie Fx, celles qui présentent le moindre état d'altération. Le cortège pétrographique grossier y est le même que dans la vallée de la Gazeille : éléments cristallins, laves basaltiques (*s.l.*), phonolite, quelques chailles et galets de quartz repris de vieux épandages fluviaux perchés (voir Fav et m dans la rubrique des « Formations sédimentaires cénozoïques »). La granulométrie est également comparable pour ce qui concerne la majorité des éléments, avec des galets de 10-15 cm en moyenne. Cependant se retrouvent ici par place des blocs plus grossiers, phonolitiques le plus souvent. Les plus gros (plus d'1 à 1,5 m) jalonnent le replat d'Issarlès, y recouvrant la coulée datée à 1,96 Ma (Cantagrel, *in* Defive, 1996). Compte tenu de leur dimension, et de l'éloignement des zones source en phonolite, la présence de ces blocs phonolitiques roulés est remarquable du point de vue de l'histoire des fluctuations d'activité des dynamiques périglaciaires de versant et de leur relais par la dynamique fluviale.

L'âge des alluvions décrites peut être discuté. Au premier abord, elles suivent la mise en place de la coulée du replat d'Issarlès, puisque celle-ci leur sert partiellement de support. Elles se trouvent alors à un niveau de perchement supérieur à celui des alluvions que la coulée a dû elle-même cacheter, et dont l'équivalent se trouve sous les coulées de la crête de Lafarre (voir l'introduction à l'étude des « Formations fluviales »). Elles ont dû correspondre à un lit de la Loire exhaussé suite à la mise en place du barrage volcanique formé par la coulée et à la constitution d'un remblaiement amont, postérieur à l'âge de la coulée et antérieur à la ré-incision de cette dernière (peut être seulement au cours du dernier million d'années). Ceci place l'âge de la nappe dans une large fourchette, entre 1,96 Ma et 1 Ma environ, au cours de la seconde moitié du Pléistocène inférieur. Cependant les investigations de terrain ne permettent pas de lever tout à fait le doute sur la possible confusion entre deux générations d'alluvions jalonnant le même replat. En effet celui-ci a pu porter des alluvions avant le creusement de la gorge fossilisée par la coulée d'Issarlès. Ces alluvions seraient alors antérieures à 1,96 Ma, mais pourraient se confondre aujourd'hui avec celles qui ont dû être déposées lors du franchissement du barrage (post 1,96 Ma). On reste tout de même vraisemblablement dans le Pléistocène inférieur, mais le caractère polygénique du replat portant ces alluvions apparaît clairement, de même que la limite méthodologique à l'utilisation de l'argument du perchement comme élément de chronologie relative.

Fx. Alluvions situées entre + 10 m et + 50 à 70 m de perchement au-dessus des talwegs. Équivalences avec les cartes voisines : Yssingaux : Fya : « Alluvions anciennes de basse terrasse » (sans doute)/Fx : « Alluvions anciennes de moyenne terrasse ». Le Puy : RF : « Alluvions anciennes

résiduelles ou nappes alluviales dégradées » (peut-être)/RF-C/e : « Alluvions résiduelles et colluvions sur Eocène » (peut être)/FL, FLg, FLb : « Villafranchien ». Langogne : F : « Alluvions anciennes indifférenciées. Terrasses de 20 à 40 m au-dessus du lit actuel de l'Allier ».

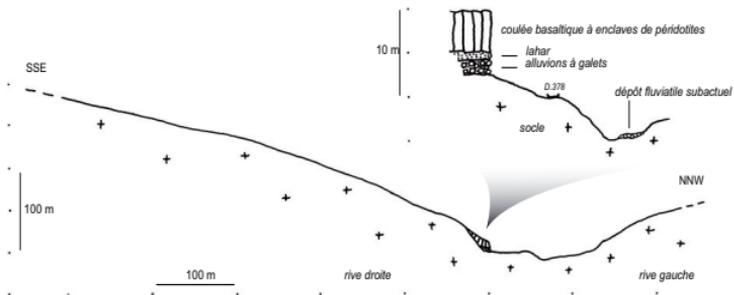
Les alluvions de cette catégorie sont mieux représentées que les précédentes (Fw), et présentes de manière plus ou moins discontinue dans pratiquement toutes les vallées. Elles se perchent en majorité d'une dizaine à une vingtaine de mètres au-dessus des talwegs, et dominent les nappes Fy-z toujours étagées, et non emboîtées, situées en contrebas. Quelques coupes ou affleurements plus fortement perchés mais isolés restent difficilement corrélables.

Les cortèges pétrographiques reflètent la composition des bassins-versants. Le matériel présente un état d'altération très variable, sans doute en lien avec les conditions de site. L'altération reste globalement importante (les blocs et galets cristallins sont les plus affectés, les basaltes secondairement, les phonolites sont bien mieux conservées) mais les processus de rubéfaction et d'induration liés à la libération par altération des oxydes de fer sont très généralement ténus, ou moindre en tout cas que dans les nappes de la catégorie Fw. Aux nuances près des conditions de site déterminant les modalités du dépôt, ces nappes sont celles qui apparaissent granulométriquement les plus grossières. La taille moyenne des galets se situe dans une fourchette de 15-20 cm (contre 10 cm pour Fw), et les plus gros éléments roulés (des phonolites surtout) sont des blocs relativement abondants situés dans une fourchette de 70 cm à 1 m. La matrice est sablo-graveleuse et ne présente jamais l'enrichissement en argiles libérées par l'altération des nappes de la catégorie Fw. La fabrique est parfois lisible, au travers du tuilage des galets.

L'âge des nappes de cette catégorie n'est pas connu, et peut varier en fonction du niveau de perchement. Pour les affleurements les plus nombreux précédemment décrits, dont l'altitude relative varie de 10 à 20 m, une hypothèse peut être avancée à partir des nappes du pays de Boutières, mais qui ne peut sans risques, fautes d'arguments, être généralisée au-delà.

Les nappes en question occupent, en pays de Boutières particulièrement, une position morphologique remarquable : elles jalonnent un niveau de replats sculpté dans le socle et ré-incisé par le trait de scie déjà signalé (introduction à la description des « Formations fluviales ») fréquemment présent à la partie la plus basse de la vallée. Par ailleurs, elles sont localement recouvertes par les produits volcaniques corrélatifs du fonctionnement des volcans récents du secteur (lahars, projections stromboliennes ou phréatomagmatiques et coulées des maars de Borée – Echamps dans les vallées de l'Eysse et de l'Azette, et de Saint-Martial dans la vallée de l'Escoutay). La coupe du Chambon dans la vallée de l'Escoutay sur la commune de Saint-Martial fournit l'exemple le plus clair (fig. 15). Dans la vallée de l'Azette à l'Est du maar de Borée – Echamps, le secteur de Bois Lantal

Coupe des Alleyrets, Azette rive droite, lahar associé au maar de Borée-Echamps
(44°56'27,82"N / 4°20'15,20"E / 604 m)



Coupe du Chambon, Escoutay rive gauche, volcanisme associé au maar de Saint-Martial
(44°51'39,63"N / 4°16'59,77"E / 774 m)

- 6 - Alluvions contemporaine de la phase de réentaille post-volcanique
- 5 - Retombées phréatomagmatiques, évoluant en lahar par remaniement synéruptif vers l'aval de la vallée
- 4 - projections palagonitisées témoignant de la brève phase surtseyenne développée au passage de l'épisode strombolien initial à la phase phréatomagmatique postérieure associée à l'ouverture du maar de St-Martial
- 3 - Projections basaltiques (scories et bombes)
- 2 - Retombée à lapillis soudés noirâtres témoignant du caractère strombolien de la phase volcanique initiale
- 1 - Alluvions > +10 m, grossières, antérieures à l'édification du maar de St-Martial

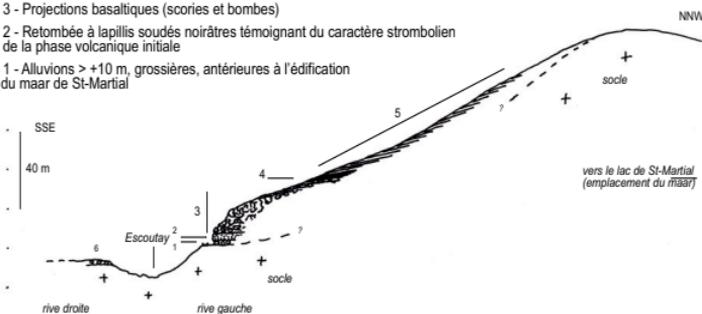


Fig. 15 - Alluvions > +10 m et volcanisme du Pléistocène supérieur

permet de retrouver cette superposition des produits volcaniques sur les alluvions mais c'est dans cette vallée à l'aval, hors carte, au pont des lièvres entre Aleyrets et la confluence avec la Saliouse, que le dispositif est le plus évident (fig. 15). Nous l'avons dit plus haut, les volcans de Borée – Echamps et de Saint-Martial ont un âge voisin de 166 000 ans (Guérin et Gillot, 2007). Il faut logiquement en conclure que les nappes alluviales recouvertes étaient celles qui jalonnaient les talwegs de l'époque, constituant alors la charge de fond des cours d'eau (les nappes ne montrent pas de traces de pédogenèse superficielle qui auraient pu laisser penser qu'elles étaient déjà perchées et en position de terrasse au moment de leur recouvrement). Compte tenu de l'âge et de la grossièreté du matériel, nous pourrions ainsi avoir à faire aux niveaux fluviaux de l'avant dernier glaciaire (Riss ou Saalien, Pléistocène moyen).

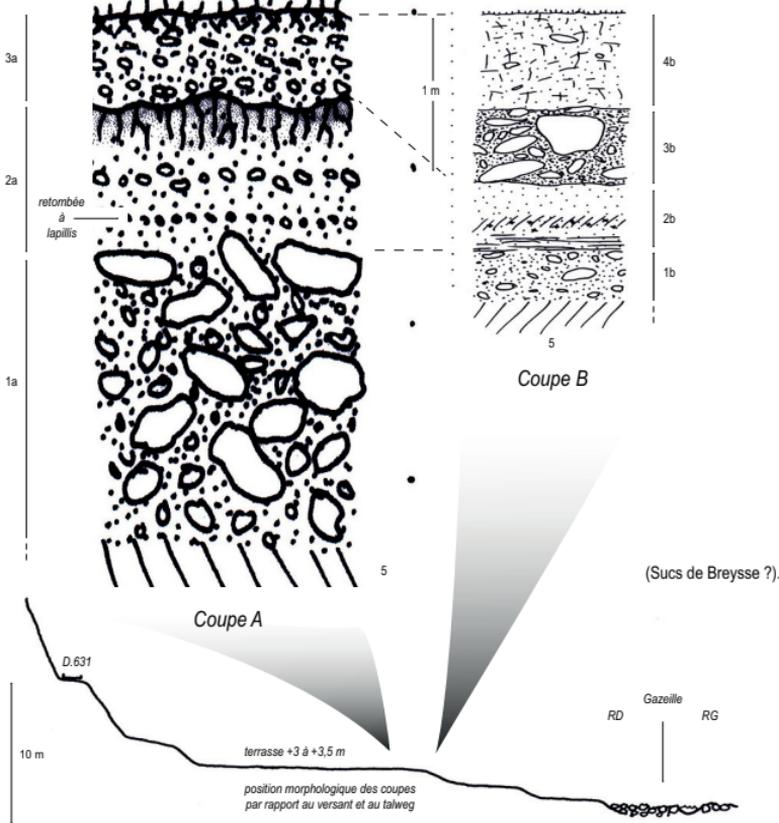
Fy-z. Alluvions actuelles et à moins de 10 m de perchement au-dessus des talwegs. Équivalences avec les cartes voisines : Yssingeaux : Fz : « Alluvions modernes »/Fyb-z : « Alluvions modernes de très basse terrasse indifférenciées »/Fy-z : « Dépôts des fonds de vallons étroits des cours d'eau secondaires »/Fy : « Alluvions anciennes » et Fyb : « Alluvions anciennes de très basse terrasse »/peut être aussi Fya : « Alluvions anciennes de basse terrasse ». Le Puy : Fy-z : « Alluvions actuelles, subactuelles et anciennes (Fy) indifférenciées »/Fz « Alluvions actuelles et subactuelles ». Cayres : Fz : « Alluvions actuelles et subactuelles : sables et graviers, tourbières »/Fy : « Alluvions anciennes (nappe la plus basse, distinguée de Fz lorsqu'elle présente une bonne continuité) : limons, sables et graviers ». Burzet : Fx-z : « Alluvions des vallées entaillant les plateaux (würmien) »/Fy-z : « Alluvions du Würm moyen et récent liées au barrage des cônes »/Fx : « Alluvions anciennes indifférenciées ». Saint-Agrève : F : « Alluvions : blocs, galets, graviers et sables ». Lamastre : F : « Alluvions : blocs, galets, graviers et sables ». Langogne : Fz : « Alluvions récentes des vallées ».

Cette catégorie intègre les alluvions actuellement en transit ainsi que celles constituant, au-dessus du chenal actuel et en contrebas des nappes de la catégorie Fx (moins de 10 m environ d'altitude relative), un certain nombre de terrasses, plus ou moins nombreuses et développées suivant les points et les vallées.

Les situations peuvent être assez variables, entre versant rhodanien (pays de Boutières) et versant ligérien d'une part, sur le versant ligérien lui-même d'autre part entre les secteurs sud et sud-ouest, ouest à nord-ouest et nord.

Du fait de leur morphologie en gorges plus accusées, voire de la présence de traits de scie occupant au total un linéaire important, les vallées du pays de Boutières sur le versant rhodanien sont celles où les nappes alluviales de cette catégorie et les systèmes de terrasses associés sont les moins développés. Par extension sur le versant ligérien et pour des raisons semblables, les vallées du secteur sud à sud-ouest (Veyradeyre, Orcival, la Loire elle-même, ainsi que

Coupes de Besseyrole Basse : A - En rive droite du ruisseau de rive droite connecté à la Gazeille au point 913 m, juste avant leur confluence (44°55'49,28"N / 4°02'56"E / 920 m) / - B - En rive droite Gazeille à l'amont de la confluence (44°55'48,75"N / 4°02'13,60"E / 920 m)



5 - Talus de débris masquant le pied des coupes

4b - Niveau fluviatile fin argilo-sablo-silteux de débordement, à galets disséminés et structure polyédrique à grumeleuse témoignant du retour de condition calmes favorables à la pédogenèse. Equivalent dilatée du sommet du niveau 3a de la coupe A

3a - Niveau fluviatile sablo-graveleux témoignant d'un regain d'énergie des dynamiques du milieu. Les galets ne dépassent pas 5 cm (10 cm pour les plus grossiers). Sommet affecté par la pédogenèse actuelle. Ce niveau représente l'équivalent stratigraphique des niveaux 3b et 4b de la coupe B, où la séquence est plus dilatée et différenciée du fait d'une proximité plus grande de l'axe du cours d'eau principal (la Gazeille) où s'expriment le plus vigoureusement les dynamiques longitudinales, la coupe A se trouvant plus en retrait

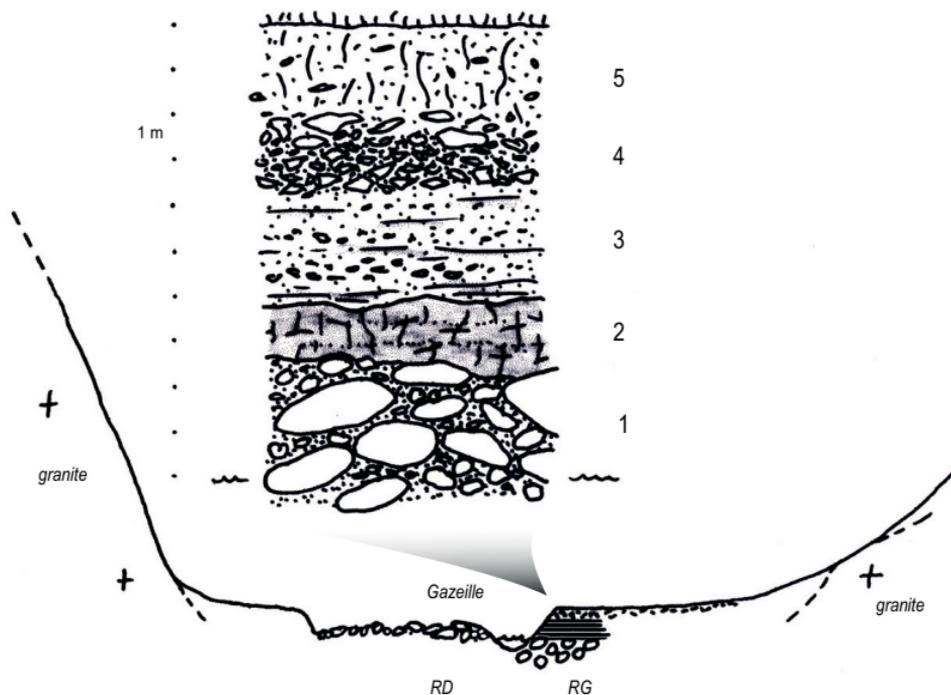
2a - niveau fluviatile fin (à passées légèrement plus graveleuses) brunâtres et enrichis en argile correspondant à des dépôts de débordement interférant avec une pédogenèse également attestée par la présence de rares charbon de bois à la partie médiane et d'une structure colonnaire sommitale typique. Ce paléosol a été par la suite recouvert par le niveau 3a. L'origine de la retombée à lapillis basaltiques altérés présente vers la base de ce niveau n'est pas connue (Sucs de Breysse ?).

2b - Equivalent de 2a sur la coupe B. Base formée par une alternance de lits cm sableux oxydés et argilo-silteux grisâtres (réduits) ; puis niveau argileux brunâtre à nombreux charbons de bois (paléosol) ; enfin niveau silto-argileux brunâtre sans charbons ayant subi une pédogenèse moins marquée. Niveau est tronqué par 3b

1a, 1b, 3b - Nappes fluviatiles à galets (jusqu'à 30 et parfois 50 cm) dans une matrice sableuse légèrement oxydée et argilisée témoignant d'une certaine altération

Fig. 16 - Formations fluviatiles des basses terrasses $\leq +5$ m Exemple de la vallée de la Gazeille

Coupe de rive gauche entre le viaduc de la Recoumène et les Immorandes
(44°55'50,43"N / 4°01'25,88"E / 904 m)



5 - Niveau colluvial essentiellement limoneux et basaltique, à cailloux et granules épars et tendance à un débit prismatique lié à la pédogenèse. Avec 4, équivalent de 3a, 3b et 4b des coupes de La Besseyrole Basse ?

4 - Colluvions grossières formées par un caillouti basaltique (éléments cristallins très minoritaires) subanguleux (taille moyenne 4 à 8 cm, 15 à 20 cm pour les plus gros éléments) organisé en niveaux et lentilles frustes aux vides incomplètement comblés de matrice. Mise en place probable par fluage et ruissellement ayant fonctionné en alternance en lien avec l'évolution du versant

3 - Formation colluvi-alluviale formé de lits et lentilles cm superposés et juxtaposés (lits argilo-silteux et lits enrichis en granules basaltiques), témoignant d'une mise en place par alternance (saisonnnière ?) de dynamiques de fluage et de ruissellement. Fréquents lits et fourreaux ferruginisés, surtout vers la base où l'on trouve aussi des charbons de bois. Avec 2, équivalent de 2a et 2b des coupes de La Besseyrole Basse ? 2 - Niveau organo-détritique argileux à lentilles silto-sableuses riches en paillettes de mica, reposant sans transition sur 1. Présence de fragments de branchettes et brindilles et autres éléments organiques mal décomposés et noircis (carbonisation partielle ?). Tendance à un débit prismatique et taches d'oxydo-réduction.

1 - Nappe fluviale grossière (galets atteignant souvent 30 à 50 cm, plus gros éléments proches du mètre). Base non atteinte par l'incision du chenal actuel. Equivalent de 1a et 1b des coupes de La Besseyrole Basse ?

Fig. 16 suite : Formations fluviales des basses terrasses ± 5 m Exemple de la vallée de la Gazeille

certaines sections en gorges accusées des vallées de l'Aubépin et de la Gagne au Nord-Ouest, sont dans une situation comparable.

Les vallées de la Gazeille et de la Laussonne reliant les hautes terres volcaniques du massif du Mézenc au domaine sédimentaire des marges sud-est du bassin du Puy sont finalement celles où le système morpho-sédimentaire associé à cette catégorie d'alluvions est le mieux développé et le plus riche. Le cas du haut bassin du Lignon au Nord-Nord-Ouest peut en être rapproché, mais le moindre encaissement de ce cours d'eau rend moins lisible la distinction entre les formes et formations fluviales franches et les nappes de versant gélifluées d'origine froide venues mourir à proximité des talwegs. Il offre néanmoins l'intérêt de quelques belles coupes permettant de préciser, au moins localement, le passage des unes aux autres (secteur de Titaud en particulier, en rive gauche bien en amont de Fay-sur-Lignon).

Par delà la diversité des situations locales, certaines tendances se dégagent sur le plan stratigraphique. On s'est particulièrement fondé, pour les exposer, sur le cas de la vallée de la Gazeille qui offre une belle morphologie de fond de vallée et de nombreuses coupes. On retiendra en particulier, en aval de La Vacheresse, les secteurs amont du Moulin de Couderc en amont de la confluence Gazeille/Collance ; le tronçon situé entre la Besseyrolle Basse et le Moulin Bas, particulièrement la zone de confluence Gazeille/ruisseau sans nom de rive droite drainant les pentes sous Freycenet-la-Tour (fig. 16) ; le secteur du dernier méandre décrit par la Gazeille en aval des Immorandes et en amont du viaduc de la Recoumène (fig. 16) ; enfin le fond de vallée élargi de la Gazeille entre le Moulin de Savin et la ferme en ruine de Malaval, au pied du bourg du Monastier-sur-Gazeille.

Lorsque cela est possible, plusieurs replats plus ou moins larges s'étagent sur les dix mètres inférieurs du fond de vallée. On en compte deux ou trois le plus souvent et jusqu'à cinq, séparés par des talus de 50 cm à 2 m environ de dénivellation, plus ou moins bien marqués. Seuls les niveaux inférieurs offrent cependant des coupes, particulièrement au niveau de la première véritable terrasse au-dessus des lits mineur et moyen, que les crues les plus fréquentes n'inondent pas. Cette terrasse culmine suivant les points à une altitude relative de 2 à 4 m, formant toujours un beau et souvent large replat. Le matériel qui la constitue est visible dans les berges du cours d'eau qui entame la terrasse au gré des sinuosités et des fluctuations de position du chenal lors des crues. Les concavités de méandre sont des sites privilégiés.

Pour résumer, le dispositif-type se présente ainsi de bas en haut :

– une nappe grossière à galets et blocs roulés forme la moitié ou le tiers inférieur de la coupe. Suivant les points, la base de cette nappe est visible, reposant sur le socle ou sur le substrat sédimentaire tertiaire (cas sous le Monastier-sur-Gazeille), ou bien masquée par le talus de débris issu du démantèlement de la

coupe, ou encore invisible car non encore remis à jour par la dernière phase d'incision de la rivière qui coule alors sur ou à mi-hauteur des alluvions de cette nappe (cas du méandre situé entre les Immorandes et le viaduc de la Recoumène). Les galets mesurent en moyenne 15 cm de grand axe, mais d'assez fréquents blocs roulés de 30-40 cm sont présents, voire des blocs plus grossiers encore mais plus disséminés, jusqu'à des tailles métriques. Ainsi la charge est-elle à peine moins grossière que celle des niveaux Fx décrits plus haut. Une partie des éléments de cette dernière ont d'ailleurs pu être repris. Pétrographiquement le cortège est toujours le même : éléments cristallins, basaltiques et phonolitiques (souvent les plus volumineux), auxquels s'adjoignent en bien moindre quantité chailles et galets de quartz remaniés d'époque en époque depuis de vieux épandages tertiaires (m de la rubrique « Formations sédimentaires cénozoïques »). Le matériel est globalement moins altéré que celui des niveaux Fx, mais les éléments cristallins, et secondairement basaltiques, peuvent se montrer dans un état d'altération avancée (désagrégation granulaire, desquamation). La matrice est essentiellement sableuse ;

– suivant une évolution progressive mais rapide (quelques centimètres à une quinzaine de centimètres ; toutes les coupes signalées en amont des Immorandes, ou terrasse sous Le Monastier-sur-Gazeille), ou brutale mais non ravinante (coupe du méandre entre les Immorandes et le viaduc de la Recoumène), cette nappe inférieure grossière est recouverte par quelques décimètres d'une formation généralement sablo-silteuse à argileuse (limons de débordement) témoignant d'une rapide chute locale de l'énergie du cours d'eau (modifications du contexte environnemental, déplacement du chenal ?). Cet amenuisement de la charge s'accompagne toujours d'un enrichissement en matière organique, bien visible suivant les points soit sous la forme du développement d'un horizon pédogénisé généralement accompagné par la présence de petits charbons de bois épars (toutes les coupes signalées en amont des Immorandes, ou terrasse sous Le Monastier-sur-Gazeille), soit par la présence d'un niveau gleyique à tourbeux incorporant charbons et débris organiques non carbonisés (coupe du méandre entre les Immorandes et le viaduc de la Recoumène). Ce niveau fin pédogénisé (terrasse) à organique (dans les situations de zones humides moins exondées : bras mort par exemple) se caractérise enfin toujours, et d'autant plus que les faciès gleyiques à tourbeux s'affirment, par la présence d'une forte oxydation à l'origine de fins lits (1 ou 2 mm) ferrugineux indurés formés au contact de niveaux imperméables, ou de tubes ferrugineux indurés entourant les réseaux racinaires. Ces caractères signalent la zone de battement de la nappe phréatique ;

– cet horizon pédogénisé à organique est enfin surmonté par des dépôts détritiques grossiers, ravinants, signalant un regain de vigueur de l'érosion. Suivant les coupes donc les situations, il peut s'agir soit de récurrences fluviales grossières (toutes les coupes signalées en amont des Immorandes, ou terrasse sous Le Monastier-sur-Gazeille), soit d'apports colluviaux plus ou moins grossiers (jusqu'à des cailloux de quelques centimètres, anguleux à subanguleux)

prédominants nourris depuis les versants encadrant le fond de vallée (coupe du méandre entre les Immorandes et le viaduc de la Recoumène). Même dans les cas où prédomine à ce niveau le caractère fluvial, donc les apports longitudinaux, une observation attentive permet de constater toujours une certaine influence des apports colluviaux latéraux, les lits ou lentilles fluviales alternant avec les lits ou lentilles plutôt colluviaux. L'épaisseur de cette unité supérieure est assez variable, d'une dizaine à une cinquantaine de centimètres ou plus (cette épaisseur fluctue suivant les contextes, et suivant aussi la plus ou moins grande proximité du versant), et son hétérogénéité plus grande donc. Les passées fluviales y apparaissent plus comme des lentilles correspondant à des laisses de crue que comme représentatives d'une charge de fond qui permettrait comme dans le cas de la nappe inférieure de situer la position du chenal d'écoulement (lit mineur).

Cette organisation stratigraphique et ces caractères sédimentologiques de ce que l'on peut appeler la « basse terrasse » ne sont pas sans rappeler les caractères des remblaiements emboîtés, à l'extrémité la plus amont du système hydrographique, dans les « formations gélifluées à blocs » et autres « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées » (voir dernier point, intitulé « Évolution à l'échelle au moins historique », de la description des « Remplissages détritiques argileux à tourbeux des dépressions humides mal drainées », juste avant le passage dans la notice aux « Complexes glissés/flués sur substrat oligocène ou miocène »). Il ne semble pas aberrant de faire l'hypothèse que les deux unités supérieures de la « basse terrasse » correspondent aux deux unités constitutives des remblaiements en question (Defive, 2012) : l'unité inférieure, tourbeuse à organo-minérale, dénotant un environnement morpho-dynamique plutôt stable tout comme le niveau intermédiaire de notre « basse terrasse » ; l'unité supérieure rythmée par une alternance de lits centimétriques organo-minéraux et détritiques dénotant une phase postérieure de déstabilisation au niveau des versants et s'accordant avec le retour d'un détritisme accru dans l'axe des vallées, tant sur le plan de la dynamique fluviale (apports longitudinaux) que sur celui des dynamiques de versants (apports latéraux, colluvions).

Si de telles corrélations étaient admises, et dans l'attente de leur validation par des datations ^{14}C , nous disposerions peut être d'un élément de calage chronologique de la « basse terrasse », de sa partie supérieure tout au moins. En effet, les âges obtenus à propos des remblaiements amont donnent le Moyen Âge pour la phase de stabilité favorable à la pédogenèse voire au développement de tourbe, et fixent le retour du détritisme au moment de l'Époque moderne (Defive, 2010, 2012). Le terme de la construction de la « basse terrasse » serait donc historique et calé sur l'Époque moderne et le Petit Âge Glaciaire, tandis que sa ré-incision serait attribuable à l'évolution du dernier siècle ou à peine plus. Reste le problème de la nappe grossière inférieure, que l'on pourrait être tenté d'appeler imprudemment « nappe würmienne ». Cela suppose, pourquoi pas et comme constaté ailleurs, un hiatus couvrant pratiquement tout le

Tardiglaciaire et l'Holocène, mais s'accorde mal avec les cas où la transition semble être progressive entre cette nappe grossière inférieure et le niveau sablo-silteux pédogénisé intermédiaire des coupes décrites dans la « basse terrasse ». Cela imposerait enfin de considérer, au moins pour le cas de la vallée de la Gazeille, la faiblesse voire l'absence du progrès de l'encaissement post-Würm (dans ce cas, quel rôle de la néotectonique alors que l'on s'approche du panneau en graben du Monastier-sur-Gazeille et plus largement des marges sud-est du bassin du Puy ?).

Dans la catégorie Fy-Z figurent aussi les alluvions les plus basses, représentant les alluvions les plus récentes et pour partie actuellement en transit. Elles sont encadrées entre les berges de la « basse terrasse », ou canalisées dans les traits de scie des segments de vallée les plus étroits (pays de Boutières surtout) où elles circulent sur le lit rocheux des cours d'eau.

Le matériel est pétrographiquement et granulométriquement (hors des éléments les plus grossiers, difficilement remobilisés) assez proche de celui qui constitue la nappe grossière inférieure de la « basse terrasse » qui en est la principale source. Il est par contre beaucoup plus frais, les éléments altérés ne résistant pas aux contraintes mécaniques du transit.

Ce schéma très simple peut se complexifier dans les secteurs où le fond de vallée a pu s'élargir. La vallée de la Gazeille au pied du Monastier-sur-Gazeille fournit un bon exemple de système intermédiaire entre le tressage (charge grossière et abondante, forte pente) et le méandrage (ajustement à un moindre transit et à une moindre pente). Sur plusieurs dizaines de mètres à plus d'une centaine de mètres de large c'est une bande active à multiples chenaux qui se développe, dont la topographie très accidentée tant dans l'axe du profil en travers que dans l'axe du profil en long témoigne des multiples relais spatio-temporels opérés entre phases de prise en charge et phases de dépôt. Des replats végétalisés à des degrés d'âge divers et partiellement défoncés par les remaniements postérieurs alternent avec des chenaux plus ou moins actifs, en voie d'abandon d'ouverture ou de réactivation. Ce réseau complexe recoupe lui-même d'anciens bras à comblement organo-détritique (fines exclusivement) d'âge inconnu. La Gazeille s'écoule ici sur des formations alluviales dont la base n'est pas visible, le substrat ne réapparaissant qu'aux contacts de la « basse terrasse ». Les alluvions les plus récentes et actuelles sont donc par rapport à cette dernière dans une position intermédiaire entre emboîtement et étagement. Pour finir enfin de complexifier le système, les tronçons (Gazeille, Laussonne) recoupant la séquence sédimentaire paléogène aux marges sud-est du bassin du Puy sont perturbés et nourris en matériel par les glissements de terrain venus des amonts versant périodiquement engorgés ou entretenus à leur pied par le sapement du cours d'eau dans les concavités.

Avant d'en finir avec les alluvions de la catégorie Fy-z, il faut évoquer le cas particulier de la vallée du Gage, au Sud, entre la D122 et le volcan de Cherchemuse (versant de rive droite). Comme nous l'avons dit en introduction à la description des « Formations fluviatiles », le classement adopté n'a en toute rigueur pas de valeur chronologique, et se fonde avant tout sur la position en altitude relative, de plus dans les limites de trois classes dépenchement ce qui augmente l'imprécision. Le cas de la vallée du Gage montre, entre autres exemples, la prudence qu'il faut avoir dans les attributions et corrélations chronologiques. Ici en effet, l'anormale extension de la nappe Fy-z au regard du gabarit et de la position très amont du segment de cours d'eau concerné pourrait tenir au barrage de la vallée par la coulée du volcan de Cherchemuse, volcan rattaché au volcanisme du Bas Vivarais. Cette coulée se serait épanchée, suivant l'âge retenu, vers 330 000 ans (K/Ar, Cantagrel, 1984, *in* Fouris, 1989) ou vers 80 000 ans (paléomagnétisme, Rochette *et al.*, 1993). Dans le premier cas pourraient se trouver accumulées en amont du barrage des alluvions cartographiées Fy-z pour partie antérieures à celles décrites en pays de Boutières dans la catégorie Fx pour un âge de 166 000 ans !

Sols et régolithe

Cette rubrique intègre les formations d'altération du substrat non ou faiblement remobilisées, ainsi que certaines formations pédologiques. Trois catégories ont été retenues :

- les altérites cristallines et leurs dérivés ;
- les altérites développées aux dépends du substrat volcanique ;
- les formations pédologiques de type andosols, supportées par le régolithe *in situ*.

Par suite des choix cartographiques effectués, aucune de ces catégories ne fait l'objet d'une représentation systématique ; certaines ne sont même pas du tout représentées (les altérites développées au dépend du substrat volcanique). Les contraintes de présentation de la carte font par ailleurs que ces diverses formations se trouvent séparées dans la légende.

Cette situation rend d'autant plus important le signalement et la description de ces diverses catégories de formations dans la notice, ainsi que leur traitement regroupé sous le chapeau « sols et régolithe ». Nous les abordons dans l'ordre où elles viennent d'être signalées. Seule la troisième catégorie (andosols) fait l'objet d'un caisson directement intégré à cette rubrique.

Altérites cristallines et leurs dérivés (caissons associés à ceux de la roche en place non altérée de la rubrique « Formations du socle hercynien »).

Équivalences avec les cartes voisines :

Le Puy : ARg : « Ensemble d'altération indifférencié : roches *in situ* plus ou moins altérées et arènes ».

Ces formations n'ont été cartographiées que là où elles sont les plus étendues et les plus épaisses (plusieurs mètres), et directement affleurantes.

Elles sont en réalité plus étendues. Hors des secteurs où les altérites ont été cartographiées, quatre types de situations doivent être distingués :

– certains versants apparaissent totalement décapés, et d'aspect localement ruiniforme (principe de la formation des tors). Ils correspondent généralement aux sections les plus pentues, et plutôt aux positions d'adret. On les trouve dans les Boutières à l'Est (versants de rive gauche de la Salieuse en contrebas du plateau de Saint-Clément, vallée de l'Eysse en face de La Rouveyre, versant dominant La Valette sur la commune de Saint-Martial, vallée de Lanteyron...) ainsi qu'au niveau de la plupart des sections en gorges les plus vigoureuses des vallées du versant ligérien : surtout au sud (Veyradeyre, Orcival, Loire) et au Nord-Ouest (Aubépin, Gagne) ;

– la plupart du temps, le socle présente un important diaclasage associé à un état de désagrégation granulaire avancée, souvent accompagné d'une oxydation responsable de la légère coloration orangée de la roche. Cette dernière est fragile, elle libère des grains lorsqu'on frotte avec le doigt ou un objet dur, mais elle ne se résout pas en un sable ayant perdu toute cohérence. On ne confondra donc pas ces affleurements avec ceux où le choix a été fait de cartographier la couverture d'arène ;

– dans bien des cas, après avoir été légèrement remaniées par des processus de cryoreptation (contextes périglaciaires würmiens) à l'origine d'arènes fauchées - litées, les couvertures peu épaisses d'altérites cristallines quaternaires ont été recouvertes par des formations gélifluées à blocs qui n'ont, elles non plus, pas toujours été représentées (voir le point sur les « formations gélifluées à blocs » de la rubrique « Formations de pente à blocs et formations gélifluées à blocs... »). Ainsi ces altérites n'apparaissent pas sur la carte où a été privilégiée soit la représentation directe du substrat, soit celle des formations gélifluées à blocs ;

– quoi que peu nombreux, quelques cas d'affleurements d'altérites tertiaires semblent importants à signaler, même si leur recouvrement par les laves du Velay oriental leur a depuis longtemps fait perdre leur statut de formations superficielles. Elles renseignent en effet sur l'état de la topographie, le contexte paléoclimatique et paléodynamique de l'époque de leur formation (présence de stocks d'altérites non déblayés par l'érosion d'alors). Ces paléo-altérites ne faisant pas l'objet d'une représentation sur la carte et ne correspondant pas à des formations sédimentaires, nous avons fait le choix de les évoquer ici plutôt que sous la rubrique mal adaptée des « Formations sédimentaires cénozoïques ».

Les paléo-altérites concernées présentent les caractères d'allotérites d'épaisseur plurimétrique. Une importante rubéfaction marque souvent le mètre ou les deux mètres supérieurs de l'altérite en place (la base a une coloration plus grisâtre). Elle est associée à un net enrichissement en argile. L'altérite en place perd aussi vers le haut les structures initiales de la roche, en particulier par tassement. Elle peut être recouverte par des paléo-colluvions remaniant, en lits pluricentimétriques à décimétriques, le matériel rubéfié de l'allotérite sous-jacente. Des lignes de cailloux (stones lines) apparaissent alors souvent (quartz rubéfiés). Ces caractères concordent avec ceux des flores fossiles pour témoigner de climats à tendance tropicale régnant alors sur la région.

Trois coupes présentant des variations par rapport à cette description peuvent être données en exemple : celle du vallon des Ruches Basses sur le versant de rive droite de la Veyradeyre (commune des Estables), celle visible en bordure de la D26 au point 1 026 m sous La Riaille sur le versant de rive gauche de la Rimande au nord du pays de Boutières (coupe « de Crosdo »), celle enfin, la plus belle, du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy en amont de la D377 (section remontant vers la Lauzière, rive droite), dans le secteur où fût exploitée (galerie) l'une des mines de lignite de la région.

Par extension, la coupe de Pont de Vallon près de Ponteil au carrefour D500/D281 (Sud-Ouest de la carte) pourrait également être citée ici, bien que le socle altéré et sa couverture colluviale y apparaissent sous des coulées de génération Devès.

La couverture d'altérites n'a finalement été cartographiée que dans les secteurs de sa plus grande extension et épaisseur. Elle y présente des caractères qui font souvent s'interroger sur son âge : les marques des altérations ménagées quaternaires sont indiscutables, mais la question de la part d'héritages plus anciens se pose parfois (cas du secteur situé entre Présailles et Massibrand, soit les hauts bassins de l'Orcival et du Merdanson). L'altération peut être inégale d'un point à l'autre des affleurements (échelle du mètre) et avoir laissé des noyaux rocheux (blocs et cailloux) très dégradés mais n'ayant pas encore perdu toute cohérence. Le socle se montre cependant le plus souvent profondément altéré, réduit en une arène tantôt très sableuse, tantôt sablo-silteuse là où le faciès de la roche a induit la libération de grandes quantités de micas, et plus ou moins enrichie en argile. Les structures initiales de la roche sont souvent conservées à l'état de fantômes (isaltérite). L'oxydation est faible. Ces arènes présentent souvent, à la partie haute des coupes (sur quelques mètres au maximum, avec un réseau de plus en plus lâche en profondeur), une structure feuilletée liée à des diaclases plus ou moins parallèles à la surface du versant. À l'hypothèse de figures de décompression s'oppose celle de structures acquises en contexte froid par suite de la formation de glace de ségrégation (Wyns, 2003, 2004). Sauf là où la formation a été tronquée par l'érosion postérieure, on trouve systématiquement au sommet de ces altérites des figures de fauchage (arènes

fauchées) ou de fauchage et litage (arènes litées sur arènes fauchées sur isaltérite) témoignant du remaniement des matériaux de l'altérite le long du versant, par des processus de reptation et surtout de cryoreptation.

Altérites développées au dépend du substrat volcanique. Elles n'ont pas été représentées en tant que telles, mais existent néanmoins, la plupart du temps recouvertes par les formations de pente couvrant la plus grande partie des versants dans le domaine d'extension des laves du Velay oriental. La fraction fine de ces formations de pente, en particulier dans le cas des formations gélifluées à blocs, a d'ailleurs été abondamment nourrie par l'altération des matériaux volcaniques.

Les coupes visibles (plateau dominant Freycenet-la-Tour entre Gazeille et Laussonne, chemin des Combes entre Veyradeyre et Orcival amont, secteur de La Chazotte au Nord de Fay-sur-Lignon en rive gauche du Lignon au-dessus de la D500...) montrent une roche profondément affectée par la désagrégation granulaire, où les articles de prismes des coulées se réduisent en boules elles-mêmes soumises à desquamation, les écailles produites se résolvant enfin en granules par désagrégation granulaire. L'argilisation progresse au fur et à mesure et tant que les dynamiques de versant n'induisent pas la remobilisation de ce matériel.

Ando - Andosols sur roche en place ou régolithe *in situ* la recouvrant : la couverture pédologique n'a été cartographiée en tant que telle que dans une situation particulière : celle de replats d'altitude (au-dessus de 1 100 m) où, au-dessus du régolithe en place (impossibilité de remaniements du fait de l'absence de pente), ont pu se développer sur quelques décimètres à un mètre des sols noirs à brun-noir, très humifères, savonneux au toucher et de texture argilo-limoneuse, constituant avant le régolithe lui-même le support premier du développement de la végétation. Leurs caractères les rangent dans la catégorie des andosols.

Ces andosols sont en fait beaucoup plus étendus puisqu'en relation à la fois avec le substrat volcanique et avec les ambiances climatiques froides, montagnardes, qui règnent sur les hauts plateaux ; en relation aussi avec une végétation basse de landes à callune et autres ligneux bas favorable à la production d'humus acides à décomposition lente. Cette végétation a longtemps été considérée comme indicatrice de la présence d'un étage subalpin sur les plus hauts sommets (le Mézenc en particulier), mais la reconquête actuelle de ces derniers par l'arbre atteste du relèvement de la limite inférieure de cet étage au-dessus des points culminants du massif (Simandoux, 2008). Cette limite devait à l'inverse être plus basse durant la dernière période froide et le Tardiglaciaire, et la question se pose de la part de héritages dans la présence de ces andosols largement étendus au-dessus de 1 200 m et plus encore 1 300 m. Hors de quelques replats où les dynamiques de versant n'ont pu s'exprimer, la

cartographie des formations de pente a été privilégiée par rapport à celle de cette couverture pédologique.

Formations d'origine anthropique

Les formations d'origine anthropique, c'est-à-dire les dépôts ou accumulations artificiellement constitués par suite d'activités humaines, hors colluvionnement d'origine agricole non inclus à cette catégorie, sont rares sur la feuille du Monastier-sur-Gazeille du fait du caractère essentiellement rural et agricole de la zone, éloignée de grands centres urbains et industriels. Là où elles existent, elles sont d'extension trop faible pour être cartographiées. Il ne s'agit pour l'essentiel pas de formations contemporaines, mais plutôt historiques, liées à la mise en valeur des versants (tas d'épierrement parfois extrêmement volumineux comme autour du hameau de La Bâtie sur la commune de Borée), à l'exploitation des veines de lignite (vallée de l'Aubépin entre la ferme de l'Aubépin et le ravin de Souteyros, ou vallon de la Chartreuse de Bonnefoy, pour les zones de plus forte concentration des déblais d'exploitation minière ; voir rubrique « Substances utiles, carrières »), ou à l'évolution de bâtiments monastiques et des aménagements associés (Chartreuse de Bonnefoy). Le seul cas cartographié est celui des remblais du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy au Sud des Etables, à l'amont de la vallée de la Veyradeyre sur la commune du Béage (voir ci-dessous).

X. Remblais. La formation du vallon de la Chartreuse de Bonnefoy est visible en coupe dans une concavité de rive droite de la Veyradeyre développée juste en aval des ruines de l'abbaye (quelques dizaines de mètres tout au plus). Le replat entaillé est visible sur les deux rives du cours d'eau, en rive gauche légèrement plus en amont qu'en rive droite. Ce replat porte les bâtiments actuels de l'abbaye, ainsi que la trace d'aménagements qui pourraient correspondre à d'anciens bassins (bien visible en rive gauche ; bassins piscicoles ? Ou bassins de trempage des bois ? Autre ?).

La coupe de rive droite entame le plan de la topographie sur une douzaine de mètres de hauteur (fig. 11). Seule une étude préliminaire a été effectuée, les lacunes de visibilité liées au colluvionnement des pieds de talus (masses éboulisées ou glissées) interdisant pour le moment les corrélations avec les formations visibles en rive gauche du ruisseau dans ce secteur.

La coupe montre une succession de niveaux détritiques et organiques affectés d'un très léger pendage vers l'aval.

Les niveaux détritiques inférieurs sont de texture argilo-sableuse. Ils contiennent des blocs épars et présentent une certaine compaction. De petits fragments organiques (charbons, élitres d'insectes...) y sont visibles. Ils ont

permis d'obtenir pour la base visible de la coupe un âge de 1 290 à 1 420 Cal AD ($\pm 2 \sigma$). Le niveau détritique supérieur qui clôt la séquence est grossier, blocs et cailloux de nature pétrographique variée (roches volcaniques dominantes) se trouvant pris dans une matrice sablo-limoneuse à sablo-argileuse très aérée. En l'état actuel des investigations, le doute subsiste sur l'origine de ce niveau (formation de pente ou niveau de remblai grossier ?).

Les niveaux organiques ou organo-détritiques sont quant à eux très riches en matière organique (brindilles, branches, charbons et autres fragments végétaux naturels... ; mais aussi produits de taille : copeaux de bois, tronc aménagé - poutre ? ; un petit fragment d'os a également été retrouvé, ainsi qu'un tesson en verre et une dent-cheval ?). Dans les niveaux organiques inférieurs et supérieurs et dans le niveau supérieur surtout (le niveau intermédiaire est organo-détritique fin à tendance tourbeuse), ce matériel est mêlé à de nombreux cailloutis, plaquettes, cailloux et blocs de granite, basalte et phonolite. On y trouve aussi en mélange des fragments de phonolite en fines plaques qui pourraient correspondre à des fragments de lauze (toiture écroulée ?), ainsi que des tessons de poteries décorés et vernissés. Les âges ^{14}C obtenus s'échelonnent du début du XV^e au début du XVII^e siècle. La dendrochronologie corrobore le ^{14}C en fixant la date d'abattage du bois taillé formant un élément de poutre ou une pièce de moulin (?) à l'automne/hiver 1553-1554 (Dormoy, 2006).

Au total, ces investigations préliminaires montrent clairement l'influence de l'occupation humaine (aménagements, phases d'abandon) de l'accumulation mise en place depuis le XIII^e siècle au moins. La nature de cette accumulation reste cependant à éclaircir : bassins piscicoles ou de trempage des bois ayant servi de dépotoirs dans une ou des phases d'abandon, part de la contribution d'apports détritiques torrentiels remaniant les rebuts d'exploitation de la mine de lignite situé plus en amont dans le même vallon (halde) ?

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SOCLE DU VELAY

Les vestiges des bassins océaniques ou marginaux du Paléozoïque inférieur constituent les protolithes de l'unité Supérieure des Gneiss. À présent dans une position structurale supérieure, cette unité renferme à sa base des complexes basiques-ultrabasiques recouverts de gneiss provenant du métamorphisme de granites, microgranites, roches volcaniques acides et basiques, tufs et grauwackes. De nombreuses reliques éclogitiques sont conservées dans les niveaux inférieurs témoignant d'une étape de subduction lithosphérique éovarisque (450-400 Ma). Les données structurales et radiométriques indiquent que ces roches ont été exhumés de 90 km, entre 420 et 400 Ma, à moins de 30 km entre 380 et 360 Ma, tandis que la subduction était encore active. La

marge continentale nord Gondwaniennne est représentée par l'Unité inférieure des Gneiss formée, d'une part, de roches para- et ortho-dérivées à partir de roches d'âge Néoprotérozoïque tardif à Paléozoïque inférieur et, d'autre part, d'une séquence sédimentaire principalement paraautochtone.

Cette marge a subi un métamorphisme de moyenne pression généralement attribué au charriage de l'Unité supérieure des Gneiss qui est intervenue au cours du Dévonien, avant 350 Ma, dans la zone interne (période Mésovarisque). Dans le sud, les micaschistes des Cévennes sont interprétés comme appartenant au domaine Parautochtone. Les conditions PT maximum au cours de l'évolution métamorphique sont estimées à une T° de 500 °C pour une pression de 5 kbar. Les paragenèses à muscovite-chlorite-grenat étant synchrones du charriage vers le Sud et de l'épaississement estimé à environ 15 km (Arnaud et Burg, 1993 ; Arnaud, 1997). La fermeture de la diffusion d'Ar dans les micas a été datée à 335-340 Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar , Caron *et al.*, 1991).

Enfin, la couverture Paléozoïque de la marge nord continentale de Gondwana est représentée par un ensemble de nappes exposées dans la partie sud du Massif central, qui intervient progressivement durant le Viséen dans l'histoire de la collision. L'évolution tectonique de l'Est du Massif central est donc caractérisée par une migration vers le Sud des événements tectoniques, depuis l'intérieur vers la zone externe, entre 400 et 330 Ma. À partir de 330 Ma, des signes d'extension syncollision sont enregistrés, suivis d'une extension transversale de 315 à 290 Ma (Burg *et al.*, 1994). Granites et migmatites se forment au cours de toute cette évolution.

Ainsi, la mise en place de larges intrusions de granites porphyrique peralumineux (Margeride) et de monzogranites potassiques d'affinité calco-alcaline (Forez, Morvan) durant le Viséen est suivie par le développement du dôme de migmatite-granite du Velay pendant le Westphalien. Enfin, un métamorphisme dans le faciès des granulites de la base de la croûte est attesté par les xénolites remontées par les volcans tertiaires du Velay (Leyreloup, 1973 ; Dupuy *et al.*, 1977) et daté à 300 ± 20 Ma (U/Pb, Pin et Vielzeuf, 1983) et autour de 290 Ma (Rossi *et al.*, 2006).

VOLCANISME

Devès

Les laves du Devès ont des spectres de Terres Rares typiques des basaltes alcalins, avec des teneurs élevées en Ni et Cr révélant la contamination par des péridotites. Les très faibles teneurs en Rb, Th et U trahissent l'absence de différenciation marquée. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très regroupés autour de 0,7031 révèlent une origine mantellique du magma parent. Toutes ces laves

appartiennent à la série alcaline, riche en TiO_2 . Le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est compris entre 1,1 et 2,6, pour $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5\%$ et une teneur en fer total comprise entre 11 et 13 %. En norme CIPW, cette chimie se traduit par un déficit en silice et la présence de néphéline normative à hauteur de 12 % environ.

Ces données peuvent être interprétées selon le modèle suivant. Au sein de cet ensemble, la différenciation du magma d'origine mantellique se produit principalement par fusion partielle de péridotite, sans stationnement conséquent en chambre intracrustale. À ce processus principal peuvent se superposer dans certains cas des cristallisations fractionnées d'olivine, spinelle et clinopyroxène dans des sills et dykes situés sous le Moho, des contaminations par l'encaissant et des mélanges avec des liquides plus évolués ou des cumulats.

Velay oriental

Dans le Velay oriental, en diagramme alcalins/silice, l'origine de la série se situe avec les autres laves basiques de l'ensemble de la province vellave. Ces laves sont caractérisées par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux appartenant à l'éventail 0,7033-0,7035 des OIB. L'alignement des laves dans les différents diagrammes de composition suggère que la mise en place des différentes laves relève d'un seul processus s'opérant sur un seul magma parental relativement homogène (idée déjà avancée par Villemant & Treuil (1983), et confirmée par l'échantillonnage beaucoup plus quantitatif de Hodges (1991)). Ce dernier envisage les quatre hypothèses classiques pour expliquer le mécanisme responsable de la diversité des laves.

Une première hypothèse (1) est la fusion partielle à différents taux du matériel parental. Cette hypothèse est disqualifiée par la constatation d'une variation importante des teneurs tant en éléments compatibles qu'en éléments incompatibles dans les différentes roches (en cas de fusion partielle, les éléments à $D > 1$ ne changeraient que faiblement de concentration). L'aspect incurvé de nombreuses courbes contredit également cette hypothèse : pour obtenir de telles courbes par fusion partielle seule, il faudrait avoir un matériel parental à minéraux zonés concentriquement, ce qui n'est pas le cas dans les cumulats qu'on connaît. Les fortes concentrations en incompatibles requerraient par ailleurs de très faibles taux de fusion partielle du manteau ou un important métasomatisme, dont aucune trace n'est trouvée dans les nodules présents en surface. La source d'un tel mécanisme ne peut pas non plus être crustale, car : (i) il y a peu de roches crustales sous-saturées dans la région (du fait de l'importance du granite du Velay) et (ii) le rapport $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial des laves (0,7033-0,7035) ne porte pas une signature crustale.

Une seconde hypothèse (2) est la contamination à différents taux d'un magma unique. Le candidat évident pour avoir valeur de contaminant est ici le granite

anatectique du Velay, or il est impossible d'obtenir une phonolite par contamination de basalte alcalin par du granite. Le contaminant pourrait être une roche profonde, pauvre en silice, mais cela donnerait des variations linéaires, non incurvées. Villemant et Treuil (1983) ont envisagé une contamination sélective par un fluide hydrothermal, mais cela donnerait un $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initial ainsi qu'un $\delta^{18}\text{O}$ plus élevés que ce que l'on observe.

Une troisième hypothèse (3) est le mélange de deux magmas. Cette hypothèse expliquerait très simplement le « Daly-gap » (voir plus loin), mais elle pourrait difficilement rendre compte des variations incurvées. Elle laisserait par ailleurs complètement en suspend l'explication de l'apparition du magma phonolitique. Enfin, il est important de rappeler que, contrairement à ce que l'on observe dans des provinces proches dans lesquelles ce mécanisme est attesté (par exemple le Mont Dore), aucune marque positive de mélange n'est à ce jour connue dans le Velay oriental.

Enfin, la dernière hypothèse (4) est celle d'une cristallisation fractionnée. Ce mécanisme peut produire des changements majeurs de quantités de compatibles, des variations courbées ou genouillées (soit par D fort et constant, soit par D se modifiant progressivement, soit par D changeant de manière abrupte quand des phases apparaissent ou disparaissent dans le liquidus) : autant de caractéristiques observées sur les laves. Un autre renfort pour cette hypothèse est fourni par Villemant et Treuil (1983) qui notent dans les laves évoluées une anomalie Eu, marque classique du fractionnement des plagioclases. La présence de nombreux cumulats dans les différentes laves, sur laquelle insiste S. Hodges (1991), est de plus cohérente avec cette hypothèse. Enfin, la géochimie isotopique tend également à renforcer cette hypothèse puisque, contrairement à ce qui est observé dans les laves de l'Emblavès, les $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ initiaux sont peu variables dans les basaltes et laves intermédiaires (dans l'Emblavès, il faut faire intervenir une contamination synchrone à la fragmentation). Il est malheureusement impossible de vérifier si cette constatation est généralisable aux phonolites, car les taux de Rb y sont beaucoup plus grands que ceux de Sr, ce qui rend la correction temporelle sujette à une très grosse erreur.

Globalement, l'hypothèse (4) est donc clairement la plus soutenue par les observations. Le seul argument de terrain qui semblerait la contredire est que les laves aphyriques sont nombreuses. Cette caractéristique peut cependant être compatible avec une cristallisation fractionnée si l'on envisage que la cristallisation n'a pas donné lieu à une sédimentation des cristaux dans une chambre, mais plutôt à un abandon des cristaux par le fluide circulant dans des conduits (« flow cristallisation » au sens de Irving, 1978).

Pour l'identification du magma parental qui a subi cette cristallisation fractionnée, Hodges note l'inadaptation de la méthode proposée par Villemant *et al.* (1980) pour la chaîne des Puys et appliquée par B. Villemant et M. Treuil

(1983) au Velay (elle repose sur des corrélations très faibles). Son utilisation de l'algorithme de Fitton et James, fondé sur l'ajout incrémental d'olivine aux laves les moins différenciées, suggère un magma primitif très différent. Ces deux méthodes partent cependant du postulat que la source est un matériel mantellique non altéré, alors même que H. Downes (1983) a étayé l'hypothèse d'une source mantellique métasomatisée dans le cas du Massif central. Les laves primitives sont en effet enrichies en incompatibles, alors qu'elles ont des rapports isotopiques qui indiquent une source appauvrie en ces mêmes éléments. Poursuivant cette logique, C. Chauvel et B.-M. Jahn (1984) avancent que la source est constituée de laves basiques appauvries en Rb et LREE métasomatisées par un fluide juste avant une fusion partielle de 10-20 %.

Notons également que S. Hodges (1991) a tenté une analyse par diagramme de phases des paragenèses observées dans les cumulats. Les résultats en sont grossiers mais cohérents : ils indiquent que la source des laves est soit la fusion partielle d'une lherzolite à 15 kbar (40-50 km de profondeur), soit un produit rééquilibré avec une paragenèse clinopyroxène + orthopyroxène + olivine + spinelle à cette même pression. Cet auteur a par ailleurs tenté d'utiliser les géothermomètres et géobaromètres disponibles pour affiner ce modèle. Si ceux-ci semblent donner des résultats fiables pour la lignée trachytique des laves de l'Emblavès, les résultats sont en revanche très limités pour les laves qui occupent la majeure partie de la feuille du Monastier. En particulier, la profondeur d'équilibration des minéraux présents dans les phonolites n'est suffisamment contrainte ni par les géothermomètres et géobaromètres, ni par les relations de phases.

La diversité des laves produites est bien visible en particulier au niveau de la coupe de Saint-Clément, qui offre un éventail depuis les basaltes à olivine à la base jusqu'aux trachyandésites alcalines au sommet. On remarque la rareté relative des laves intermédiaires (« Daly gap »). Le nuage de points forme une série linéaire unique dans le champ des trachyandésites, puis les laves se diversifient au niveau des mugéarites-benmoréites en deux séries :

- une série principale, marquée par l'hyperalcalinité, où les phonolites miaskitiques et/ou agpaïtiques font suite aux basaltes alcalins ;
- une lignée subordonnée, sodi-potassique, marquée par l'enrichissement en potassium, le fractionnement des amphiboles et l'apparition de phénocristaux de biotite, dans laquelle se mettent en place les trachytes subalcalins porphyroïques (sur la feuille Yssingeaux : Suc de Monaco, au Nord de Saint-Julien-Chapteuil ; colline au Sud-Ouest de Quérières) et les « trachytes quartzifères » de S. Hodges (1991), qui incluent les rhyolites des Dents du Mézenc. Les termes intermédiaires n'en sont présents que dans le secteur Emblavès, et les termes ultimes rhyolitiques à biotite sont rares et alignés sur le linéament principal. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atteignant 0,705 suggèrent d'interpréter l'individualisation de

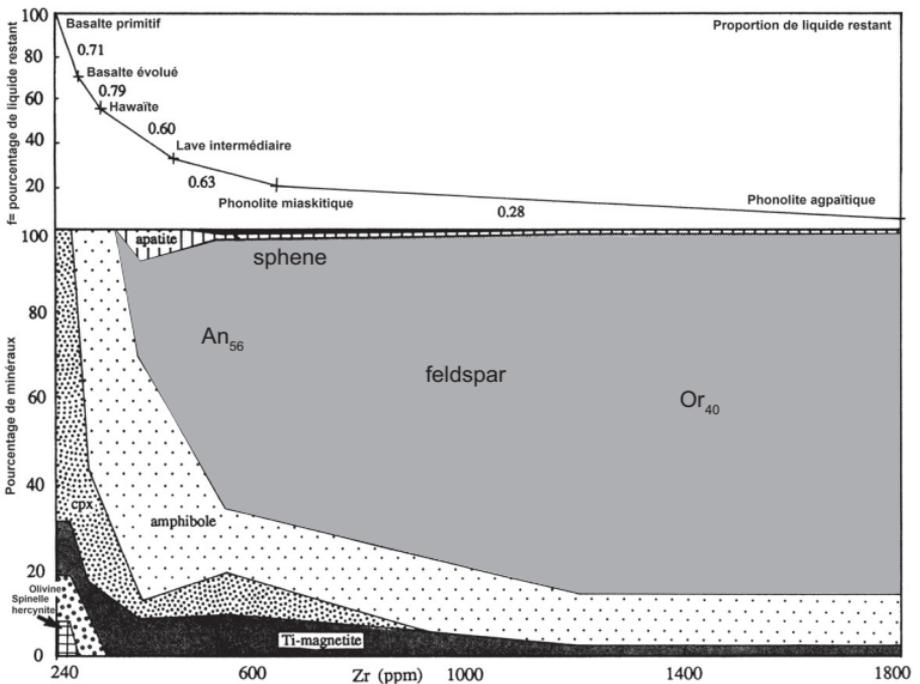


Fig. 17 a - Reconstruction des séquences de cristallisation dans la lignée basalte-phonolite (Hodges, 1991)

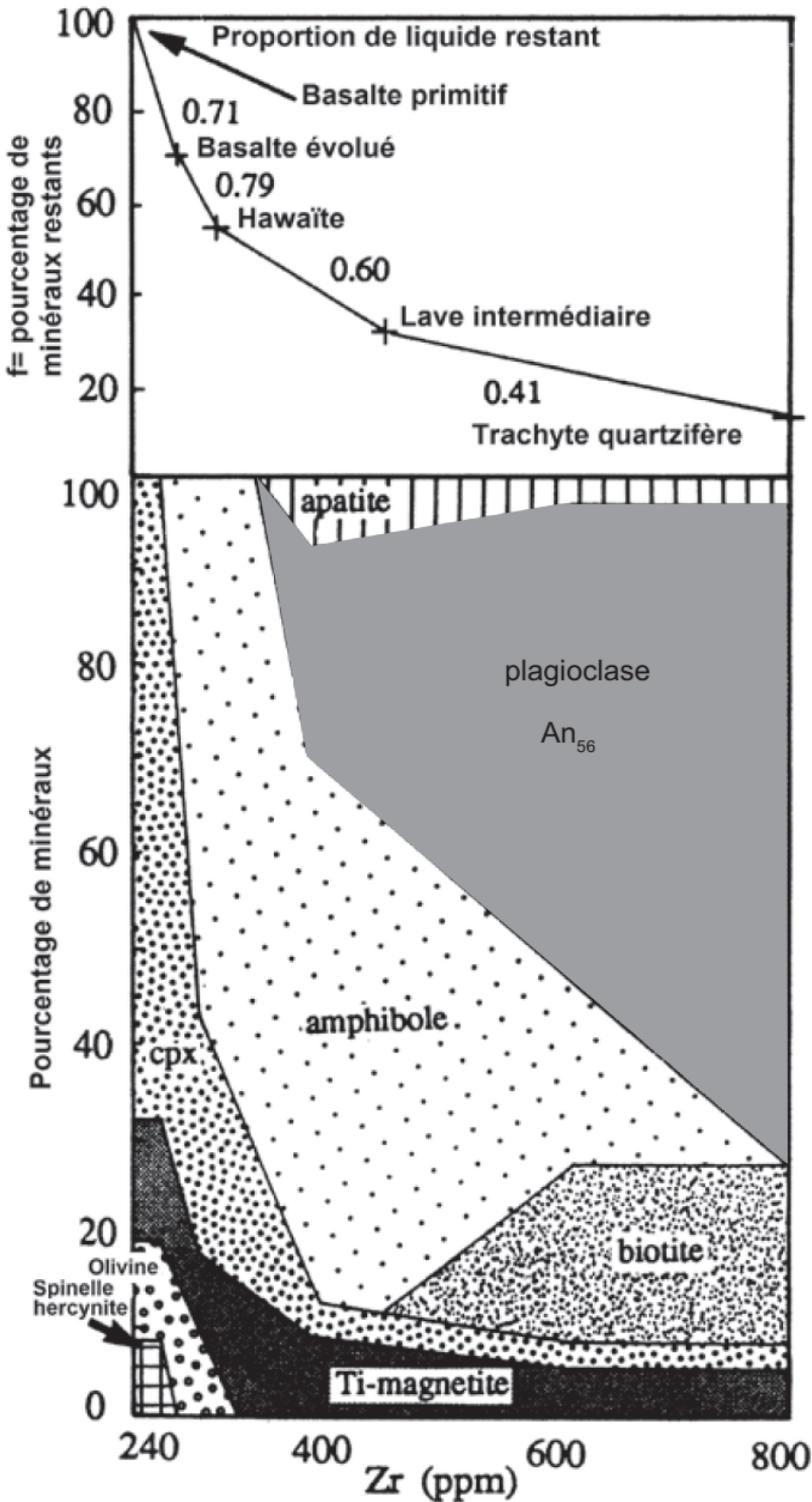


Fig. 17 b - Reconstruction des séquences de cristallisation dans la lignée basalte-trachyte quartzifère (Hodges, 1991)

cette seconde lignée comme la conséquence d'une contamination par les parois de la chambre magmatique (taux jusqu'à 11 %) (Hodges, 1991), mais la géochimie particulière du CO₂ peut également être envisagée (voir Batard *et al.*, 1977, qui détaille le rôle possible du CO₂ dans la mise en place du trachyte de Monac).

S. Hodges (1991) a proposé une reconstruction bien étayée des séquences de cristallisation qui se sont succédées dans ces deux lignées (fig. 17a et b). Dans la série principale, il distingue quatre étapes.

(i) Des ankaramites aux hawaïtes, la baisse couplée de MgO et de Ni s'expliquerait par la cristallisation de forstérite, la baisse de CaO couplée à une augmentation de Al₂O₃ par une cristallisation de clinopyroxène mais pas de plagioclase, et la baisse de Fe₂O₃ et de TiO₂ par celle de titanomagnétite.

(ii) Des hawaïtes aux laves intermédiaires, la chute massive de P₂O₅ s'expliquerait par le fractionnement de l'apatite, qui serait accompagnée par le clinopyroxène, la titanomagnétite, la kaersutite puis, secondairement, les plagioclases.

(iii) Des laves intermédiaires aux phonolites miaskitiques (fig. 17a), pendant que se poursuit le fractionnement de l'apatite, la chute de Fe₂O₃, TiO₂ et V serait due au fractionnement de la titanomagnétite, la chute de MgO à celle de clinopyroxène et/ou d'amphibole, les baisses corrélées de CaO, SiO₂, Al₂O₃ et Sr à celle de plagioclases, la chute de Ba et Y à celle de titanite et/ou d'amphibole.

(iv) Des phonolites miaskitiques aux phonolites agpaïtiques, la cristallisation de feldspath potassique induit la baisse de K₂O, SiO₂, Al₂O₃, Ba et Sr, l'augmentation de Zr est liée à l'arrêt de la formation de titanomagnétite, et la réduction résiduelle de MgO, TiO₂ et CaO indique le fractionnement d'amphibole et de clinopyroxène. L'indice d'agpaïcité ($\alpha = (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$) est inférieur à 1 dans les miaskites. Il augmente dès lors qu'il y a du Ca dans le liquide, car c'est de l'anorthite plus ou moins pure qui fractionne, augmentant Al et diminuant relativement peu K et Na dans le liquide (c'est le « plagioclase effect » de Bowen). Les agpaïtes ont au contraire un $\alpha > 1$, qui augmente par fractionnement de feldspath potassique (c'est l'« orthoclase effect » de Bailey & Schairer, 1964). Na₂O/K₂O augmente alors, car le feldspath qui cristallise est plus riche en K que son liquide père.

Le degré d'enrichissement en incompatibles (Rb, Zr, Nb, Th, Pb et U) indique alors de manière concordante qu'à l'étape des phonolites, 97 % du magma initial a été fractionné.

La série subordonnée diverge de la série principale à sa troisième étape :

(iii') Des laves intermédiaires aux trachytes quartziques/rhyolites (fig. 17b), une forte baisse d' A_2O_3 , CaO et Sr est due à la cristallisation de grandes quantités de plagioclases, la cristallisation d'apatite expliquerait la baisse de P_2O_5 et TiO_2 , et la cristallisation de titanomagnétite, celle de Fe_2O_3T et V. La chute résiduelle de Ba, Rb et Mg est due à la cristallisation de biotite, qui semble être l'événement-clef commandant l'individualisation de cette sous-série.

Bas Vivarais

En Bas Vivarais, les spectres de Terres Rares identiques pour les différentes laves indiquent une origine identique (Guérin et Gillot, 2007), et l'absence de différenciation trahit un temps de résidence intracrustal faible. L'étude des nombreux xénocristaux présents dans les basaltes permet de reconstituer les conditions de cristallisation : ainsi par exemple, la détermination de la teneur en MgO lors de la cristallisation (8,43 %) permet de proposer, pour les laves de la Vestide du Pal (feuille de Burzet), une température de cristallisation de 1 220 °C. Le rôle supposé d'une importante pression en eau (estimée à partir de la séquence relative de cristallisation des différents plagioclases et des oxydes), est confirmée par la présence de xénocristaux de kaersutite dans certaines laves (Ray Pic, feuille Burzet). Ici encore, les données manquent pour confirmer la possibilité de généraliser ces conclusions aux formations macroscopiquement semblables présentes sur la feuille.

Des modèles de conditions géochimiques à l'échelle de la feuille entière sont proposées par J. Couthures (1990) : il évoque une évolution par cristallisation fractionnée sous pression d'eau de 3 kbar et une fugacité d' O_2 modérée (10-11 atmosphères à 1 100 °C), entre 1 200 °C pour les basaltes et 800 °C pour les termes différenciés. L'étude des éléments en traces indique une évolution contrôlée par un même processus à partir d'une même source ou de sources de même composition (Couthures, 1990). La majeure partie des différences observées dans le comportement des éléments traces serait due à l'action de CO_2 (Batard 1974, Batard *et al.*, 1977, cité *in* Couthures 1990).

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE

CONDITIONS ET ÂGES DE FUSION DE LA CROÛTE VARISQUE

Le premier stade de fusion s'est développé dans des conditions saturées en eau, dans le domaine de stabilité de la biotite dès une température de 700 °C pour une pression de 4 kbar dans l'enveloppe métamorphique et de 5 kbar au coeur des granites (Montel *et al.*, 1992 ; Macaudière *et al.*, 1992). La présence

de corindon dans les enclaves paragneissiques confirme la présence initiale de muscovite et le caractère prograde de l'évènement de fusion (Ait Malek *et al.*, 1995) pour lequel un âge minimum de 314 ± 5 Ma est fourni par le chronomètre U-Pb monazite (Mougeot *et al.*, 1997).

Les monzodiorites à affinité mantellique sont également datées à 313 ± 3 et 314 ± 3 Ma (évaporation de ^{207}Pb - ^{206}Pb sur zircon et U-Pb zircon, Ait Malek, 1997). Elles contiennent des xénolites peralumineux qui enregistrent une première étape de décompression isotherme à 700-800 °C pour une pression de 8 à 10 kbar, en accord avec une source située à plus de 30 km, suivie par un stade à 5-6 kbar (Montel, 1985).

Le second stade de fusion est caractérisé par un métamorphisme de haute température (760-850 °C) dans le champ de stabilité de la cordiérite (4, 4-6 kbar), la biotite étant déstabilisée (Montel *et al.*, 1992). Les leucosomes ont été datés à 298 ± 8 Ma (Rb-Sr roche totale, Caen Vachette *et al.*, 1982) et entre 305 et 276 Ma (Rb-Sr roche totale-biotite, Williamson *et al.*, 1992). Un âge de 301 ± 5 Ma a été obtenu pour la partie homogène des granites (U-Pb, Mougeot *et al.*, 1997). Cette seconde phase de fusion est donc considérée comme associée à l'emplacement du corps principal des granites à cordiérite.

Granites du Velay

Les différents granites qui apparaissent dans le dôme du Velay définissent une suite au sein de laquelle trois principaux types peuvent être distingués en fonction de l'âge, la structure, l'homogénéité, la minéralogie, et la géochimie.

1 - Granites hétérogènes à biotite. Principalement localisés sur le bord ouest du dôme, ces granites correspondent à la première étape de fusion. Leurs foliations sont en continuité avec celles des granites porphyriques, suggérant une continuité entre ces granites précurseurs et les granites à biotite.

2 - Granites à biotite-cordiérite. À l'échelle du Velay, plusieurs faciès peuvent être distingués selon l'habitus de la cordiérite (Barbey *et al.*, 1999) :

- granite hétérogène riche en enclaves para et orthogneissiques ;
- granite homogène leucocrate à biotite cordiérite avec principalement de la cordiérite dont l'emplacement est daté à 301 ± 5 Ma (U-Pb sur monazite, Mougeot *et al.*, 1997) ;
- granite homogène à biotite et cordiérite prismatique comme phase ferromagnésienne primaire, avec peu d'enclaves.

Ces granites à teneur élevée en Sr, ont des signatures isotopiques indiquant un mélange entre des produits de fusion de la croûte inférieure et des roches para- et ortho- dérivées des roches encaissantes. La fusion de la croûte inférieure à composition mafique/felsique (Williamson *et al.*, 1992) est considérée comme un source probable de ces granites.

3 - Les granites « tardi-migmatitiques »

Ces granites définis comme « tardi-migmatitiques » sont considérés comme provenant de la fusion de sédiments alumineux à 4,5-5 kbar et 750-850 °C dans des conditions sous-saturées en eau, avec une proportion significative de composants basiques (Montel *et al.*, 1986 ; Montel et Abdelghaffar, 1993). Ces corps se sont mis en place comme des laccolites enracinés dans des zones de dykes.

Leucogranites stéphaniens leucogranites, microgranites, aplite-pegmatites, rhyolites permienes, microgranites (306 ± 12 et 291 ± 7 Ma, monazite, Montel *et al.*, 2001).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

RECONSTITUTION DU CONTEXTE TECTONIQUE ET DES CONDITIONS THERMIQUES LORS DE LA FORMATION DE LA COUPOLE DU VELAY

Le premier événement de fusion est intervenu entre 340 au plus et 314 Ma (fig. 18). Il s'est déroulé à des températures supérieures à celles du solidus quartz-feldspaths saturé en eau. Cet épisode a été contemporain : a) d'un épaissement crustal caractérisé par le chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss au toit et à la marge du dôme, b) du découplage et de l'empilement de l'Unité Inférieure des Gneiss préservés dans les migmatites et c) du développement d'une paragenèse métamorphique dans les micaschistes des Cévennes (Arnaud, 1997). À ce stade, la relaxation thermique et la production de chaleur au sein de la croûte épaissie ont probablement été les causes principales de l'augmentation de la température (England et Thompson, 1984 ; Huerta *et al.*, 1998). La mise en place des granites peri-vellaves précoces et le magmatisme Mg-K d'origine mantellique ont pu, pour leur part, constituer un appoint de chaleur supplémentaire.

Les unités épimétamorphiques de la zone externe de la ceinture varisque ont progressivement été impliquées dans la collision. Cela a conduit à l'enfouissement de pélites fertiles et de grauwackes qui peuvent avoir contribué à la fusion parce qu'elles constituent une source potentielle de fluides et qu'elles sont riches en minéraux hydratés. Cette phase de fusion a été caractérisée par la formation de migmatites à biotite-sillimanite, issues d'un taux de fusion de

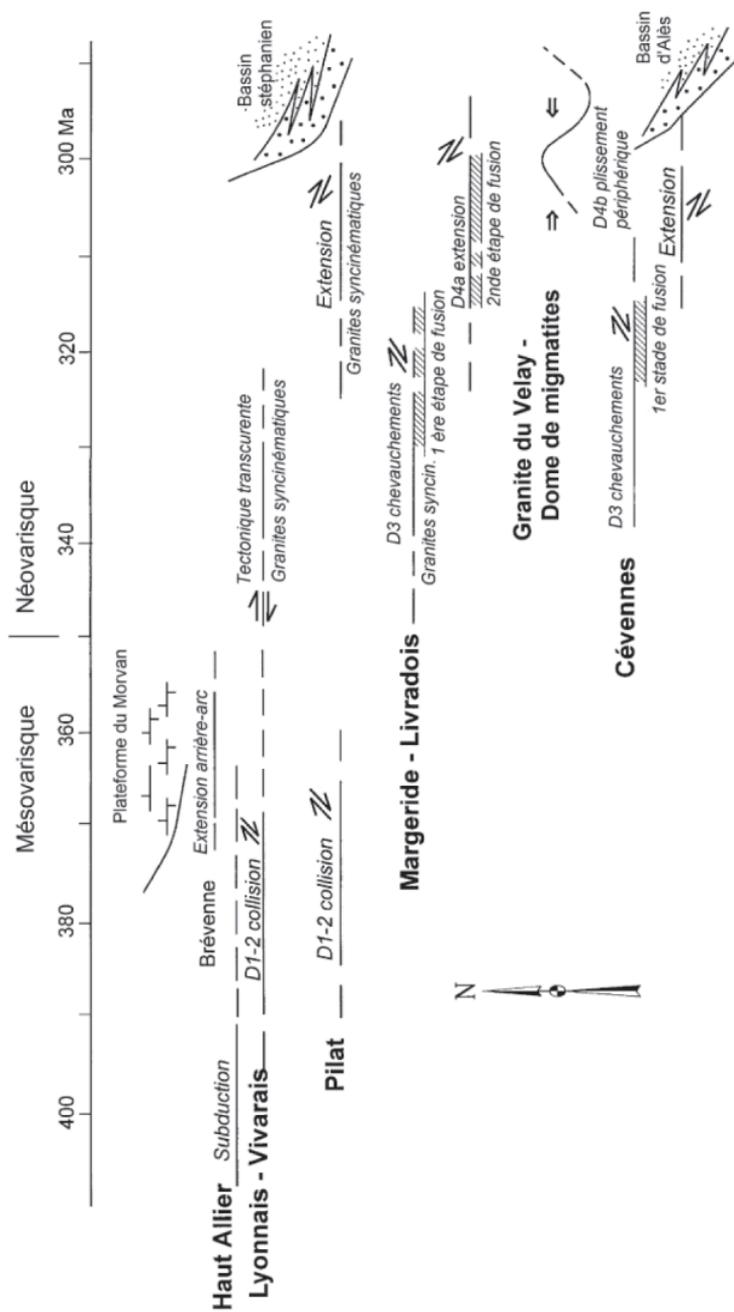


Fig. 18 - Événements tectoniques dans le Massif central (Ledru et al., 2001)

probablement moins de 20 % de la source. Le développement de migmatites au sein des orthogneiss ceillés à ce stade indique un faible taux de fusion dans les roches riches en plagioclase, la plus grande partie de la structure des gneiss ayant été générée dans des conditions subsolidus (Dallain *et al.*, 1999).

Lorsque toute l'eau libre disponible a été utilisée, la fusion s'est poursuivie par la déstabilisation/déshydratation de la biotite qui a permis la génération des granites à cordiérite (fig. 19). D'après P. Barbey *et al.* (1999), la cordiérite prismatique -que l'on trouve dans les granites et leucosomes- s'est développée comme une phase ferromagnésienne primaire au sein de la croûte peu profonde tandis que la formation de cordiérite en cocarde reflète, en revanche, la décompression liée à l'ascension du dôme du Velay. D'un point de vue structural, ce second événement de fusion est caractérisé par une tectonique d'extension généralisée qui a été bien enregistrée au toit du dôme ainsi que le long de la zone de détachement qui a été active entre 320 et 300 Ma, comme la faille du Pilat (Malavieille *et al.*, 1990).

L'activation de ces détachements est associée au dépôt de sédiments stéphaniens entre les blocs titlés inclinés. Ces processus ont conduit à l'exhumation des migmatites et granites (Vanderhaeghe *et al.*, 1999). Les leucosomes datés à l'extrémité sud du dôme fournissent des données sur l'âge de son exhumation, les résultats sur tous les échantillons qui ont été analysés par U-Pb sur apatite convergent autour de 290 Ma (Mougeot *et coll.*, 1997).

Quelle a pu être la cause de l'augmentation de la température requise pour faire fondre la croûte varisque depuis les phases initiales jusqu'aux phases finales ? Selon les modèles numériques pétrologiques et thermiques courants (Thompson et Connolly, 1995 ; Huerta *et al.*, 1998), un simple épaississement crustal suivi par une érosion peut difficilement rendre compte de la génération de gros volumes de granite. Les résultats de la pétrologie expérimentale indiquent que de forts taux de fractionnement nécessitent des conditions thermiques bien supérieures à 800 °C ; au-dessus des courbes de déstabilisation des minéraux hydratés (Clemens et Vielzeuf, 1987 ; Patiño Douce et Johnston, 1990 ; Gardien *et al.*, 1995). Dans le dôme du Velay, la fusion partielle de la croûte épaissie s'est intensifiée lorsque les conditions de fusion par déshydratation de la biotite ont été atteintes, ce qui a coïncidé avec l'initiation de l'extension crustale. Le métamorphisme de faciès granulite à la base de la croûte varisque est également daté à environ 300 Ma (Pin et Vielzeuf, 1983 ; Costa et Rey, 1995).

L'existence de composants mantelliques et granulitiques dans la croûte inférieure est révélée par les enclaves alumineuses et ramonées par les volcans récents (Leyreloup, 1973 ; Downes *et al.*, 1990). À l'échelle du Massif central, les valeurs de ϵ_{Nd} des roches monzogranodioritiques augmentent avec la

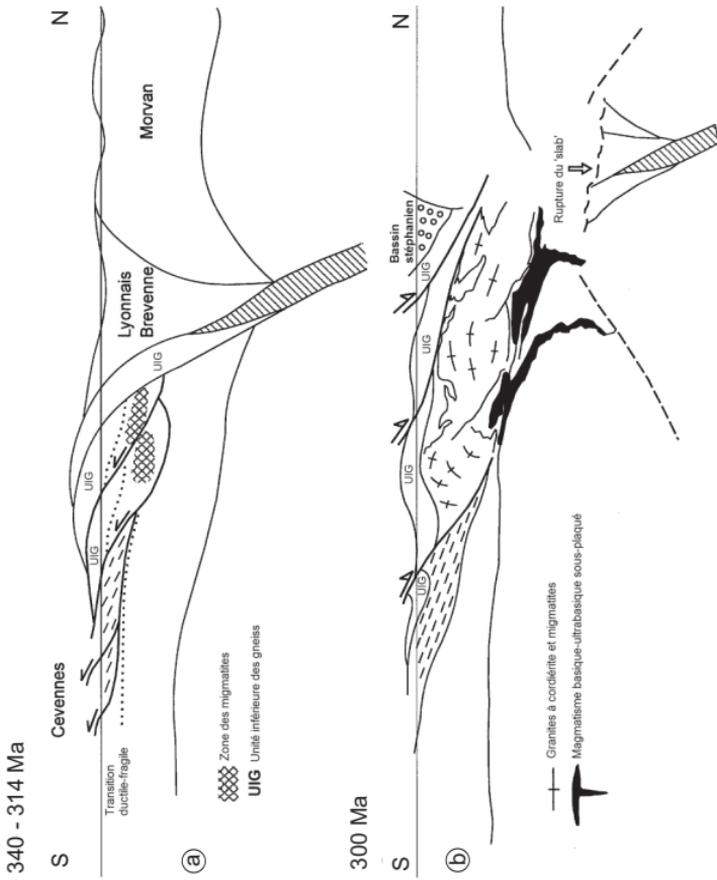


Fig. 19 - Évolution schématique de la tectonique de la bordure orientale du Massif central au Carbonifère (Ledru *et al.*, 2001)

diminution des âges depuis 360 jusqu'à 300 Ma, suggérant soit la contribution croissante d'un composant mantellique soit la fusion progressive de sources crustales plus mafiques et réfractaires (Pin et Duthou, 1990). Selon ces auteurs, la propagation d'une importante anomalie thermique vers les niveaux supérieurs de la croûte a été responsable des variations géochimiques observées à grande échelle. Par conséquent, nous proposons un modèle dans lequel la chaleur supplémentaire, à l'origine de la volumineuse fusion partielle de la croûte varisque, a été fournie par une remontée asthénosphérique et liée à l'intrusion de magmas mantelliques en base de la croûte. Cette remontée asthénosphérique peut avoir été associée à la rupture de la plaque plongeante (slab break off) (fig. 19) ou bien à l'érosion thermique de la racine lithosphérique de la ceinture varisque (voir par exemple Rey et coll., 1997).

Les données structurales, pétrologiques et géochronologiques présentées plus haut indiquent que la formation du dôme migmatite-granite du Velay résulte de la conjonction de plusieurs phénomènes. Une fusion partielle de la croûte épaissie a commencé à environ 340 Ma, tandis que les chevauchements dans l'arrière-pays de la ceinture varisque étaient toujours actifs (ils prirent fin avec l'effondrement de la croûte orogénique vers 300 Ma). L'anatexis crustale responsable de la génération des roches formant le dôme du Velay a donc duré environ 40 Ma. La fusion partielle s'est déroulée dans un niveau crustal à dominante métasédimentaire où les compositions pélitiques fertiles étaient majoritaires. Les réactions de fusion ont évolué à partir du solidus granitique saturé en eau jusqu'à la déstabilisation des minéraux hydratés ; elles indiquent que la fusion a commencé à la fin de la trajectoire métamorphique prograde et qu'elle s'est terminée au cours de la décompression associée à l'exhumation du dôme de migmatite-granite. L'analyse de l'âge des populations de zircons des enclaves granulitiques de Bournac a montré que le climax thermique est maximum autour de 290 Ma (Rossi *et al.*, 2006).

La relaxation thermique et la production accrue de chaleur radioactive crustale due à l'épaississement ont probablement été responsables de l'augmentation de température au cours de l'évolution de la croûte orogénique varisque. On propose toutefois ici que la chaleur advective des magmas mantelliques et aussi de ceux qui ont été contemporains de la remontée asthénosphérique effondrement orogénique ont pourvu que la source de chaleur supplémentaire requis pour faire fondre un grand volume de la croûte épaissie et ainsi générer les migmatites et les granites du dôme du Velay. La formation du dôme du Velay, contemporaine de détachements à échelle crustale, correspond potentiellement à l'écoulement d'une couche crustale partiellement fondue en réponse à un effondrement gravitationnel.

Volcanisme

Sous l'ensemble de la zone des volcans et des fossés d'effondrement du Massif central, la croûte est amincie à 24 km (elle est à 30 km à l'Ouest du Sillon Houllier et à 27 km sous le Morvan, le Charolais et le Vivarais). On connaît la présence d'un manteau anormal ($3,2 \text{ g.cm}^{-3}$) de 15 km d'épaisseur sous la Limagne et de 23 km d'épaisseur sous les Puys, le Mont Dore et le Cantal (Perrier & Ruegg 1973), compensée d'un point de vue isostatique par une remontée de l'asthénosphère jusque vers 50 km à l'aplomb des fossés. Les données sismologiques entre 20 et 200 km de profondeur (Granet *et al.*, 1993) font état d'anomalies négatives de vitesse à l'échelle de toutes les formations volcaniques et des Limagnes, qui deviennent coalescentes vers 60 km de profondeur pour former une vaste anomalie, qui correspondrait à une remontée de matériel chaud mantellique. L'étude des enclaves de péridotite dans les laves par P. Coisy (1977) et P. Coisy et A. Nicolas (1978a et 1978b) corrobore l'hypothèse de l'existence d'un diapir mantellique (ces enclaves enregistrent une déformation plastique du manteau dans les laves de volcans plus jeunes que 5,5 Ma), mais celui-ci ne serait pas à l'aplomb du Velay (sauf dans le Brivadois et au niveau du Mont-Briançon, juste à l'Est de Langeac, donc à l'Ouest de la feuille du Monastier). A. Nicolas *et al.* (1986) datent le début de ce diapirisme à 40 Ma et avancent qu'il était encore actif vers 2-4 Ma. Sous le Velay, le manteau supérieur serait lherzolitique à spinelles, et il serait hétérogène du fait de phénomènes d'appauvrissements par fusion et enrichissement métasomatique datés (par Rb-Sr et Sm-Nd) comme étant très anciens (190 Ma, voire plus de 1,2 Ga) (Downes et Dupuy, 1987, cité et commenté in Mergoïl et Boivin, 1993). Notons cependant que J. Mergoïl et P. Boivin (1993) soulignent le caractère partiel de ces données, qui rend discutables les conclusions qui peuvent en être tirées. L'étude des enclaves basiques du Devès et des mégacristaux révèle par ailleurs la présence dans le manteau de cumulats issus de la cristallisation fractionnée de magmas basaltiques alcalins. Ces enclaves, cristallisées à 1 100 °C et à 20-30 km de profondeur pour certaines et 30-60 km pour d'autres, ne présentent pas de marques de déformations (Boivin, 1982), ce qui semble incompatible avec la présence d'un diapir asthénosphérique. Pour concilier ces données, J. Mergoïl et P. Boivin (1993) avancent donc l'hypothèse de la présence, à l'aplomb du Velay, d'un manteau formé d'une couche supérieure non déformée envahie de filons, surplombant un matériel ascendant plus chaud. Dans ce contexte général, des réservoirs de magma à l'origine des laves basaltiques se placeraient vers 30-50 km de profondeur, c'est-à-dire à la base de la croûte, alors que les réservoirs se situeraient vers 15 km pour les laves porphyriques et cumulats associés et vers 6-7 km pour les phonolites. L'image émerge d'une chambre magmatique complexe à apophyses plus hautes que larges, au sein desquelles les poches de magma différencié auraient pu être pressées et forcées à l'éruption par la tectonique, ou par la différence de densité entre le magma et son encaissant formé par le granite du Velay (Hodges, 1991).

L'étude des relations entre fracturation et formations volcaniques (Blès *et al.*, 1989, Mergoïl et Boivin 1993) permet d'affiner ce modèle. Les filons d'alimentation des laves basiques du Devès sont principalement orientées nord-nord-ouest – sud-sud-est, et dans une mesure bien moindre nord-sud. Ceux des laves basiques du Velay oriental sont principalement orientées nord-ouest – sud-est, secondairement nord-sud et est-ouest, et, uniquement dans le secteur Boutières, sud-ouest – nord-est. Les dykes de laves différenciées sont orientés nord-ouest – sud-est. Au Miocène, l'extension Nord-Est – Sud-Ouest à Est – Ouest est donc corrélable avec la mise en place du plateau basaltique oriental. La traction induite par la compression alpine fini-miocène est-ouest à nord-ouest – sud-est est ensuite corrélable avec la mise en place des phonolites du secteur des Boutières. Les éruptions du Devès réutilisent quant à elles les fractures nord-nord-ouest – sud-sud-est prolongeant les failles des bordures des Limagnes de Brioude et d'Issoire, réactivées en fini-Pliocène par la distension est/ouest à Nord-Ouest – Sud-Est. La sédimentologie des formations contemporaines des premières éruptions indique par ailleurs que des dénivellations de l'ordre de plus de 140 m, qui n'existaient pas au début du volcanisme, accidentent la base de certaines coulées : elles indiquent des mouvements tectoniques contemporains du début du volcanisme (11-10 Ma). La présence de petites failles normales d'orientation environ nord/sud aux Fayolles (4 km au Sud-Ouest de Fay-sur-Lignon), autour du Mézenc, près du Viallard, près de Goudet et aux Rochers de Cruzet, affectant des tufs volcanoclastiques jaunâtres intercalés dans les basaltes, marque également l'extension est-ouest Miocène supérieur.

S. Hodges (1991) s'appuie sur cette coïncidence temporelle marquée entre mouvements et activité volcanique pour affiner son modèle et proposer une explication du « Daly gap ». Les laves les plus fluides, indifférenciées, seraient arrivées en surface à la faveur de la fracturation de la croûte. Les produits ultérieurs, plus différenciés et donc moins fluides, ne seraient pas parvenus à se frayer un chemin au sein d'un encaissant peu dense (granite du Velay), ce qui expliquerait la rareté des laves intermédiaires. Seules les laves les plus différenciées (phonolites, trachytes et rhyolites) atteignent une densité suffisamment faible pour contrecarrer l'effet de la viscosité et monter en surface.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

RISQUES NATURELS

Risque sismique

La carte du Monastier-sur-Gazeille est essentiellement située sur un dôme de socle soulevé et n'est pas le siège d'épicentres profond ou de surface. Selon les données du réseau Réness/LDG, le secteur est dépourvu d'activité sismique et est classé à sismicité négligeable mais non nulle par

le MEDD (2002). La carte European-mediterranean seismic hazard map éditée par Giardini *et al.* (2003) indique une valeur de PGA (peak ground acceleration) comprise entre 0,04 et 0,06 pour le secteur, le situant dans la classe low-hazard, risque faible. Cette valeur correspond à la valeur de PGA attendue pour un séisme ayant un temps de retour de 475 ans.

Risque mouvement de terrain

La base de données BDMvt (<http://www.bdmvt.net/> ; Mirgon *et al.*, 2006 ; Renault et Rouzaire, 2005) permet d'obtenir quelques renseignements d'ensemble sur le secteur de la carte (fig. 20).

La zone couverte par la carte est clairement départagée en trois secteurs :

- le secteur nord-ouest, correspondant aux périphéries sud-est du bassin du Puy, qui est particulièrement affecté par des mouvements de versant ;
- le secteur central, d'altitudes supérieures à 1 000 m, quasiment dépourvu de phénomènes gravitaires ;
- le secteur oriental, correspondant au graben des Boutières, également affectés par des instabilités de versant.

Le secteur nord-ouest est essentiellement touché par des glissements de terrain dont la variété de forme et d'âge rend complexe toute approche de cartographie de l'aléa. En effet, les versants de la Laussonne et de la Gazeille, développés dans les formations oligocènes sablo-argileuses à argilo-calcaires à la faveur de l'encaissement du réseau hydrographique, présentent des modelés caractéristiques de glissements anciens. Il est actuellement difficile de se prononcer sur les périodes de mise en place de ces paléo-glissements et sur les processus qui ont œuvrés. Quoi qu'il en soit, les formations remaniées résultant de ces premières générations de glissement sont actuellement reprises par des glissements majoritairement lents (quelques cm/an), situés pour la plupart en connexion directe avec les dynamiques fluviales, qui présentent des formes de rétrogression manifeste (très visibles dans la vallée de la Laussonne, en dessous de la Terrasse). Ils sont à composantes translationnelles dans les formations peu épaisses et rotationnelles dès que les épaisseurs deviennent plus importantes. Des formes de fluage et de déformations plastiques lentes sont également observées. Les caractéristiques mécaniques (c' et ϕ') des formations géologiques et/ou superficielles concernées sont très variables et ne peuvent expliquer seules les formes rencontrées. L'eau semble être un facteur majeur contrôlant le comportement mécanique de ces formations, les faisant passer rapidement d'un état solide à un état visco-plastique. La pente est également un facteur de contrôle fondamental de ces glissements et la stabilité des terrains n'est plus assurée au-delà de 20°. La très forte susceptibilité des terrains nécessite donc de prendre des précautions avant tout projet de travaux publics (exemple du

glissement rotationnel du stade d'Arsac à l'automne 2008 causé en partie par la suppression de la butée de pied du versant -feuille de Cayres- ou des multiples interventions sur le pont de Moulines). Ces glissements lents peuvent également se localiser en haut des versants, légèrement en contrebas des corniches basaltiques sommitales et être à l'origine de désordres importants (entrée nord-ouest du Monastier-sur-Gazeille).

Le secteur central n'est quasiment pas touché par ces phénomènes gravitaires. Deux explications à cet état de fait : i) ce secteur est dépourvu de formations argileuses épaisses susceptibles de générer des glissements et ii) le système de pente, dans les conditions climatiques actuelles, ne permet pas aux dynamiques gravitaires de s'exprimer pleinement. Le relief se limite essentiellement à un vaste plateau (pente faible) surmonté d'éléments volcaniques dont les formes sont globalement adoucies. Notons cependant quelques phénomènes d'éboulements « récents » le long des corniches volcaniques vives comme au sud du Rocher Tourte où on peut observer des phénomènes de décompression et de décollement d'orgues phonolitiques.

Enfin, le secteur oriental de la carte, constitué par le graben des Boutières, est également soumis aux aléas gravitaires de type chutes de blocs et glissements de terrain. De manière générique, les chutes de blocs affectent les parois cristallines intensément fracturées. Les nombreux éboulis phonolitiques qui parsèment les flancs des appareils volcaniques déchaussés sont les témoins de dynamiques de versant passées, actives sous d'autres conditions climatiques. Les chutes de blocs actuelles ne concernent souvent que quelques m³, mais peuvent être à l'origine de désordres sur les infrastructures (routes coupées notamment). Le rôle du gel dans la préparation des matériaux et l'extension des fractures est ici fondamental. Les glissements de terrain concernent essentiellement les formations meubles recouvrant un substrat sain (arène granitique, formation gélifluée à blocs, formation colluviale...). Selon la profondeur de ces formations, les glissements seront de type translationnel (formation peu épaisse) ou rotationnel (formation épaisse). Comme on le voit sur la figure 1, ce sont surtout les communes situées au niveau de la retombée orientale du plateau vellave qui sont touchées (Saint-Martial, Borée, la Rochette, Saint-Clément, Arcens). Cette zone est caractérisée par un système de pentes particulièrement raides lié à l'encaissement des cours d'eau et au déchaussement des appareils volcaniques. De fait, l'important potentiel gravitaire de cette zone la rend particulièrement susceptible aux aléas gravitaires.

En définitive, dans les limites de la carte du Monastier-sur-Gazeille, les vallées de la Laussonne et de la Gazeille, ainsi que la retombée orientale du plateau vellave au niveau du graben des Boutières sont considérés comme des secteurs sensibles aux phénomènes gravitaires. La lithologie et la pente sont les deux paramètres majeurs de contrôle de la susceptibilité des terrains auxquels s'ajoutent des facteurs secondaires comme la connexion aux dynamiques

fluviales. Enfin, un autre facteur contrôle la dynamique temporelle de ces glissements, à savoir l'eau. Les épisodes cévenols de décembre 2003 et novembre 2008, par exemple, ont été générateurs de nombreux départs de glissements par saturation rapide des sols.

Épisodes cévenols

Ce phénomène climatique est une des causes majeures d'excès pluviométriques dans le secteur de la carte (Jubertie, 2001). Il touche l'essentiel de la bordure sud-est du Massif central et intervient surtout à l'automne (octobre-novembre). Les totaux pluviométriques enregistrés aux Estables en 24 h lors de ces événements peuvent dépasser 120 mm. L'épisode de novembre 2008, particulièrement violent, a touché surtout la partie ouest de la carte. La période de retour calculée au Monastier-sur-Gazeille est d'environ 70 ans pour cet événement (fig. 21).

Ces épisodes sont à l'origine de crues violentes et rapides causant des inondations et des réaménagements importants de la morphologie fluviale. L'épisode cévenol de novembre 2008 a causé une crue de la Loire de temps de retour de 50 ans. Comme vu précédemment, ces épisodes sont également générateurs de nombreux départs de glissements ou de réactivations. Comme indiqué sur le diagramme, le plateau d'altitude (Les Estables) est soumis à des extrêmes pluviométriques importants ce qui explique que les temps de retour soient plus bas. En revanche, le secteur occidental, un peu plus abrité et plus bas en altitude, est un peu moins soumis à ces extrêmes pluviométriques, mais subit les crues de la Gazeille et de la Laussonne.

HYDROGÉOLOGIE

La carte du Monastier-sur-Gazeille se caractérise par sa position en tête du bassin de la Loire. Les sources du fleuve sourdent en effet au pied du Mont Gerbier de Jonc situé sur la commune de Sainte-Eulalie (Ardèche). Le secteur est de la carte dépend quant à lui du bassin hydrographique du Rhône.

La combinaison de précipitations météoriques importantes (pluie, neige) couplées à la présence d'horizons perméables dans tous les grands types de formations géologiques identifiées sur la carte, favorise la formation de nappes d'eau souterraines.

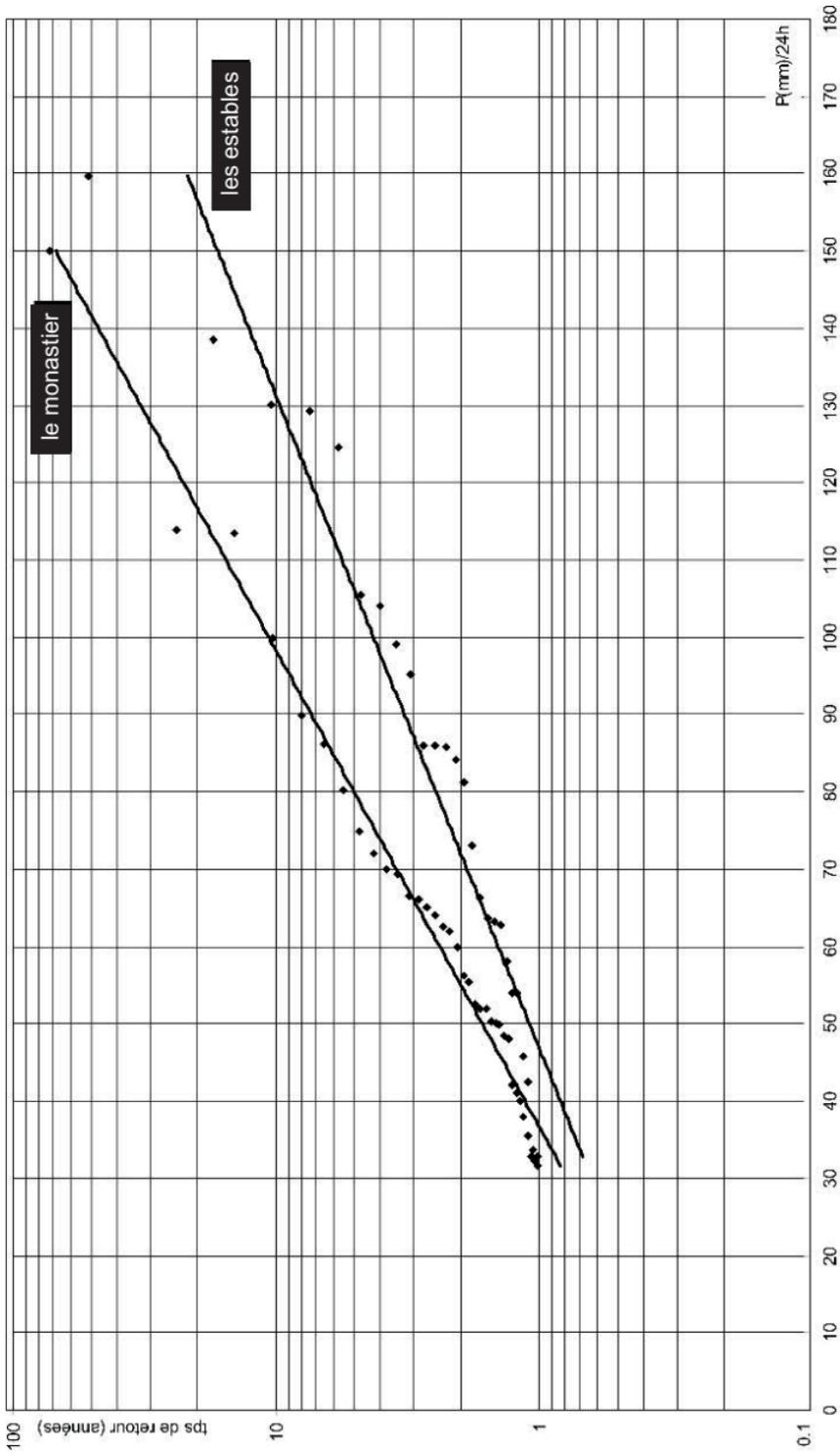


Fig. 21 - Diagramme intensité/fréquence pour les stations Météo France des Estables (1983/2008) et du Monastier-sur-Gazelle (1973-2008)

Ressources en eau des formations volcaniques

Schématiquement, les précipitations météoritiques s'infiltrent en profondeur par les diaclases des laves (circulation fissurale) ou à travers les roches poreuses comme les pyroclastites, les brèches... Elles percolent verticalement jusqu'à ce qu'elles rencontrent un horizon géologique de faible perméabilité qui va constituer le substratum de la nappe. Les eaux souterraines vont ensuite se déplacer de manière subhorizontale jusqu'aux exutoires naturels : fronts de coulées, ruptures de pente.

Différentes formations peuvent jouer le rôle de niveau « imperméable » : une coulée de basalte plus compact, un paléosol qui s'est développé entre deux épanchements laviques, des formations argileuses (une surface ou une semelle de coulée altérée car plus scoriacée, des argiles cénozoïques...) ainsi que le socle.

Les nappes qui se mettent en place dans les empilements volcaniques sont appelées nappes intra-basaltiques, tandis que les nappes apparaissant sous ces derniers sont appelées nappes infra-basaltiques ou sous-basaltiques.

Des forages ont montré qu'il pouvait exister plusieurs niveaux aquifères au sein des empilements de coulées. Les nappes les plus importantes se rencontrent généralement à l'interface entre les formations volcaniques et le socle, dont l'horizon altéré meuble a pu être préservé de l'érosion par les formations sus-jacentes.

Les accumulations locales de cendres, brèches, projections scoriacées, produits de remplissage de maar (formations volcano-sédimentaires ou sédimentaires) peuvent aussi emmagasiner d'importantes quantités d'eau.

Les eaux souterraines issues d'un aquifère volcanique ont un pH proche de la neutralité voire légèrement basique. Leur minéralisation est peu élevée.

Les nappes sont généralement assez vulnérables car l'épaisseur des formations superficielles susceptibles de retarder la migration d'un éventuel polluant vers la zone saturée de l'aquifère, est souvent très réduite. De plus, le transfert vertical de l'eau par les diaclases des laves est rapide. De ce fait, des contaminations bactériologiques sont parfois observées dans certains captages peu profonds.

Certaines formations volcaniques (scories, cendres...) peuvent néanmoins assurer une bonne filtration.

Le volcanisme du **Velay Oriental**, le plus représenté sur la feuille du Monastier, se distingue par la présence de sucs phonolitiques qui se détachent

dans le paysage. Souvent très fissurés dans leurs parties superficielles, ces reliefs recueillent les précipitations météoriques et donnent naissance à de nombreuses petites sources qui sourdent dans des éboulis présents à leur base.

Les empilements de coulées de basaltes formant les plateaux permettent également la mise en place de niveaux aquifères.

Les débits mesurés sont très variables : de quelques litres par minute pour des sources de pied de sucs ou des sources de nappes intra-basaltiques peu profondes, ils peuvent atteindre plusieurs centaines de litres/mn pour des aquifères plus profonds et des bassins d'alimentation étendus.

Les eaux souterraines sont captées pour l'alimentation en eau potable ou pour des usages domestiques ou agricoles (arrosage de jardins, alimentation du bétail...). Le captage se fait soit de façon gravitaire dans le cas de sources émergeant à la faveur d'un niveau imperméable, soit par forage. Le forage d'AEP de Roffiac implanté sur la commune de Saint-Front par exemple, intercepte une nappe intra-basaltique vers 74 m de profondeur.

Les aquifères rencontrés dans les **formations volcaniques du Devès** présentes à l'Ouest de la carte du Monastier, se créent également à la faveur d'un niveau géologique de faible perméabilité entre les coulées basaltiques ou sous les épanchements laviques.

Des tufs peuvent aussi jouer le rôle de substratum imperméable comme au captage d'AEP du Moulin du Rocher (commune de Saint-Martin de Fugères).

Les débits des sources peuvent atteindre plusieurs dizaines de litres par minute : jusqu'à 80 l/mn par exemple pour la source du Bouchet située sur la commune du Monastier.

Les formations volcaniques rattachées au **volcanisme du Bas Vivarais** contiennent également des niveaux aquifères comme en témoignent les sources de Molines (08168X0008) qui donnent naissance à de belles cascades.

Ressources en eau des formations de socle

Les roches constitutives du socle affleurent essentiellement à l'Est et au Sud-Ouest de la feuille du Monastier-sur-Gazeille.

Différents phénomènes (tectonique, altération) ont affecté ces formations postérieurement à leur mise en place permettant ainsi la constitution de niveaux aquifères :

– les horizons altérés meubles (altérites) peuvent emmagasiner les précipitations météoriques et permettre la mise en place de nappes peu profondes.

La perméabilité de ces formations géologiques est relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse ; elles présentent cependant d'importantes capacités d'emmagasinement d'eau souterraine.

Généralement peu étendues, les nappes s'écoulent naturellement par de multiples sources qui apparaissent au pied des ruptures de pentes. Les débits des sources, souvent irréguliers, sont dépendants de la quantité de précipitations météoriques, de l'épaisseur de l'horizon altéré et de l'étendue du bassin d'alimentation.

Un horizon altéré fissuré peut se développer entre les altérites et le socle « sain ».

En effet, l'altération de certains minéraux (biotite par exemple) peut engendrer un réseau de fissures qui décroît avec la profondeur. Lorsqu'elles sont interconnectées, ces fissures permettent à cet horizon d'assurer le stockage de l'eau souterraine.

Les nappes présentes dans les horizons altérés sont usuellement captées pour des usages domestiques (arrosage de jardins...) ou pour l'alimentation en eau potable des communes.

Ces eaux souterraines sont peu minéralisées, agressives et de pH légèrement acide. L'absence de couverture imperméable et la faible profondeur des aquifères rendent ces ressources relativement vulnérables aux pollutions anthropiques. Les épisodes pluvieux intenses peuvent également provoquer une dégradation de la qualité de l'eau captée : apparition de contaminations bactériologiques, turbidité.

Le socle non altéré peut présenter localement des perméabilités élevées au droit des fractures d'origine tectonique. Les capacités de stockage d'eau souterraine profonde du socle sont néanmoins faibles à l'échelle d'un massif.

La physico-chimie de l'eau souterraine circulant dans ces fractures peut être très différente de celle des nappes superficielles. En effet, leur minéralisation est souvent plus élevée et elles peuvent contenir des teneurs importantes en fer, manganèse, arsenic... Elles sont parfois carbo-gazeuses.

Certaines émergences ont été embouteillées comme les sources de la commune de Chanéac « Renaissance » (08164X0015), « Bien-Aimée » (08164X0016) et « Bois Lantal » (08164X0001). Captées par des forages d'une dizaine de mètres de profondeur à proximité de la rivière Azette, l'exploitation

de l'eau minérale a débutée en 1896 par la source Renaissance. L'activité s'est achevée en 1960 avec la fin de l'embouteillage de la source Bien-Aimée. Les débits captés étaient de l'ordre de 3 à 4 l/mn (Dussaud, 2003 ; Ribeyre, 1995).

Plus récemment un forage géothermique de 127 m de profondeur a rencontré une venue d'eau minéralisée, gazeuse et artésienne dans le socle. Réalisé au Sud du village de Lantriac, en rive droite du ruisseau des Rivaux, cet ouvrage a rencontré le socle vers 9 m de profondeur sous des sédiments tertiaires (argiles vertes).

Ressources en eau des formations sédimentaires cénozoïques

Des forages (géothermie, géotechnique) ont montré que les formations sédimentaires pouvaient contenir localement de petites nappes. Les niveaux aquifères sont les horizons sableux et sablo-argileux intercalés entre des marnes vertes et les argiles.

L'eau souterraine peut se rencontrer à des profondeurs variables :

- sub-superficielle au pont de Moulines sur la commune de Lantriac ;
- vers 20 m de profondeur au village de Laussonne ;
- à 100 m de profondeur au droit du Bec de Jat (situé au Nord-Ouest de Laussonne).

Les nappes sont souvent captives, en particulier lorsqu'elles sont situées en profondeur.

Les formations alluviales ne sont pas très développées sur la carte du Monastier. Elles peuvent être localement aquifères comme en témoignent quelques puits exécutés dans ces formations :

- puits Massas situé sur la commune d'Arcens (08168X0001). Cet ouvrage est implanté dans les alluvions de la rivière Eysse et capte une eau très peu minéralisée et de pH acide. L'épaisseur de la zone saturée est très faible ;
- puits de l'Aigue-Nègre (08167X0004) qui recoupe une petite nappe dans les alluvions modernes de l'Aigue-Nègre.

BIBLIOGRAPHIE

- AIT MALEK H. (1997) - Pétrologie, Géochimie et géochronologie U/Pb d'associations acide basiques : exemples du Sud-Est du Velay (Massif central français) et de l'anti-Atlas occidental (Maroc). Thèse doctorat de l'INPL, Univ. Nancy, 297 p. (unpublished).

- ALLÉE Ph. (2003) - Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (Limousin, hautes Cévennes, Maures). Contribution à l'étude des discontinuités spatio-temporelles dans le fonctionnement du système bassin versant. Habilitation à Diriger des Recherches, vol. 2 : dossier scientifique, Univ. de Limoges, 451 p.
- ARCHIVES DÉPARTEMENTALES DE L'ARDÈCHE : Série S (mines).
- ARCHIVES DÉPARTEMENTALES DE LA HAUTE-LOIRE : Série S (mines).
- ARNAUD F. (1997) - Analyse structurale et thermo-barométrique d'un système de chevauchements varisque: les Cévennes centrales (Massif Central français). Microstructures et mécanismes de déformation dans les zones de cisaillement schisteuses. Thèse 3^e cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, *Documents du BRGM*, 286, 351 p.
- ARNAUD F., BURG J.-P. (1993) - Microstructures des mylonites schisteuses : cartographie des chevauchements varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 317, p. 1441-1447.
- BAILEY D.-K., SCHAIRER J.-F. (1964) - Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids - the orthoclase effect. *Am. J. Sci.* 262 p. 1198-1206.
- BARBEY P., MARIGNAC C., MONTEL J.-M., MACAUDIÈRE J., GASQUET D., JABBORI J. (1999) - Cordierite growth texture and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif central, France). *J. Petrol.* 40, p. 1425-1441.
- BATARD F. (1974) - Les feldspaths dans les roches volcaniques différenciées du Massif central français. Thèse de 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand.
- BATARD F., MERGOIL-DANIEL J., MERGOIL J. (1977) - Calcite et rôle possible du CO₂ dans la genèse des roches hyperalkalines et agpaïtiques du Velay oriental (Haute-Loire, Massif central français). *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 100, p. 343-357.
- BAULIG H. (1928) - Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Thèse, A. Colin, 592 p.
- BERGER E.-T. (1973) - Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse de 3^e cycle, Université Paris sud Orsay, 2 t., 402 p.
- BERGER E.-T. (1981) - Enclaves ultramafiques, mégacristaux et leurs basaltes-hôtes en contexte océanique (Pacifique sud) et continental (Massif central français). Thèse d'Etat, Université Paris sud Orsay, 470 p., 92 p. d'annexes.
- BERGER E.-T., PRINZHOFER A. (1977d) - Géologie du maar de Borée (Ardèche). Pétrologie comparée de ses enclaves de péridotites et de celles d'autres gisements. Mémoire École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 90 p.
- BERGER E.-T. (1973) - Le volcanisme récent de l'Ardèche. Thèse, Univ. Paris 11 Orsay.

- BERGER E.-T. (1978) - Origine cumulative des enclaves de péridotite à structure pœcilitique et tabulaire à gros grains, comparaison avec les tectonites. *Bull. Mineral.* 101, p. 506-514.
- BERGER E.-T., PRINZHOFER A. (1977) - Géologie du maar de Borée (Ardèche) : pétrologie comparée de ses enclaves de péridotite et de celles d'autres gisements. Mémoire MNSM Paris.
- BERTRAND-ROUX (dit DE DOUE) J.-M. (1823) - Description géognostique des environs du Puy. F.-G. Levrault, édit. Paris.
- BICHAND D. (1971) - Étude de quelques problèmes méthodologiques et techniques du paléomagnétisme des roches sédimentaires. Application à l'étude d'une formation lacustre d'âge moi-pliocène du Velay. *Ann. géophys.*, t. 27, n° 3, p. 311.
- BLANC Y., MERGOIL-DANIEL J., TEMPIER P. (1973) - Découverte de néphéline en mégacristaux et d'enclaves à néphéline et anorthose dans des projections volcaniques du Devès (Haute-Loire, France). *Bull. Mineral.* 96, p. 388-391.
- BLÈS J.-L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989) - Successive post-varisan stress fields in the European plate (French Massif central and its borders): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics* 169, p. 79-111.
- BOIVIN P. (1980) - Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à une atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull. Mineral.* 103 p. 491-502.
- BOIVIN P. (1982) - Interaction entre magmas basaltiques et manteau supérieur : arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemples du Devès (Massif central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse Doc. État, Université de Clermont-Ferrand.
- BONHOMMET N. (1972) - Sur la direction d'aimantation des laves de la chaîne des Puys et le comportement du champ terrestre en France au cours de l'événement Lachamp. Thèse d'État, Univ. Strasbourg.
- BOULANGER M.-C. (1844) - Statistique géologique et minéralurgique du département de l'Allier, Desrosiers P.-A., Moulins, 482 p.
- BOULE M. (1892) - Description géologique du Velay. Thèse, Ministère des Travaux Publics, Bulletin des Services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines, n° 28, t. IV (1892-1893), Baudry, Paris, 259 p.
- BOULE M. (1893) - Notice de la carte géologique du Puy au 1/80 000. 1^{re} éd.
- BOULE M. (1893) - Description géologique du Velay. Thèse. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n° 28.
- BOUT P. (1963) - Le quaternaire du bassin supérieur de la Loire, du bassin moyen et supérieur de l'Allier et de leurs marges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. V, p. 472-482.
- BOUT P. (1973) - Les volcans du Velay. Brioude, Watel édit., 287 p., 65 fig.

- BOUT P., FORESTIER F.-H. (1967) - Carte géologique de la France à 1/80 000. Le Puy, 3^e édition, *Serv. Carte géol. Fr.*
- BOUT P. (1960) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse Doct. Etat., Université de Clermont-Ferrand.
- BRESSY C., FERNANDES P., AFFOLTER J., PIBOULE M., SÉRONIE-VIVIEN M.-R. (2010) - Ressources en silex de la région Rhône-Alpes : un état des connaissances. *In* Silex et territoires préhistoriques, avancées des recherches dans le Midi de la France, Les cahiers de Géopré ? n° 1, Publication électronique, p. 2-11.
- BURG J.-P., MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Stuttgart 109, p. 429-460.
- BURG J.-P., VANDERHAEGHE O. (1993) - Structures and way-up criteria in migmatites, with application to the Velay dome (French Massif central). *J. Struct. Geol.* 15, p. 1293-1301.
- CAEN VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) - Âge radiométrique des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay. (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris* 294, p. 135-138.
- CARON C., LANCELOT J.-R., MALUSKI H. (1991) - A paired ⁴⁰Ar-³⁹Ar and U-Pb radiometric analysis applied to the variscan Cévennes, French Massif central. EUG Strasbourg, *Terra Abstr.* 3, 205 p.
- CHARRE J.-P. (1966) - Le rebord oriental du Massif central de Tournon à La Voulte. *Rev. géogr. alpine*, t. 54, fasc. 3, p. 415-441.
- CHARRE J.-P., GRANGEON P. (1967) - Quelques plantes fossiles trouvées dans les argiles de Cornuscles (Ardèche). *Bull. Soc. linnéenne Lyon*, 36^e année, n° 1, p. 18-28.
- CHAUVEL C., JAHN B.-M. (1984) - Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif central, France. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, p. 93-110.
- CHAZOT G., BERTRAND H., MERGOIL J., SHEPPARD S.-M.-F. (2003) - Mingling of immiscible dolomite carbonatite and trachyte in tuffs from the Massif Central, France. *J. Petrol.*, 44 (10) p. 1917-1936.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1968) - Extension des séries cristallophyliennes andalousite-cordiérite et à disthène-staurotite dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, p. 613-617.
- CLEMENS J.-D., VIELZEUF D. (1987) - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, p. 287-306.
- COISY P. (1977) - Structure et chimisme des péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. Modèle géodynamique du manteau supérieur. Thèse de 3^e cycle, Univ. Nantes.

- COISY P., NICOLAS A. (1978a) - Regional structure and geodynamics of the upper mantle beneath the Massif central. *Nature* 274, p. 429-432.
- COISY P., NICOLAS A. (1978b) - Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Mineral.* 4, p. 424-436.
- COSTA S., REY P. (1995) - Lower crustal rejuvenation and growth during post thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology*, 23, p. 905-908.
- COUTHURES J., ABLIN D., BLANC A. (1989a) - Stratigraphie et paléoenvironnement de Souteyros, nouveau gisement paléontologique miocène supérieur du Velay oriental (vallon de l'Aubépin, massif du Mézenc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 6 p.
- COUTHURES J. (1990) - Notice explicative carte géologique du Velay (Synthèse 1/100 000). BRGM.
- DALLAIN C., SCHULMANN K., LEDRU P. (1999) - Textural evolution in the transition from subsolidus annealing to melting process, Velay dome, French Massif central. *J. Metamorph. Geol.* 17, p. 61-74.
- DALMAS J.-B. (1872) - Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche et une partie de la Haute-Loire. Savy édit., Paris.
- DE GENSANNE A. (1777) - Histoire naturelle de la province de Languedoc. Rigaud-Pons et Cie édit., Montpellier.
- DEFIVE E. (2012) - L'évolution historique des versants et des talwegs aux têtes amont du réseau hydrographique en contexte montagnard cristallin et volcanique : l'exemple du Velay (Sud-Est du Massif central, France). Contrôle climatique, contrôle anthropique ? premiers résultats. In Variabilité spatiale des environnements quaternaires. Contraintes, échelles et temporalités. Programme et résumés. Colloque Q8, Clermont-Ferrand, 29 février-2 mars 2012, p. 160.
- DEFIVE E. (2010) - L'évolution post-glaciaire et holocène des versants sur les hauts plateaux du Velay oriental : facteurs naturels et rôle de l'anthropisation, première approche. In Développement durable des territoires : de la mobilisation des acteurs aux démarches participatives. Sixième colloque franco-polonais, Ricard Daniel (dir.), CERAMAC n° 28, Presse Universitaires Blaise Pascal, p. 395-410.
- DEFIVE E. (1996) - L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieur de la Loire. Contribution à l'étude des rythmes d'évolution géomorphologique en moyenne montagne volcanisée. Thèse, Univ. Paris I, 577 p.
- DE SAPORTA G. (1870) - Remarques sur la flore des Arkoses de Brives. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, (t. XXVI), 1078 p.

- DESCHAMPS M. (1973) - Étude géologique du sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse de 3^e cycle., Université Paris IV, 1270 p.
- DEVILLE J. (1986) - Le massif volcanique du Mézenc-Meygal en Haute-Loire. Per Lous Chamis édit., Le Puy-en-Velay.
- DIDIER J. (1973) - Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites, vol. 2. *Developments in Petrology Series*, vol. 3. Elsevier, Amsterdam, p. 37-56.
- DORMOY C. (2006) - Expertise dendrochronologique d'un bois provenant d'une coupe proche de la Chartreuse de Bonnefoy au Béage (07630). Archéolabs réf. ARC 06/R3357D/2.
- DOWNES H. (1983) - The petrogenesis of coexisting saturated and undersaturated continental alkaline magma series. PhD Thesis, Leeds University.
- DOWNES H., DUPUY C. (1987) - Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif central, France. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 82 p. 121-135.
- DUPRAZ J., DIDIER J. (1988) - Le complexe anatectique du Velay (Massif central français) : structure d'ensemble et évolution géologique. *Geol. Fr.* 4, p. 73-87.
- DUSSAUD J. (2003) - Histoire des eaux minérales dans le canton de Saint-Martin-de-Valamas. Les Cahiers du Mézenc, n° 15, p. 79-84.
- 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, p. 791-796.
- ENGLAND P.-C., THOMPSON A. (1986) - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental zones. In: M. Coward and A. Ries (Editors), *Collision Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub.* 19, p. 83-94.
- ESCHENBRENNER V. (1986) - Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. Cahiers de l'ORSTOM, série Pédologie, 22 (4), p. 397-408.
- ETLICHER B. (1990) - Observations sur la dynamique actuelle des versants dans l'Est du Massif central. Mél. Derruau. p. 535-544.
- ETLICHER B. (1991) - « Paléoenvironnements en Forez et Velay – Vivarais ». Actes des symposiums 11 et 17 de la 5^e RST, Clermont-Ferrand, p. 101-113.
- ETLICHER B. (2004) - Les chirats de la bordure orientale du Massif central Français : un paysage marqué par la macrogéolifraction dans les socles. *Bull. AFDP*, Paris, 21 p.
- ETLICHER B. (2005) - Physical geography of western Europe: chap. 13. French and Belgian Uplands. In Koster Ed., Oxford University Press, 45 p. (parution mai 2005).

- 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 d'État publiée par le Centre d'Études Foréziennes, Saint-Étienne, 681 p.
- ETLICHER B., DE GOER DE HERVE A. (1989) - La déglaciation wurmienne dans le Massif central français, le point des travaux récents. *Bull. de l'AFEQ* n° 2/3, p. 103-110.
- FAUJAS DE SAINT FOND B. (1778) - Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, avec un discours sur les volcans brulants, des mémoires analytiques sur les schorb, la zéolite, la pouzzolane, le basalte, les laves et les différentes substances qui s'y trouvent engagées. Grenoble, Cuchet Ed., 460 p.
- FEL A. (1962) - Les Hautes terres du Massif central, tradition paysanne et économie agricole. Paris, PUF, 340 p.
- FERNANDES P. (2012) - Itinéraires et transformation du silex : une pétroarchéologie refondée, application au Paléolithique moyen. Thèse, Université Bordeaux 1, 623 p.
- FERNANDES P., RAYNAL J.-P. (2010) - Silex : une pétroarchéologie refondée. *In* Silex et territoires préhistoriques, avancées des recherches dans le Midi de la France, Les cahiers de Géopré ? n° 1, Publication électronique, p. 68-81.
- FEYBESSE J.-L., TURLAND M., NEHLIG P., ALSAC C., MERCIER-BATARD F., PÉRICHAUD J.-J., VIALARON C., DE BAYLE DES HERMENS R. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Yssingaux (792). Orléans : BRGM, 145 p. Carte géologique par Feybesse J.-L., Turland M., Nehlig P., Capdevilla R., Alsac C., Dagain J., Mergoil J., Werth F. (1998).
- FEYBESSE J.-L., COUTURIÉ J.-P., LEDRU P., JOHAN V. (1995) - Les granites de la Margeride, de Chambon le Château et de Saint-Cristophe : des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Geol. Fr.* 1, p. 27-45.
- FOURIS M. (1989) - Les sites villafranchiens du Devès et les basaltes de la vallée de l'Allier : application de la méthode K/Ar. Thèse de Doctorat, Université Clermont-Ferrand II, 206 p.
- FOURNIER M. (1998) - Les dynamiques industrielles d'une moyenne montagne. Innovation, initiatives en Auvergne et Velay. Association des Publications de la Faculté des Lettres et Sciences humaines de Clermont-Ferrand (France), Nouvelle série, fascicule 47, 449 p.
- FOURNIER M. (1995) - Les industries rurales de l'Auvergne et du Velay. Innovation et innovateurs dans la moyenne montagne du Massif central. Thèse de Doctorat d'Université, Université Blaise Pascal et CERAMAC, 378 p. plus notes.
- GABIS V. (1963) - Étude minéralogique et géochimique de la série sédimentaire oligocène du Velay. *Bull. Soc. Fr. Min. Cristall.*, LXXXVI, p. 315-354.

- 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 tectonométamorphique polyphasée. *C. R. Acad. Sci. Paris* 310, p. 233-240.
- GARDIEN V., LARDEAUX J.-M. (1991) - Découvertes d'éclogites dans la synforme de Maclas : extension de l'Unité Supérieure des Gneiss à l'Est du Massif central. *C. R. Acad. Sci. Paris* 312, p. 61-68.
- GARNIER-SILLAM E., VILLEMEN G., TOUTAIN F., RENOUX J. (1985) - Formation de micro-agregats organo-minéraux dans les feces de termites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, III, 301, p. 213-218.
- GENISE J.-F., BOWN T.-M. (1994) - New trace fossils of termites (insecta: isoptera) from the late Eocene-Early Miocene of Egypt, and the reconstruction of the ancient isopteran social behavior. *Ichnos*, 3, p. 155-183.
- GIARDINI D., JIMENEZ M.-J., GRÜNTAL G. (2003) - European-Mediterranean seismic hazard map – ESC-SESAME, map, scale 1:5 000 000.
- GODARD A. (1975) - Arènes litées et convois limoneux à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. Mélanges offerts à G. Viers, p. 283-298, Études géographiques, Université de Toulouse Le Mirail.
- GODARD A. (1979) - Les problèmes posés par l'association arènes déplacées/formations limoneuses à blocs sur les versants cristallins des massifs anciens. Colloque table ronde sur les formations de versants hétérogènes, Caen, mars 1979, *Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS*, 24, p. 5-14.
- GOER DE HERVE A. (1997) - Volcans d'Auvergne, la menace d'une éruption ? Editions Ouest-France et Parc des Volcans d'Auvergne, 64 p.
- GRANET M., STOLL G., DOREL J., POUPINET G., ACHAUER U. (1993) - A new model of the lithosphere-asthenosphere system beneath Massif central (France) from P-delay time tomography. EUG VII - Strasbourg, *Terra Abstract*, 1, 5, A10 (2), 95 p.
- GRANGEON P. (1952) - Étude du gisement de plantes fossiles tertiaires de l'Aubépin (Haute-Loire). *Rev. Sci. nat. Auvergne*, vol. 24, fasc. 1-4.
- GRANGEON P. (1953) - La flore pontienne de Gourgouras (Ardèche). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, t. 3, p. 303-320.
- GUERIN G., GILLOT P.-Y. (2007) - Nouveaux éléments de chronologie du volcanisme Pléistocène du bas Vivarais (Ardèche, France) par thermoluminescence. *C. R. Geoscience*, 339, p. 40-49.
- GUÉRIN G. (1983) - La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI.
- GUIBOURDENCHE H., PICHERAL D. (2004 réédition) - Les Boutières. Édition Mémoire d'Ardèche et Temps Présent, coll. « Pays d'Ardèche », 220 p.
- HODGES S. (1991) - Petrogenesis of the phonolitic rocks of the Velay Oriental, France. PhD, Oxford University.

- HRADECKY J., Panek T., Klimova R. (2007) - Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). *Landslides* 4, 453-62 DOI 10.1007/s10346-006-0052-1, Received: 10 April 2006, Accepted: 20 June 2006, Published online: 5 October 2006, Springer-Verlag 2006.
- HUERTA A., ROYDEN L., HODGES K. (1998) - The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B7): doi: 10.1029/98JB00593.
- IRVING A.-J. (1978) - Flow crystallisation: a mechanism for fractionation of primary magmas at mantle pressures. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 59, p. 1214.
- JUBERTIE F. (2006) - Les excès climatiques dans le Massif central français : L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne - Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Thèse de doctorat, 461 p.
- KIEFFER G. (1962) - Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif central et sur leurs bordures par les enseignements des coulées de lave. Thèse de 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand, Institut de géographie, 295 p.
- LACOMBAT F. (2009) - « Le Rhinocéros de l'Aubépin ». In « La vallée de l'Aubépin », exposition réalisée par l'association Les Amis du Mézenc, contribution au 10^e panneau.
- LACOMBAT F. (dir.) (2005) - Les grands Mammifères fossiles du Velay. Les collections paléontologiques du Plio-Pléistocène du musée Crozatier – Le Puy-en-Velay. *Annales des Amis du musée Crozatier*, n° 13/14, 2004-2005, 208 p.
- LAGARDE J.-L., DALLAIN C., LEDRU P., COURRIOUX G. (1994) - Deformation localization with laterally expanding anatectic granites: hercynian granites of the Velay, French Massif Central. *J. Struct., Géol.* 16, p. 839-852.
- LARDEAUX J.-M., LEDRU P., DANIEL I., DUCHÈNE S. (2001) - The variscan French Massif Central a new addition to the ultra-high pressure metamorphic "club": exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 342 (2001) p. 207-237.
- LARQUÉ P., WEBER F. (1978) - Séquences sédimentaires et lithostratigraphie de la série paléogène du Velay. *Sciences Géologiques*, 31, (4), p. 151-155
- LARQUÉ P., LEPRUN J.-C., WEBER F. (1980) - Deux paléosols à pédogenèses différentes dans les sédiments continentaux paléogènes du bassin du Puy-en-Velay (Massif central français). *Sciences Géologiques*, 33, (2), p. 81-92.
- LAUMONIER B., MARIGNAC C., CHEILLETZ A., MACAUDIÈRE J. (1991) - Relations entre tectoniques superposées, migmatitisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, p. 937-944.

- LAUNAY (de) L. (1892-93) - Étude sur le plateau central. I. la vallée du Cher dans la région de Montluçon. *Bull. serv. carte geol. Fr.*, 30, p. 289-328.
- LE GRIEL A. (1988) - L'évolution géomorphologique du Massif central français. Essai sur la genèse d'un relief. Thèse Lettres, Univ. Lyon II, 3 t., 768 p.
- LE ROY LADURIE E. (2009) (4^e éd. ; 1^{re} éd. 1967) - Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, coll. « Champs histoire », 2 t., 255 p.
- LECOQC H. (1867) - Les époques géologiques de l'Auvergne. Paris, Baillièrre Ed., 5 vol.
- LEDRU P., COURRIOUX G., DALLAIN C., LARDEAUX J.-M., MONTEL J.-M., VANDERHAEGHE O., VITEL G. (2001) - The Velay dome (French Massif central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics*, 342 (2001) p. 207-237.
- LEDRU P., AUTRAN A., SANTALLIER D. (1994a) - Lithostratigraphy of variscan terranes in the French Massif central: a basis for paleogeographical reconstruction. In: Keppie J.-D. (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. *Springer-Verlag*, p. 276-288.
- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994b) - Structure. In: Keppie J.-D. (Ed.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. *Springer-Verlag*, p. 305-323.
- LEYRELOUP A. (1973) - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granite et série charnockitique. Thèse de 3^e cycle, Univ. Nantes.
- MAAMAR B. (1991) - Relations structurales micas-pyroxènes-amphiboles et transformations mutuelles : expérimentation et modélisation. Thèse Doc, Minéralogie, Université Clermont-Ferrand.
- MACAUDIÈRE J., BARBEY P., JABBORI J., MARIGNAC C. (1992) - Le stade initial de fusion dans le développement des dômes anatectiques: le dôme du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1761-1767.
- MAGNY M. (1995) - Une histoire du climat. Des derniers mammouths au siècle de l'automobile. Éditions Errance, Paris, collection des Hespérides, 176 p.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Étienne upper Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-149.
- MATTE P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MEDD (2002) - Article R563-4 du code l'environnement relatif aux zonages sismiques, carte en annexe.
- MERGOIL J., BOIVIN P. (1993) - Le Velay, son volcanisme et les formations associées. Notice de la carte à 1/100 000. *Géologie de la France*, 3, 96 p., carte hors texte.

- MERGOIL-DANIEL J., LABERNARDIÈRE H., MAISONNEUVE J. (1986) - Episyénites-fénites et sources d'uranium. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 302, (2), 5 p. 227-232.
- MERGOIL-DANIEL J., MAAMAR B., PROVOST A., ROBERT J.-L. (1991) - Biotite - Magnesio-arfvedsonite: cristallochemical mechanism of a metasomatic transition. EUG VI, Strasbourg.
- MIRGON C., RENAULT O., FRÉCAUT C., PLUSQUELLEC N. (2006) - Inventaire départemental des mouvements de terrain de l'Ardèche – rapport BRGM/RP-54394-FR, 137 p.
- MONTEL J.-M. (1985) - Xénolithes peralumineux dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif central français). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardihercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, p. 615-620.
- MONTEL J.-M., ABDELGHAFAR R. (1993) - Les granites tardi-migmatitiques du Velay (Massif central): principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie de la France* 1, p. 15-28.
- MONTEL J.-M., BOULOTON J., VESCHAMBRE M., PELLIER C., CERET K. (2002) - Âges stéphaniens des microgranites du Velay (Massif central français). *Géologie de la France*, n° 1, p. 15-20, 2.
- 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. Metamorph. Geol.*, 10, p. 1-15.
- MONTEL J.-M., WEBER C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1986) - Thermobarométrie du domaine anatectique du Velay (Massif central français) et conditions de genèse des granites tardi-migmatitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, p. 647-652.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif central). *Eur. J. Mineral.*, 9, p. 141-156.
- NAUD G. (1988) - Pierres vivantes. Les Cahiers du Mézenc, n° 1, p. 9-19.
- NAUD G. (1989) - Histoire du pays des lacs et des rivières. Les Cahiers du Mézenc, n° 2, p. 85-95.
- NEBOIT R., VEYRET Y. (1976) - Sur l'existence de formes d'origine glaciaire dans le massif du Mézenc (Massif central français). *C. R. Soc. geol. Fr.*, fasc. 3, p. 94-95.
- NICOLAS A., LUCAZEAU F., BAYER R. (1986) - Peridotite xenoliths in Massif central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism. In Nixon, P.H. ed. *Mantle Xenoliths*, Wiley, Chichester.
- PATIÑO DOUCE A.-E., JOHNSTON A.-D. (1990) - Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, p. 202-218.

- PERRIER G., RUEGG J.-C. (1973) - Structure profonde du Massif central français. *Ann. Geophys.*, 29, 4, p. 435-502.
- PIN C., DUTHOU J.-L. (1990) - Sources of Hercynian granitoids from the French Massif central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chem. Geol.* 83, p. 281-296.
- PIN C., VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93, p. 47-74.
- POIRAUD A. (2007) - Instabilité des versants dans le bassin tertiaire du Puy : facteurs de contrôle et cartographie des susceptibilités dans le cadre du risque « mouvement de terrain ». Mémoire de Master 2, Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand II et Laboratoire Géolab, UMR 6042, CNRS ; 58 p.
- POIRAUD A. (2012) - Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay. Approche géomorphologique, cartographie de l'aléa et prospectives. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II.
- POIRAUD A., DEFIVE E. (2012) - Morphology and geomorphological significance of relict landslides in the Tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif central, France). Géomorphologie, à paraître dans le numéro 2.
- POIZAT M., ROUSSET Cl. (1975) - Les calottes de glace quaternaires des Monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 2, XVII, fasc. 2, p. 171-190, 11 fig.
- PONS A. (1968) - Analyse pollinique et datation des argiles de Cornuscles (Ardèche). *Ann. fac. Sci. Marseille*, t. XLI, p. 157-164.
- PRÉVOT M. (1975) - Magnétisme et minéralogie magnétique des roches néogènes et quaternaires, contribution au paléomagnétisme et à la géologie du Velay. Thèse Doct. État, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- PRÉVOT M., DALRYMPLE G.-B. (1971) - Âge potassium-argon et polarité magnétique des roches volcaniques mio-pliocènes du Velay (Massif central français) : essai de chronostratigraphie fine. *Ann. Geophys.*, 27, 3 p. 423-427.
- QUESNEL F., PROST A.-E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THÉVENIAUT H., MAGET P., BARBARAND J., CRIBELLIER C. (2009) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Chateauferrand (595). BRGM, Orléans, 139 p.
- RAYOT V. (1994) - Altérations du Centre de l'Australie : rôle des solutions salines dans la genèse des silcrètes et des profils blanchis. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, mémoire des Sciences de la Terre, 22, 142 p.
- REUMAUX E. (2002) - La mise en place d'une forêt domaniale au mont Mézenc (1860-1914), point culminant d'Ardèche et de Haute-Loire. Maîtrise d'histoire contemporaine, Univ. Grenoble II.
- RENAULT O., ROUZAIRE D. (2005) - Inventaire départemental des mouvements de terrain de la Haute-Loire – rapport BRGM/RP-53786, 76 p.

- REY P., VANDERHAEGHE O., TEYSSIER C. (1997) - Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342, p. 435-449.
- RIBEYRE J.-C. (1995) - L'aigadas Arcens parmi les autres. Les Cahiers du Mézenc, n° 7, p. 9-22.
- RICORDEL C. (2007) - Datations par paléomagnétisme des paléoalterations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Spécialité "dynamique et ressources des bassins sédimentaires". Thèse de 3^e cycle, École des Mines de Paris, 172 p.
- RICRODEL-PROGNON C., LAGROIX F., MOREAU M.-G., THIRY M. (2010) - Lateritic paleoweathering profiles in french Massif central: paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research*, 115, 19 p.
- R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ 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 hyper alumineux dans le Massif central français. *C. R. Acad. Sci., Paris* 311, p. 845-850.
- ROCHETTE P., BERTRAND H., BRAUN C., BERGER E. (1993) - La province volcanique pléistocène supérieure du Bas Vivarais (Ardèche, France) : propagation de fentes crustales en échelons ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, p. 913-920.
- ROCHETTE P., BERTRAND H., BRAUN C., BERGER E. (1993) - La province volcanique Pléistocène supérieur du Bas-Vivarais (Ardèche, France) : propagation de fentes crustales en échelons ? *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 316 p. 913-920.
- ROIG J.-Y., FAURE M. (1995) - La déformation du quartz dans un pluton syntectonique mis en place pendant l'extension Carbonifère supérieur du Massif Central français (le leucogranite de Chambles, Massif du Velay). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, p. 789-796.
- ROSSI Ph., COCHERIE A., FANNING C.-M., DELOULE E. (2006) - Variscan to eo-Alpine events recorded in European lower-crust zircons sampled from the French Massif central and Corsica, France. *Lithos*, 87, p. 235-260.
- SABATIER H. (1984) - Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif central français : une association particulière de roches grenues et basiques : étude pétrographique. Mémoire de thèse, doctorat d'État, Université Paris VI, 2 vol., 606 p.
- SANIAL B., PRADIER J.-F. (1997) - L'abbaye et l'église abbatiale Saint-Théofrède du Monastier-sur-Gazeille. Les Cahiers du Mézenc, n° 9, p. 49-56.
- SERRE F. (2001) - La neige dans le Massif central. Une contrainte pour la gestion des territoires ? Clermont-Ferrand, Presses Universitaires Blaise Pascal, Coll. « Nature et Sociétés », 203 p.

- SIMANDOUX J. (2008) - Dynamique contemporaine des paysages végétaux dans le massif du Mézenc (Massif central). Caractérisation des modalités et des vitesses de colonisation des ligneux hauts. Mémoire de Master Géoenvironnement 2^e année, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II et Laboratoire Géolab UMR 6042 CNRS, 94 p.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) - Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C. R. Acad. sci., Paris, Sci. Terre et des planètes*, 330 (10), p. 693-700.
- THIRY M., SCHMITT J.-M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) - Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure nord du Massif central. *Revue de géologie physique et géologie dynamique*, 24, p. 381-395.
- THIRY M., TURLAND M. (1985) - Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domerat). *Géologie de la France*, 2, p. 175-192
- THOMPSON A.-B., CONNOLLY J.-A.-D. (1995) - Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *J. Geophys. Res.* 100, p. 15565-15579.
- TORCAPEL M. (1881-1882) - « Le plateau des Coirons ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), X, p. 406-421.
- TRIMOULLA J.-P. (1970) - « Le Mont Mézenc ». Cahiers de la Haute-Loire, p. 229-235.
- TURLAND M., LARQUÉ P., SUDRE J., VIANEY-LIAUD M., WEBER F. (1993) - Confirmation paléontologique du passage latéral des Calcaires de Ronzon aux Sables de la Laussonne dans le Stampien inférieur (Sannoisien) du bassin du Puy-en-Velay (Massif central). *Géologie de la France*, 1, p. 71-76
- VALADAS B. (1984) - Les hautes terres du Massif central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris I Panthéon-Sorbonne, soutenue le 6 mai 1983, 2 t., 927 p.
- VANDERHAEGHE O., BURG J.-P., TEYSSIER C. (1999) - Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. In: Ring U., Brandon M.-T., Lister G.-S., Willett S.-D. (Eds.), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion Geological Society, London, Special Publications*, vol. 154, p. 181-204.
- 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, Univ. Paris I, 2 t.

- VILLEMANT B., JORON J.-L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R., BROUSSE R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). II. *Géochimie. Bull. Mineral.*, 103 p. 267-286.
- VILLEMANT B., TREUIL M. (1983) - Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay ; comparaison avec la Chaîne des Puys (Massif central, France). *Bull. Mineral.*, 106 p. 465-486.
- VILMINOT J.-C. (1965) - Les enclaves de péridotite et de pyroxénolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lyon. (La chaîne du Devès, Haute-Loire). *Bull. Mineral.*, 88 p. 109-118.
- WEISBROD A., PICHAVANT M., MARIGNAC C., MACAUDIÈRE J., LEROY J. (1980) - Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectonométamorphique tardi-hercynienne dans les Cévennes médianes, Massif central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, p. 665-668.
- WIELEMAKER W.-G (1984) - Soil formation by termites a study in the kisii area, kenya. phd thesis, department of soil sciences and geology, agricultural university, wageningen, (xii), 132 p.
- WILLIAMSON B.-J., DOWNES H., THIRLWALL M.-F. (1992) - The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83, p. 235-245.
- WYNS R. (2003) - Fissuration profonde induite par l'altération processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération. 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, France, 14-16 octobre 2003. Livre des résumés, Publ ASF, Paris, 38, p. 529-530.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 175, n° 1, p. 21-34.

Carte géologique à 1/50 000 Le Monastier-sur-Gazeille

Présentation géographique et géomorphologique générale : E. Defive.

Présentation géologique socle : G. Courrioux.

Formations superficielles : E. Defive.

Volcanisme : Y. Meinard & E. Defive.

Formations cénozoïques : A. Poiraud.

Socle : G. Courrioux.

Histoire géologique : G Courrioux, Y. Meinard, E. Defive.

Hydrogéologie : C. Bertin.

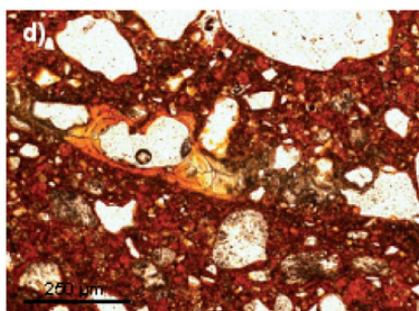
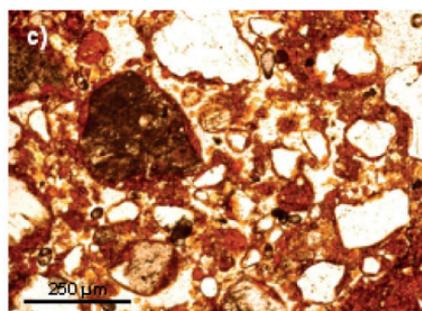
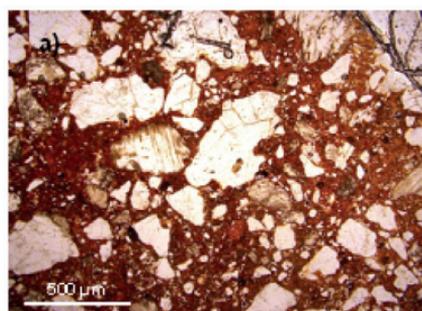


Fig. 1 - Matrice et grains de squelettes des grès rouges de La Collang

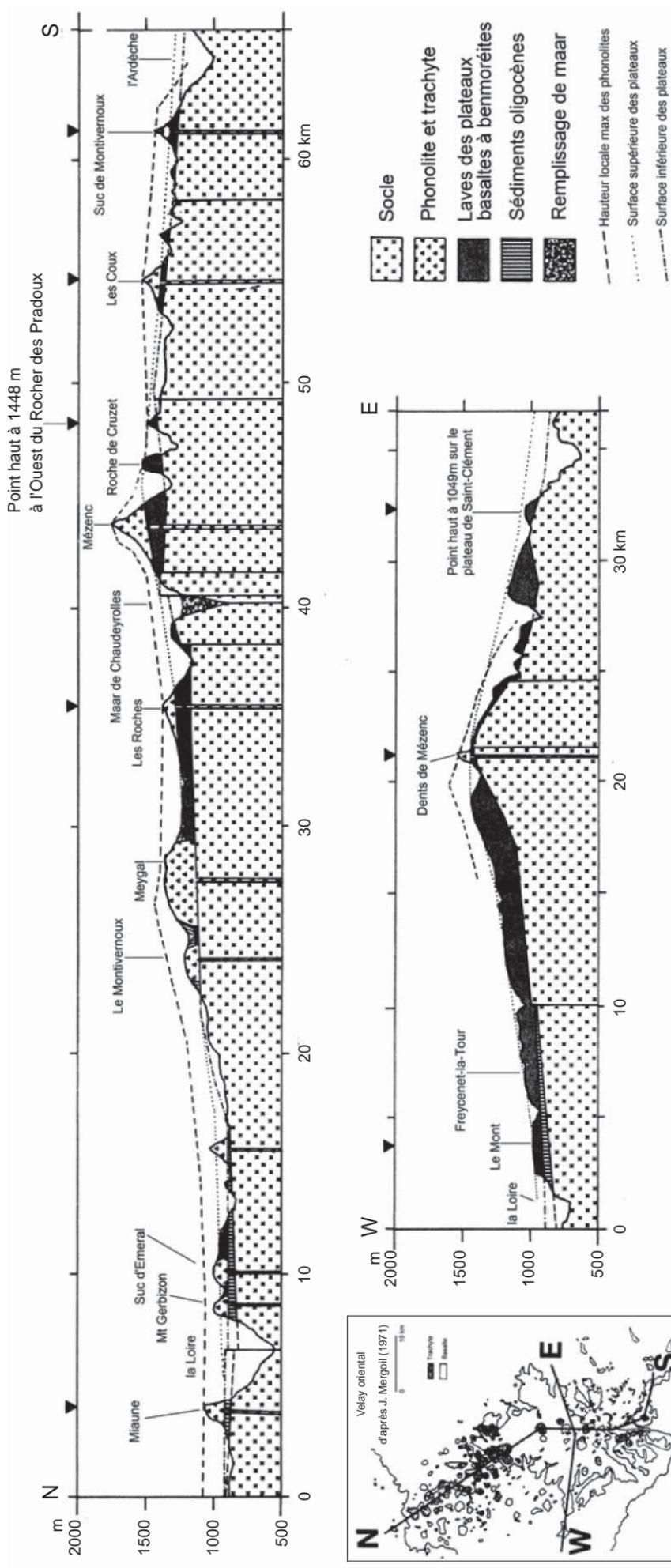


Fig. 6 - Coupes à travers le plateau du Mézenc (Hodges, 1991)

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000

