

Découverte d'un paléosol néogène dans les Monts du Forez au sein du complexe volcanique de Montclaret-Fontvial : conséquences morpho-tectoniques régionales*

Marie-Christine GERBE (1)

Henri GONORD (1)

Essaïd BILAL (2)

Discovery of a Neogene paleosol within the Montclaret-Fontvial volcanic complex of the Forez Mountains: inferences

Géologie de la France, n°2, 2000, pp. 59-69, 5 fig., 1 tabl., 1 pl. photo.

Mots-clés : Paléosol, Sol rouge, Néogène, Basalte, Analyse éléments majeurs, Paléoclimat, Loire (Monts du Forez).

Key words: Paleosols, Red soils, Neogene, Major element analyses, Paleoclimate, Loire (Forez Mounts).

Résumé

Un paléosol rouge polyphasé néogène développé sur une coulée basaltique est mis en évidence sur le rebord oriental du horst granito-gneissique des Monts du Forez. Ces paléooltérations témoignent de variations tectono-sédimentaires, paléogéographiques et climatiques affectant la région forézienne au cours du Néogène.

Abridged English version

Located on the eastern slope of the Forez Mountains horst, close to the village Fontvial (Fig. 1 and Fig. 2), the small Montclaret hill consists of a volcanic and sedimentary complex. Recent excavations in the volcanic deposits have revealed a fossil soil developed upon a basaltic lava flow. The current note presents stratigraphic, mineralogical and geochemical data on this paleosol and the related basaltic lava, and discuss these results in the framework of the regional paleogeographical, tectonic,

sedimentary and climatic evolution of the Forez basin during the Neogene.

Several previous authors have described the Montclaret volcanic complex (Bobier et Glangeaud, 1960; Hernandez, 1971; Tomas, 1971; Gourgaud, 1973; Le Griel, 1975). All authors agree that there were two eruptive episodes; material peperitic deposits intruded by a basaltic dyke. Relationships between the volcanic material and the surrounding detrital sediments have remained less well defined, especially in terms of ages; the Montclaret sediments were most often considered Oligocene, but no direct evidence supports this age. K/Ar dating of a basaltic intrusion at Montsupt, located a few kilometers from the Montclaret complex (Fig. 1), as well as other samples from the basin has given Lower to Middle Miocene ages (Bellon and Hernandez, 1979). Our recent investigation has led to a more precise definition of the stratigraphy of the sedimentary sequence and its

relationships with the volcanic events and enabled extrapolation of some major inferences for the Neogene evolution of the area as a whole.

Description of the Montclaret section (Fig. 3)

The lower part of the Montclaret section is made up of a 30m-thick detrital formation (1, Fig. 3) consisting of sands and micro-conglomerates with some lenses of clayey, sand-bearing silts. Conglomerates are more abundant in the upper part of this formation (1b, Fig. 3) and contain blocks of various size (from a few centimetres to decimetres) and of a varied nature with quartz, granite and gneiss. Some basaltic dikes (2, Fig. 3) cut through these detrital deposits. An erosion surface affects the top of the formation. The overlying yellowish volcano-sedimentary tuffs (3, Fig. 3) are made up of small fragments of basalt in a fine-grained matrix. These tuffs are capped by a 10m-thick basaltic

* Manuscrit déposé le 13 février 2000, accepté le 12 septembre 2000.

UMR CNRS 6524 « Magmas et Volcans ».

(1) Département de Géologie-Pétrologie-Géochimie, Université Jean Monnet, 23, rue du Dr. Paul Michelon, 42023 Saint-Etienne cedex 2, France.

(2) Centre SPIN, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 158 cours Fauriel, 42023 Saint-Etienne cedex 2, France.

lava flow (4, Fig. 3) which shows a reddish and brecciated weathered top (photo 1): this alteration exhibits a clear vertical gradient and is underlined by carbonates. This paleosol is truncated by an erosion surface. A 50 cm-thick formation consisting of dark brown clayey sand-bearing silts (5, Fig. 3 and photo 1) overlies the weathered lava flow. Finally, 30 m-thick peperitic deposits (6, Fig. 3) covers these sediments. This volcano-sedimentary formation is made of rounded sub-aphyric basaltic blocks within a micro-conglomeratic matrix consisting quartz, feldspar and few altered basaltic grains. The basaltic blocks show vitric rims indicating water quenching of the magma. They define a well-marked internal stratification. The overall sequence dips south-east and is cut through by a network of basaltic dikes (7, Fig. 3).

The section demonstrated three important points: (i) Neogene sediments exist upon the piedmont plateaus of the granitic horst. The capping conglomerates of the lower detrital formation (1b) may be correlated to sediments from the nearby locality of Bazourges which have been dated as Lower to Middle Miocene (Gerbe et al., 1998). (ii) At least three successive eruptive episodes are recorded at Montclaret; β_1 dikes intruding the 1b sediments, β_2 consisting the volcano-clastic tuffs and the weathered lava flow, and β_3 corresponding to the peperitic deposits and the terminal dikes. (iii) The time interval between β_2 and β_3 was sufficiently long to be marked by the weathering of a basaltic lava flow with the development of a 3 m-thick soil, and by the sedimentation of fluvial sediments upon the soil after a period of erosion.

Mineralogy of the paleosol (Fig. 4)

The β_2 lava flow consists an olivine- and clinopyroxene-bearing basalt. The top of the lava flow presents an weathering profile which can be divided into three parts from bottom to top (Fig. 4 and photo 1): S_1 - a green-brown cohesive saprolite in which the lithologic texture of the basalt is more-or-less preserved and which contains some beidellite and vermiculite; S_2 - a green-brown breccia-like crumbly saprolite containing calcitic concretions (up to 45% of the rock volume), some fragments of the cohesive

saprolite S_1 and beidellite; S_3 - a red crumbly saprolite in which montmorillonite tends to replace beidellite. Calcite forms randomly distributed concretions and a discontinuous crust on the top of the layer. Some kaolinite fills small cracks at the top.

Over an erosion surface, the fluvial argillo-arenaceous sediments S_d , in direct contact with the red saprolite S_3 , consist 10-15% quartz fragments with minor quantities of feldspar, basaltic, granitic and calcitic grains, in an argillaceous matrix (illite, montmorillonite and kaolinite). Some 5mm-wide shrinkage cracks filled with kaolinite also appear in the sediments.

Kaolinite, illite, vermiculite and smectites have been identified by X-ray diffraction. Microprobe analyses confirm the occurrence of smectites in S_2 and S_3 and defines their nature: they are aluminous dioctahedral smectites. In S_2 , ferric beidellite occurs ($(\text{Si}_{7.1}\text{Al}_{0.9}) (\text{Al}_{2.3}\text{Fe}_{1.1}\text{Mg}_{0.6}) (\text{Ca}_{0.3}\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.03})$). Their Mg-content increases in S_3 leading to montmorillonite. Carbonates within S_2 and S_3 are Mg-calcite ($\text{Ca}_{0.75}\text{Mg}_{0.25}\text{CO}_3$).

The vertical zonation of the alteration profile (photo 1) as well as the distribution of the clay minerals (Fig. 4) are unambiguously related to a pedogenetic degradation of the basalt β_2 . Kaolinite in sediments S_d suggests also a pedogenetic alteration, but of less importance. These pedogenetic events are discontinuous over time as attested to by the erosion surface at the top of S_3 . A major pedogenesis affected the basaltic lava flow and led to a mature red soil. Red soils have been described on Miocene basalts of other areas of the French Massif Central (Cantal: Chesworth et al., 1983; Coiron: Moinereau et al., 1972) and are commonly related to a fersiallitic evolution. Mineralogical characteristics of Montclaret red soil are the dominance of 2/1 clay minerals and red colouration due to oxidation of iron, which is compatible with a fersiallitisation (Duchaufour, 1997). The red soil was truncated prior to the emplacement of the sediments S_d . Another phase of meteoritic weathering then occurred leading to the crystallization of kaolinite.

Geochemistry of the paleosol (table 1, Fig. 5)

On the chemical trends (Fig. 5A), the argillo-arenaceous sediments S_d analyses plot outside the chemical evolution trends for the red saprolite and its basaltic parent rock. Their high content in silica can be correlated with the abundance of quartz grains.

Geochemical evolution of the alteration profile (Fig. 5A) is characterized, from the basalt to the top of S_3 , by a sharp decrease in silica (47→17%), in iron (16→4%) and alumina (16→6%), and by a correlated increase in calcium (7→27%) and magnesium (7→11%). This evolution seems incompatible with leaching processes of fersiallitisation (Duchaufour, 1997) which are characterised by high mobility of Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} et K^+ . Within Miocene fersiallitic soils in Cantal (Chesworth et al., 1983), the $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ratio exhibits a systematic decrease from bottom to top of the alteration profile (Fig. 5B) and significantly reflects the fersiallitic evolution. This ratio exhibits no significant trend within the Montclaret soil (Fig. 5A). The chemical data cannot account for a simple fersiallitic process but they suggest an external input of calcium. Consequently none of the elemental variations can be used as an alteration index.

Interpretation

Mineralogical and chemical data attest of a multi-stage discontinuous weathering during the Neogene in relation with environmental changes under a tropical climate. The first stage is the meteoric weathering of the basaltic flow. A leaching phase could be responsible for the formation of type 2:1 clay minerals and the development of the rubefaction in a well-drained environment. Then an external input of calcium leads to the precipitation of Mg-calcite within the red soil indicating a decrease of drainage properties. After this, the soil was partly eroded and then buried under alluvial detrital sediments, which were consecutively affected by weathering in an alternatively water logged and dry environment. Type 1:1 clay minerals then crystallized inside the desiccation cracks formed in the sediments, suggesting a tendency to a vertisol evolution. This second stage is minor and poorly developed.

Morphostructural and volcanic evolution

This study confirms that some Neogene sediments occur on the piedmont plateaus on the eastern edge of Forez horst. The detrital sedimentary series attains in 50 m thickness and can be attributed to the Lower Miocene by correlation with recently dated proximal deposits (Gerbe et al., 1998). The sedimentological characteristics of these deposits indicate that they were laid down as alluvial cones during a phase of erosion resumption in a warm desert type climate. Similar sedimentological and climatic conditions also mark the beginning of the Upper Sequence of the nearby Forez basin. In Montclaret, the sequence was largely eroded prior to the emplacement of the β_2 lava flow. The extension and the duration of this erosive episode remains uncertain.

The formation of a red soil upon the basaltic flow implies a flat paleotopography evolving under a tropical climate and therefore a period of orogenic calm. The formation of a red soil implies a long weathering cycle. Data from the literature (Meyer, 1987) suggest that a period of 500,000 years at least would be necessary to obtain the Montclaret paleosoil. This sedimentation hiatus also corresponds to a volcanic activity hiatus. Considering all the phenomena of weathering, erosion, and sedimentation, the time interval between the emission of the lava flow β_2 and the peperitic pyroclastics certainly exceeds 1 Ma. Bellon and Hernandez (1979) have demonstrated two age groupings within the Miocene volcanism (21-17 Ma and 14-12 Ma) and have already raised questions concerning the reality of a volcanic hiatus. Therefore the Montclaret complex should be placed in the context of discontinuous volcanic activity during the Miocene.

The β_3 eruptive activity is related to a tectonic reactivation (NE-SW tensional movements) which induced an erosive period which fed the basin with detrital sediments.

Conclusions

A Miocene pedogenesis complex developed on basalt is described for the first time in the Forez area, though such phenomena some have already been iden-

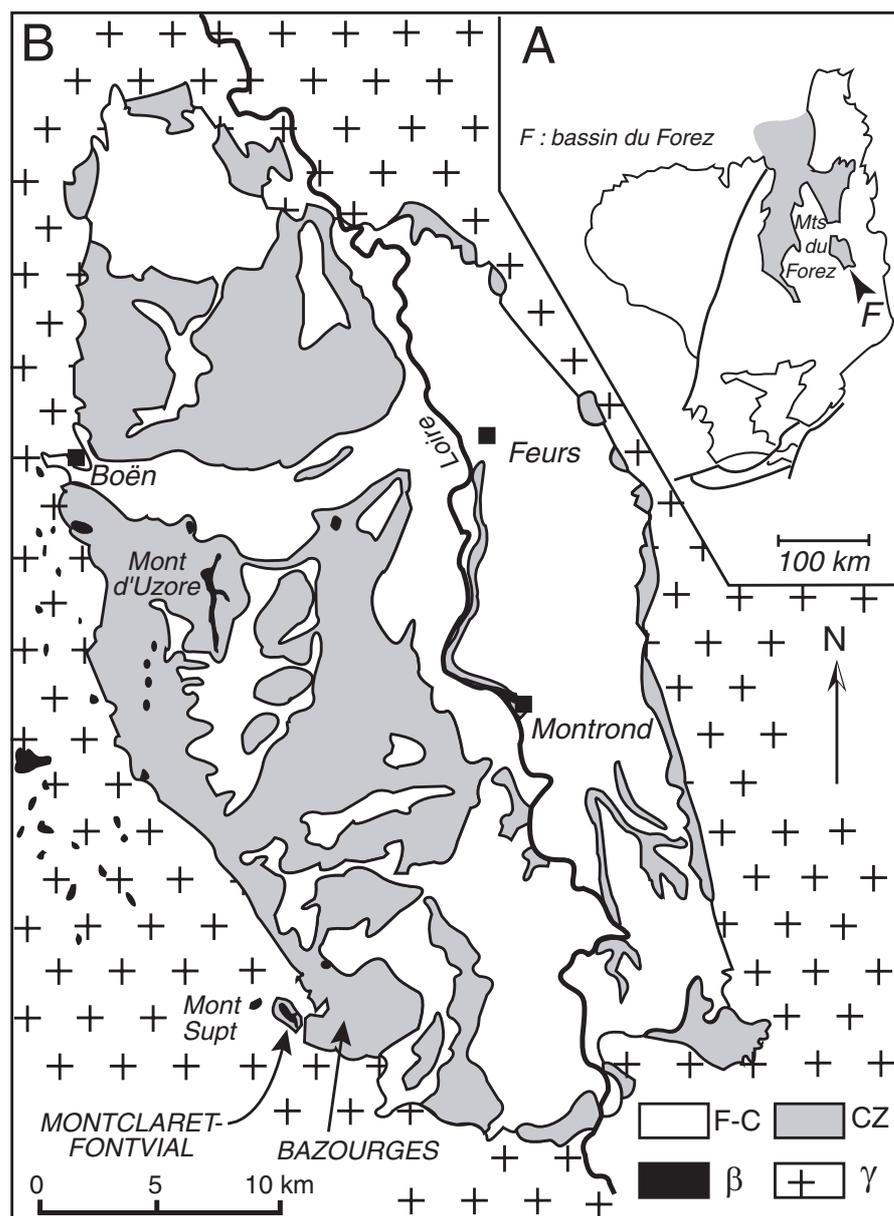


Fig. 1.- (A) Schéma de situation dans le Massif central français, et (B) carte de localisation du socle hercynien (γ), des formations détritiques tertiaires (CZ), des formations volcaniques (β) et des formations alluviales et colluvions (F-C).

Fig. 1.- (A) Situation in the French Massif Central, and (B) location map of the Hercynian substratum (γ), the Cenozoic detrital formations (CZ), the volcanic formations (β) and the alluvial deposits (F-C).

tified in the Cantal-Mont Dore (Gibert, 1973; Chesworth et al., 1983) and in the Coiron (Grangeon, 1959; Moinereau et al., 1972). This paleosoil implies drastic modifications to the sedimentary dynamics, and therefore of the tectonics, and to the climatic conditions from a warm desert climate to a tropical climate with seasonal variations during the Miocene. The occurrence of lower Miocene sediments upon the granitic substratum on the eastern border of the horst, whereas in the basin some Oligocene sediments are intercalated between the granite and the Miocene sediments, suggests either that

the Oligocene formations were completely eroded, or that they never existed, which would suggest a variable degree of extension of the basin through time, with maximal extension during the Miocene. In addition, the Montclaret section is re-addressing the question of a possible volcanic hiatus during the Miocene.

Introduction

Le complexe volcano-sédimentaire de Montclaret-Fontvial est situé sur le bord externe du horst granito-gneissique des Monts du Forez, à proximité du bassin de

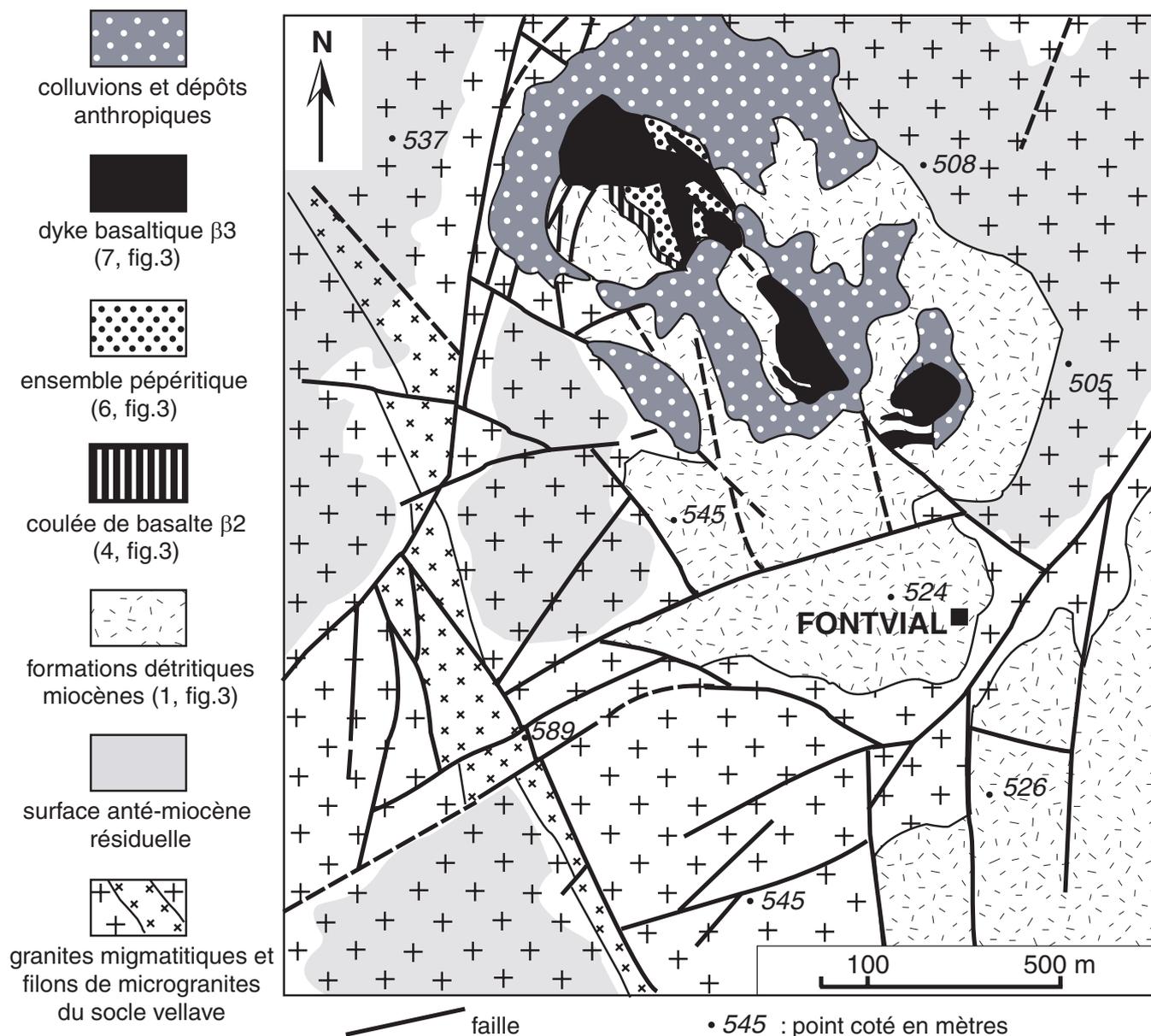


Fig. 2.- Carte géologique du secteur de Montclaret-Fontvial.

Fig. 2.- Geological map of the Montclaret-Fontvial area.

Montbrison-Forez (fig. 1). Il détermine une colline principale, assez massive, longue d'environ 1 km, orientée NNW-SSE, dominant les plateaux du socle environnant d'une hauteur de 80 m vers l'est et de 40 m vers l'ouest. Au sud-est de cette zone principale, un petit relief isolé termine cet ensemble. Les formations volcaniques y constituent trois groupes d'affleurement (fig. 2) dont le plus important, au nord, est largement entaillé par les excavations de la carrière Thomas-Sograma. Des coupes récemment dégagées par les travaux d'exploitation, ont mis au jour des paléaltérations développées sur coulée basaltique. L'étude de ce paléosol et de ses relations avec les

formations volcaniques et sédimentaires du secteur fournit des éléments cruciaux pour la reconstitution de l'histoire volcano-sédimentaire de cette zone. Cette note présente les résultats de l'étude stratigraphique, minéralogique et géochimique des paléaltérites et des formations volcaniques et discute ces résultats dans le cadre de l'évolution paléogéographique et morpho-structurale régionale du bassin du Forez au Néogène.

Données historiques

Bobier et Glangeaud (1960) indiquent à Montclaret un important dyke basaltique orienté NNW-SSE, long d'un

kilomètre, qui recoupe des pépérites reposant sur des migmatites du socle hercynien (ibid. fig. 1, p. 868) ; l'ensemble est placé, par ces auteurs, sous une surface aquitanienne (ibid. fig. 2, p. 869) et le volcanisme supposé d'âge oligocène. Hernandez (1971) mentionne un premier épisode volcanique, peut-être pépéritique, associé à de discrets niveaux de grès à ciment calcaire, suivi de brèches accompagnées de minces coulées basaltiques, l'activité volcanique s'achevant par l'installation d'un dyke basaltique vertical. Par ailleurs, le neck de Montsupt, proche du site (fig. 1), est daté du Burdigalien par Bellon et Hernandez (1979). Tomas (1971, p. 91, fig. 22) mentionne à Fontvial

une butte basaltique « auréolée de pépérites » et voit « le basalte foisonner dans les sables gréseux et les argiles tertiaires ». Gourgaud (1973, carte hors texte), est en accord avec la nature basaltique de ce promontoire, mais il cartographie autour de Fontvial un contact des roches volcaniques avec des formations sédimentaires qu'il attribue à l'Oligocène inférieur. Le Griel (1975) matérialise sur une coupe (fig. 36, p. 225) l'intrusion du dyke dans des sables argileux atteignant le sommet de la colline; ces sables sont dubitativement rapportés à des dépôts miocènes discordants sur les terrains du socle cristallin. Le débat sur l'évolution volcano-sédimentaire de ce complexe de la bordure orientale du horst forézien reste fortement d'actualité dans la mesure où il peut être élargi à celui sur l'évolution tectono-sédimentaire néogène du bassin du Forez.

Nouvelles observations : description de la coupe de Montclaret (fig. 3)

Dans le talus sud de la carrière, l'avancement de l'exploitation montre que la masse basaltique principale, maintenant presque totalement dégagée, recoupe verticalement une série détritico-sédimentaire continentale hétérogène affectée de multiples petites failles. Cette série, épaisse d'une trentaine de mètres (1, fig. 3), est constituée de sables et conglomérats chenalisés, avec localement des niveaux lenticulaires de silts argilo-sableux beiges. Les conglomérats occupent préférentiellement la partie supérieure de cette série, et apparaissent en décharges irrégulières dans des sables ocre ou grisâtres (1b, fig. 3); ils sont hétérométriques (éléments pluri-centimétriques à décimétriques), et polygéniques (éléments quartzes, granitiques ou gneissiques) et leur matrice est constituée de petits blocs et graviers de même nature associés à des débris minéraux (quartz, feldspaths et micas) et une fraction silteuse. Des filons et sills basaltiques d'épaisseur décimétrique à métrique recoupent l'ensemble (2, fig. 3). Sédiments et basaltes sont tronqués par une surface d'érosion.

Sur cette surface, repose une formation jaunâtre épaisse de 1 à 2 m de tufs volcano-sédimentaires homogènes à stratifications planes parallèles (3, fig. 3) dont les éléments bien calibrés sont de taille centimé-

trique. Ces éléments sont principalement des débris de basalte très altéré dans une matrice de grains de basalte, de quartz et de feldspath. Ces tufs contiennent également de rares blocs de basaltes de taille décimétrique.

Au-dessus des tufs, apparaît une coulée basaltique prismée (4, fig. 3) épaisse de 7 à 10 m dont le sommet est altéré et polychrome avec développement de teintes ocre à rouge (photo 1). La trame du réseau d'altération montre un net gradient vertical et elle est soulignée par des carbonates. Cet horizon d'altération présente une texture bréchique et atteint une épaisseur moyenne de 3 m (photo 1).

Aux basaltes altérés, succède, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, une formation d'environ 50 cm d'épaisseur, brun chocolat à noirâtre au sommet, composée de siltites argilo-sableuses (5, fig. 3 et photo 1) montrant des surfaces de friction. Dans toute cette formation, s'observent de petites veinules millimétriques à centimétriques blanchâtres, isolées ou regroupées, dessinant un réseau polyédrique irrégulier recoupé et interconnecté avec les surfaces précédentes. Cette formation constitue vraisemblablement un sédiment d'origine fluviale.

Ces sédiments fins sont surmontés par un ensemble pépéritique compact dont l'épaisseur actuelle est au moins d'une trentaine de mètres (6, fig. 3). Cette formation volcano-sédimentaire est composée de blocs de basalte sub-aphyrique arrondis à contours nets plus ou moins persillés dans une matrice micro-conglomératique constituée en abondance de grains de quartz et de feldspath potassique, en moindre abondance de grains sub-anguleux de basalte altéré et très rarement de cristaux de biotite et de muscovite. La cohérence de la roche est due à une fraction argilo-carbonatée interstitielle peu abondante. Les blocs de basalte aphyrique présentent des bordures figées à texture vitreuse plus ou moins développées attestant d'un phénomène de trempe du magma basaltique. Ces blocs définissent une stratification interne bien marquée dans le dépôt.

L'ensemble de la séquence est basculé vers l'est et il est recoupé par les basaltes du dyke principal duquel se détachent des systèmes filoniens complexes (7, fig. 3)

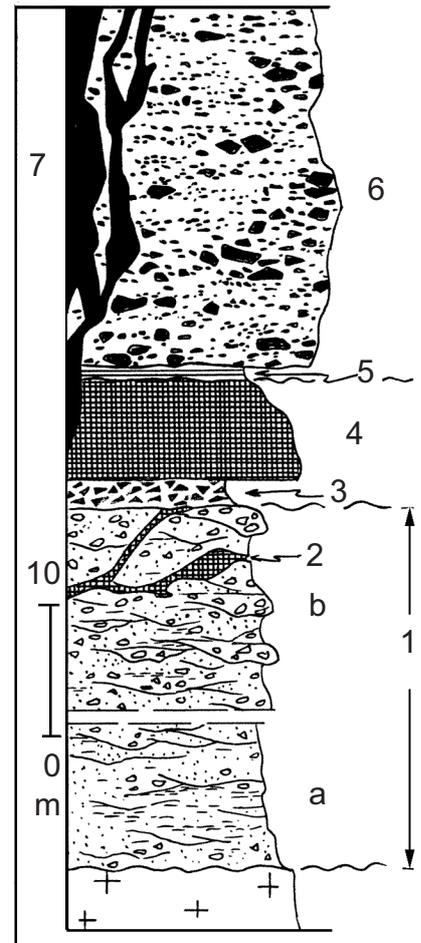


Fig. 3.- Coupe synthétique des terrains sédimentaires et volcaniques de la partie septentrionale de la colline de Montclaret (1 à 7 : cf. légende dans le texte).

Fig. 3.- Synthetic section of the sedimentary and volcanic deposits of the northern part of the Montclaret hill (1 to 7: see caption in the text).

isolant des panneaux décimétriques à métriques des formations pépéritiques.

Trois données essentielles doivent être retenues de la description de cette série.

1 - Il existe des témoins d'une couverture sédimentaire néogène sur les plateaux du piedmont granitique du horst forézien. En ce cas précis, l'âge de ces dépôts azoïques n'est pas encore déterminé, une recherche palynologique s'étant révélée infructueuse. Toutefois une continuité cartographique avec des faciès comparables du proche secteur de Bazourge (fig. 1), datés du Miocène inférieur à moyen (Gerbe *et al.*, 1998), permet d'envisager une attribution stratigraphique identique au moins pour les faciès grossièrement détritiques (1b, fig. 3). Les faciès inférieurs (1a, fig. 3) également

détritiques mais bariolés et plus riches en argiles rouges et vertes, dont le contact avec les sédiments 1b n'a pu être observé, peuvent être stratigraphiquement attribués, soit au Miocène si la série est continue, soit à l'Oligocène.

2 - Dans le secteur de Montclaret-Fonvial, se sont succédé dans le temps au moins trois épisodes éruptifs basaltiques. Le premier est représenté par des basaltes β_1 injectés en filons dans la série déritique 1b (2, fig. 3). Le second regroupe tufs et coulée de basalte β_2 (3 et 4, fig. 3). Le troisième réunit les pépérites et les filons basaltiques β_3 (6 et 7, fig. 3).

3 - Entre les deux dernières périodes d'activité volcanique, l'histoire est marquée (i) par l'installation d'une période d'altération pédogénique suffisamment longue pour développer un paléosol d'au moins 3 m d'épaisseur, et (ii) après une phase d'érosion de ce paléosol, par l'enfouissement de la coulée de lave β_2 altérée sous des sédiments fluviatiles subissant les effets d'alternances d'humectation et de dessiccation.

Caractérisation minéralogique et chimique du profil d'altération

Les photos 1 et 2 et les figures 4 et 5 montrent respectivement les principales caractéristiques morphologiques, minéralogiques et géochimiques de la zone altérée ante-pépérites.

Faciès et minéralogie

Les basaltes inférieurs β_2 , dans leur faciès non altéré, sont sub-aphyriques noirs. Il s'agit d'une lave microcristalline porphyrique, contenant des phénocristaux automorphes d'olivine en voie d'iddingsitisation dont la taille varie de 250 μm à 1 mm, et contenant, en proportion approximativement égale mais de taille moyenne plus faible (100 à 500 μm), des phénocristaux automorphes de clinopyroxène de type augite titanifère. La mésostase, pauvre en verre interstitiel et largement cristallisée, contient en abondance des microlites de plagioclase et de minéraux opaques (titanomagnétite) et de plus rares microlites de clinopyroxène et d'olivine. L'iddingsitisation de l'olivine touche aussi bien les microlites que les phénocristaux. Cette

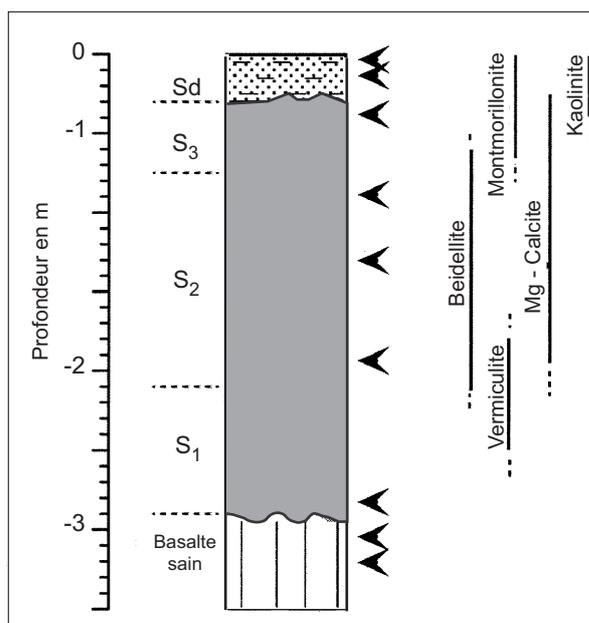


Fig. 4.- Log du paléoprofil d'altération développé sur la coulée basaltique β_2 . Sur ce profil sont replacés, en fonction de la profondeur, les minéraux argileux et les carbonates et sont définis les trois horizons du paléosol rouge S1, S2 et S3. Le niveau Sd correspond aux sédiments argilo-sableux. Les flèches indiquent la position verticale des échantillons analysés (tabl. 1, fig. 5A).

Fig. 4.- Log of the paleosoil, developed on the basalt flow β_2 . Clay minerals and carbonates are replaced as a function of depth on the profile. Also defined are the 32 red paleosoil horizons S1, S2, S3. The Sd horizon corresponds with clay sand sediments. Arrows indicate the vertical position of analysed samples (Table 1, Fig. 5A).

lave basaltique est dense mais contient quelques très rares vacuoles de taille millimétrique remplies de carbonates fibreux radiés. La coulée de lave est largement fissurée avec un remplissage tardif d'aragonite et parfois d'oxydes de manganèse.

Plusieurs horizons saprolitiques peuvent être distingués de bas en haut du paléoprofil d'altération développé sur la coulée basaltique β_2 (fig. 4 et photos 1 et 2) :

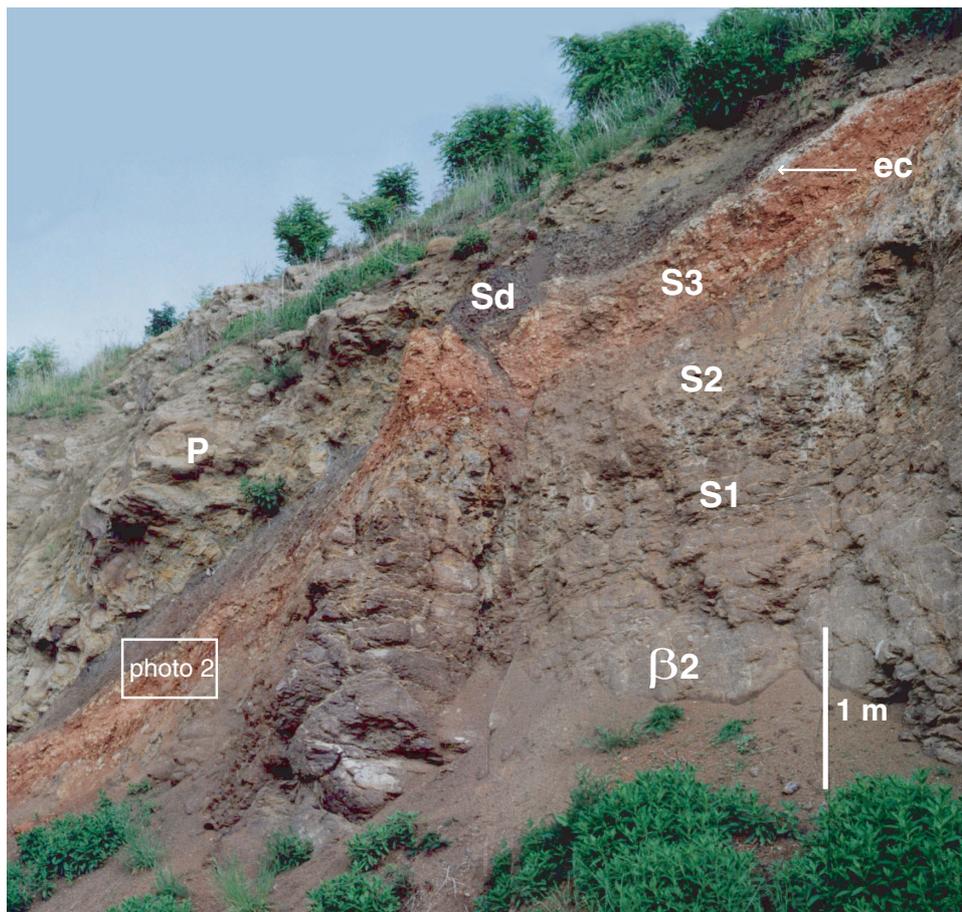
- S₁ - une saprolite cohérente (environ 50 à 90 cm) de couleur vert noirâtre à brunâtre présentant la même texture lithologique que la roche mère basaltique. Dans la partie supérieure de cet horizon, apparaissent des paragenèses argileuses à beidellite et à vermiculite.

- S₂ - une saprolite friable d'épaisseur variable, de couleur identique à celle de l'horizon inférieur est caractérisée par la perte de la texture lithologique de la roche mère. Elle contient de nombreux amas carbonatés et englobe, par endroits, des éléments de la saprolite cohérente S₁, ce qui donne à l'ensemble un aspect nettement bréchiq. Cette partie de la saprolite se caractérise par l'abondance de la calcite qui localement peut atteindre jusqu'à 45 % du volume de la roche

(tabl. 1). Les minéraux primaires sont complètement transformés en beidellite.

- S₃ - une saprolite friable de couleur ocre à rouge, dans laquelle la texture de la roche mère n'est plus du tout perceptible, est marquée par l'apparition de la montmorillonite au détriment de la beidellite, toujours présente mais rare. Cet horizon rouge contient 30 à 40 % de calcite sous forme d'amas carbonatés irrégulièrement répartis comme dans la saprolite S₂ sous-jacente, mais aussi sous forme d'encroûtements discontinus d'épaisseur irrégulière (max. 10 cm) marquant par endroit le contact avec les sédiments (Sd) sus-jacents (photos 1 et 2). Au sommet de cet horizon, apparaît en très faible proportion, la kaolinite dans des fentes. Le sommet de ce paléosol est tronqué par une surface d'érosion.

Les sédiments argilo-sableux sus-jacents Sd (5 : fig. 3, fig. 4 et photos 1 et 2), qui reposent sur la saprolite rouge (S₃, fig. 4) par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, sont constitués de 10 à 15 % d'éléments de granulométrie sableuse dans une matrice argileuse. Des grains de quartz sub-anguleux à arrondis, translucides, opalescents ou ocre, plus rarement roses à rougeâtres constituent l'essentiel



- P : pépérites (6, fig.3)
- Sd : sédiments argilo-sableux (5, fig.3)
- S3 : saprolite friable rouge
- S2 : saprolite friable brune
- S1 : saprolite cohérente
- β2 : coulée basaltique (4, fig.3)
- ec : croûte carbonatée

Photo 1 : Paléosol rouge développé sur coulée basaltique miocène dans la carrière de Montclaret-Fontvial.

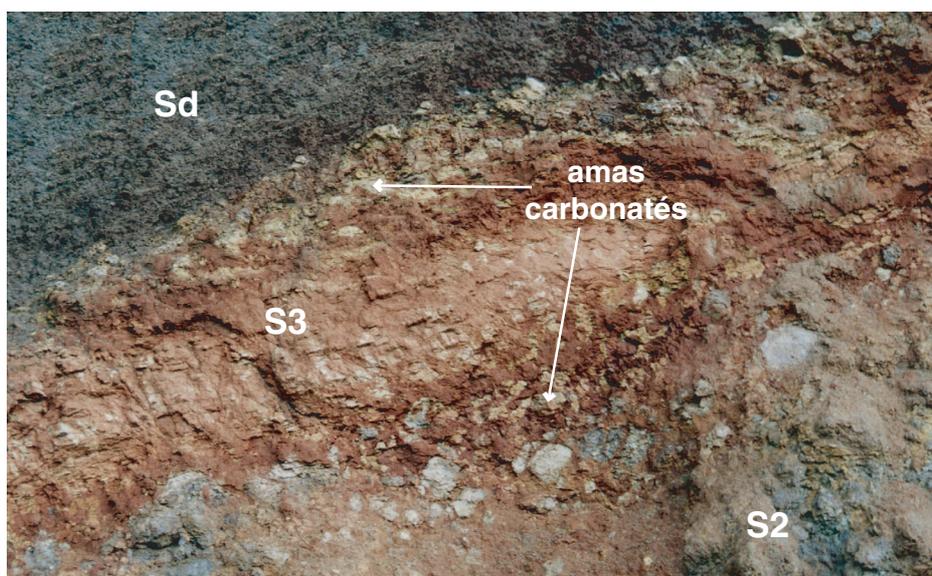


Photo 2 : Détail des horizons supérieurs du paléosol rouge de la carrière de Montclaret-Fontvial. (même légende que photo 1)

Ech Profondeur en m	Sd		S ₃	S ₂			S ₁	Basalte sain	
	Lat4A	Lat4B	Lat4C	Lat4D	Lat4E	Lat4F	Bas4G	Bas4H	Bas4I
	-0,03	-0,1	-0,3	-0,9	-1,3	-1,9	-2,8	-3	-3,4
SiO ₂	55,93	53,42	22,95	17,02	31,15	25,17	41,08	46,28	47,45
TiO ₂	2,01	2,24	1,04	0,83	1,44	2,80	3,51	3,96	3,81
Al ₂ O ₃	13,59	15,25	7,63	6,02	10,69	10,93	14,46	16,29	15,48
Fe ₂ O ₃	8,35	10,35	6,51	5,30	7,80	4,13	14,50	16,35	13,40
MgO	2,45	2,70	9,76	11,77	3,81	2,00	5,90	6,65	7,68
CaO	2,95	0,95	20,88	24,31	19,18	26,68	5,71	6,43	8,45
Na ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,62	0,63	0,62
K ₂ O	3,42	3,54	1,13	0,81	1,60	0,75	1,43	1,61	1,59
MnO	0,04	0,03	0,17	0,24	0,13	0,28	0,10	0,11	0,11
LOI	11,90	11,61	31,05	34,84	24,59	26,50	12,74	0,78	0,80
P ₂ O ₅	0,05	0,09	0,14	0,12	0,14	0,62	0,89	1,01	1,00
Total	100,70	100,20	101,26	101,26	100,56	99,86	100,94	100,10	100,39
% calcite (±5%)	-	-	41	47	32	35	-	-	-
CO ₂ *	-	-	18,8	21,5	14,6	16,0	-	-	-
H ₂ O*	11,9	11,6	12,3	13,3	10,0	10,5	12,7	0,8	0,8
SiO ₂ /(Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	2,5	2,1	1,6	1,5	1,7	1,7	1,4	1,4	1,6

Tabl. 1.- Analyses chimiques en poids d'oxydes sur roche totale du basalte sain, des horizons de la paléoaélite et des sédiments argilo-sableux de la coupe de Montclaret (fluorescence X, Ecole des Mines et Université Jean Monnet, Saint Etienne). Sd, S₁, S₂ et S₃ se rapportent à la nomenclature définie dans le texte et sur la figure 4; la proportion de calcite a été estimée au MEB (Ecole des Mines de Saint Etienne); CO₂* est recalculé à partir des proportions modales de calcite; H₂O* = LOI - CO₂*.

Table 1.- Chemical weight analysis of the whole-rock samples from the β₂ basalt, red paleosol and clay sand sediments Sd (XRF, School of Mines and Jean Monnet University, Saint Etienne). Sd, S₁, S₂, and S₃ refer to the nomenclature defined in the text and on fig.4; the calcite proportion is estimated using SEM measurements (Saint Etienne school of Mines); CO₂* is recalculated from the calcite modal abundances; H₂O* = LOI - CO₂*.

de la fraction sableuse. Quelques rares fragments de cristaux de feldspaths potassiques et de rares grains de basalte, de granite, et de carbonates sont également observés. La fraction argileuse de ce sédiment est constituée par un assemblage à illite, montmorillonite et kaolinite. Des fentes de retrait de 0,3 à 0,7 cm de large, qui affectent ces sédiments, sont remplies de kaolinite, ce qui atteste que ce minéral argileux est néoformé.

La détermination de la nature de la fraction argileuse dans les différents horizons (fig. 4) a été obtenue par diffraction de rayons X sur poudres de roche totale (Ecole des Mines de Saint Etienne). Cette approche analytique permet d'identifier kaolinite, illite, vermiculite et smectites. Des analyses à la microsonde électronique (Cameca, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau) permettent de confirmer la présence de smectites dans les horizons saprolitiques S₂ et S₃ et d'en préciser la nature cristallographique. Il s'agit de smectites alumineuses di-octaédriques. Dans la saprolite S₂, apparaît une beidellite légèrement ferrique dont la composition moyenne est du type (Si_{7,1}Al_{0,9})(Al_{2,3}Fe_{1,1}Mg_{0,6})

(Ca_{0,3}Na_{0,03}K_{0,03}). La teneur en magnésium des smectites augmente dans l'horizon S₃ aboutissant à des compositions plus proches du pôle montmorillonite. Les amas carbonatés dispersés au sein des saprolites S₂ et S₃ présentent des compositions de calcite magnésienne du type Ca_{0,75}Mg_{0,25}CO₃.

Cette zonation verticale de l'altération (photo 1) et la répartition et la nature des paragenèses des minéraux argileux (fig. 4) marquent sans ambiguïté que des processus pédogéniques ont affecté la coulée de basalte β₂ et dans une moindre mesure les alluvions argilo-sableux sus-jacents avant la reprise de l'activité volcanique et la mise en place des pépérites. Ces processus pédogéniques sont discontinus dans le temps, comme en atteste la surface d'érosion tronquant le sommet du paléosol rouge, et ils sont certainement polyphasés.

La pédogenèse majeure, qui est la plus marquée, affecte la coulée de lave et aboutit à la formation d'un paléosol rouge évolué. Des paléosols rouges développés sur basalte au cours du Miocène ont déjà été décrits dans le Massif central

français (Cantal : Chesworth *et al.*, 1983 ; Coiron : Moineau *et al.*, 1972) et ont été classiquement attribués à une altération de type fersiallitique. Les caractéristiques minéralogiques majeures du paléosol rouge de Montclaret, à l'instar des paléosols miocènes du Massif central français précédemment décrits, sont la dominance des argiles 2/1 type smectites et l'apparition de la couleur rouge, dite rubéfaction, liée à la cristallisation des oxydes de fer libérés par l'altération chimique du basalte. Ces caractères minéralogiques sont compatibles avec un processus de fersiallisation (Duchaufour, 1997).

Le paléosol rouge est ensuite soumis aux effets d'une érosion mécanique avant le dépôt des alluvions argilo-sableux Sd. Une phase d'altération reprend ensuite provoquant la néoformation de kaolinite remplissant des fissures ouvertes dans les alluvions et la partie sommitale du sol rouge. Le degré d'évolution de cette seconde pédogenèse reste néanmoins très limité et pourrait seulement être liée à des alternances d'humectation et dessiccation dans un environnement moyennement drainé.

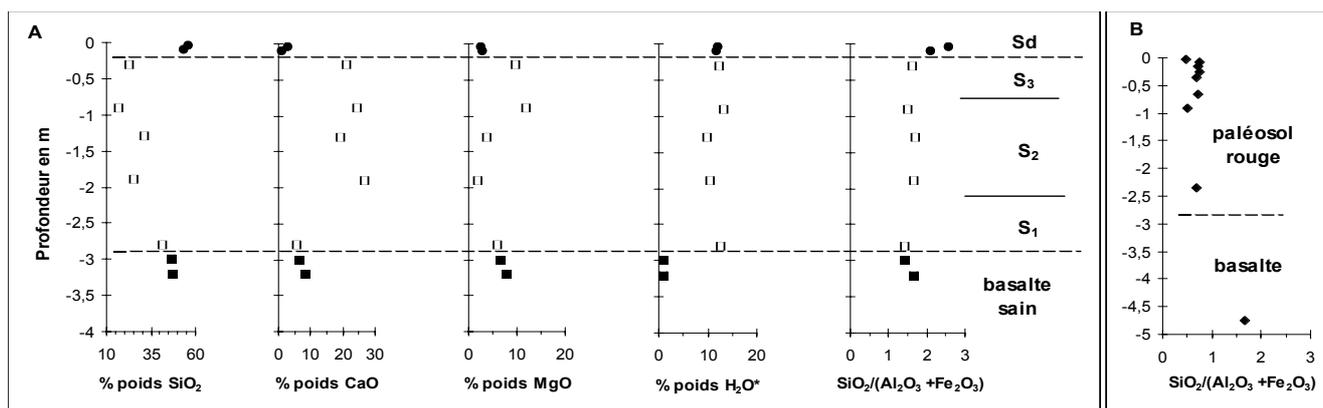


Fig. 5.- A : Evolution géochimique du paléoprofil d'altération de Montclaret ; B : Evolution de l'indice d'altération $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ du paléosol fersiallitique miocène du col d'Aulac, Cantal (Chesworth *et al.*, 1983).

Fig. 5.- A : Geochemical evolution of the Montclaret weathering profile; B : Evolution of the alteration index $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ of the Miocene fersiallitic Aulac pass soil, Cantal (Chesworth *et al.*, 1983).

Caractérisation géochimique

Les données géochimiques (tabl. 1, fig. 5) confortent les résultats précédents en précisant le caractère du paléoprofil d'altération.

Le basalte présente les caractères géochimiques généraux des basaltes alcalins de ce secteur du Massif central (Al_2O_3 entre 15 et 17%, alcalins = 2%, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ entre 1,5 et 2,5). L'évolution géochimique du profil d'altération (fig. 5A) souligne également la nature différente des sédiments argilo-sableux, dont les teneurs en éléments majeurs se placent globalement en dehors des lignées d'évolution observées au sein de la saprolite développée sur le basalte. Il est facile d'expliquer leur position dans les diagrammes par une composition de roche mère différente. En particulier, la teneur en silice élevée de cet horizon S_d est clairement corrélée à la présence de grains de quartz et de la matrice argileuse.

Dans le paléosol rouge développé sur basalte, l'hydratation (fig. 5A) est très accusée ce qui peut être mis en relation avec la transformation et/ou la néoformation des argiles 2/1. L'évolution géochimique du profil d'altération (tabl. 1, fig. 5A) est marquée, depuis le basalte jusqu'au sommet de la saprolite S₃, par une diminution drastique de la silice (47 → 17%), du fer (16 → 4%) et de l'alumine (16 → 6%) et corrélativement par une augmentation importante du calcium (7 → 27%) et du magnésium

(7 → 11%). Ce type d'évolution ne semble pas compatible avec les processus de lessivage développés au cours des pédogénèses fersiallitiques (Duchaufour, 1997) marquées par une forte mobilité des cations Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} et K^+ . De plus, la désilicification (fig. 5A) de la saprolite par rapport au basalte sain semble anormalement importante par rapport à celle habituellement observée dans les paléosols rouges fersiallitiques ; néanmoins certains paléosols fersiallitiques miocènes du Cantal présentent également des pertes en silice du même ordre de grandeur (Chesworth *et al.*, 1983). Ces auteurs montrent que selon le site le taux de désilicification de l'altérite développée sur basalte est très variable. Ce paramètre semble donc peu discriminant. En revanche, ils montrent que le rapport $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3$ subit une diminution notable et systématique de bas en haut du profil d'altération (fig. 5B) quelles que soient les teneurs des différents éléments. Ce rapport constitue par conséquent un bon marqueur de l'évolution fersiallitique. S'agissant du profil d'altération de Montclaret, aucune évolution verticale significative de ce rapport n'apparaît (fig. 5A). Par conséquent, à l'opposé des données minéralogiques, les données géochimiques semblent incompatibles avec un processus de lessivage chimique type fersiallitique. Elles mettent en évidence un apport massif de calcium d'origine externe par rapport à la roche mère basaltique. Cet apport de calcium aboutit à la formation de calcite magnésienne constituant les amas carbonatés dispersés dans les horizons supé-

rieurs du paléosol rouge (photos 1 et 2). Dès lors, les variations relatives des autres éléments ne sont pas significatives et ne peuvent pas être utilisées comme indices d'altération.

Interprétation

L'ensemble de ces données atteste d'une évolution pédogénétique polyphasée et discontinue au cours du Néogène en relation avec des modifications environnementales sous climat sub-tropical à saisons contrastées.

La première étape est l'altération météorique de la coulée basaltique β_2 . Le caractère « fersiallitique » du paléosol rouge mis en évidence par les données faciologiques et minéralogiques ne semble pas établi au vu des données géochimiques. Une pédogénèse polyphasée peut être envisagée pour interpréter les caractéristiques géochimiques de ce profil d'altération. Une première phase, lessivante, serait responsable de la formation des argiles et de l'acquisition de la rubéfaction et attesterait d'un milieu bien drainé. Dans une deuxième phase, un apport externe de calcium serait à l'origine de la précipitation de carbonates dans la saprolite, dénotant d'une forte diminution des conditions de drainage du milieu. Les lambeaux d'encroûtements carbonatés marquant de façon discontinue le sommet de la saprolite rouge S₃ pourraient être indicateurs de forts contrastes saisonniers avec alternances d'humectation-dessiccation du profil. Cette

deuxième phase pourrait être assimilée à une pédogénèse de type calcrète.

Ce premier paléosol bi-phasé est ensuite tronqué par un épisode érosif attestant d'une réactivation au moins locale des reliefs. Il est ensuite enfoui sous des sédiments détritiques alluviaux fins (Sd). Les rares clastes de carbonates contenus dans ces sédiments pourraient provenir de la dégradation des encroûtements carbonatés du paléosol rouge. Ces alluvions subissent ensuite les effets d'une altération météorique peu accusée dans un milieu alternativement engorgé et desséché. Des argiles néoformées de type 1:1 (kaolinite) se développent alors dans les fentes de dessiccation. La kaolinite est également présente au sommet du sol fersiallitique où elle pourrait représenter l'indice de l'extension vers le bas de cette seconde altération. Ces caractères texturaux et minéralogiques suggèrent une tendance à la vertisolisation, mais cette seconde étape pédogénétique reste mineure et peu développée.

Discussion : évolution morphostructurale et volcanique

Cette étude confirme la présence d'une couverture sédimentaire sur les plateaux constituant la bordure orientale du horst forézien. Cette série sédimentaire détritique, épaisse d'environ 50 m, peut être rapportée au Miocène inférieur par corrélation faciologique et cartographique avec d'autres caractérisées et datées récemment (Gerbe *et al.*, 1998). Le façonnement des plateaux est donc antérieur à cette phase de sédimentation. La nature et l'hétérogénéité de ces dépôts suggèrent leur appartenance à des cônes d'accumulation fluviale mis en place dans un contexte de reprise d'érosion sous climat chaud à tendance désertique. Ces conditions sédimentologiques et climatiques sont à rapprocher de celles marquant le début de la série supérieure du proche bassin forézien. Au niveau de Montclaret et par extension des plateaux de la bordure sud-est du horst, cette série sédimentaire est incomplète puisqu'une

surface d'érosion est mise en évidence à la base des tufs volcano-sédimentaires qui précèdent la mise en place de la coulée basaltique β_2 (fig. 3). Il est cependant impossible de préciser l'importance de cette ablation et l'intervalle de temps qu'elle représente.

Le développement d'un paléosol rubéfié polyphasé sur les basaltes β_2 implique l'existence d'une paléotopographie aplanie, qui évolue sous un climat tropical à saison contrastée. Ce paléosol s'est développé vraisemblablement à la faveur d'une période de calme orogénique. Le développement de ce paléosol implique un cycle pédogénétique long. D'après des données bibliographiques (R. Meyer, 1987), une durée d'au moins 500 000 ans est nécessaire à la formation d'une altérite de l'ampleur de celle de Montclaret. Ce hiatus de sédimentation, dont l'enregistrement dans le proche bassin devra être recherché, correspond également à une accalmie volcanique. Dans ces conditions et étant donné les phénomènes d'érosion, de sédimentation et d'altération qui suivent la formation du paléosol rubéfié, l'intervalle de temps écoulé entre la mise en place de la coulée de lave β_2 et les pépérites est très certainement de l'ordre du million d'années ou plus. Bellon et Hernandez (1979) mettent en évidence deux groupes d'âge pour l'activité volcanique miocène du Forez à 21-17 Ma et 14-12 Ma et ils s'interrogent sur la réalité du hiatus d'activité volcanique entre 17 et 14 Ma suggéré par leurs résultats radiochronologiques. Le complexe de Montclaret pourrait se replacer dans cette hypothèse d'activité volcanique discontinue au cours du Miocène.

La reprise d'activité volcanique (pépérites et basaltes β_3) est corrélée à une réactivation tectonique, marquée par une extension NE-SW. Ces mouvements ont provoqué, au moins dans cette partie de la bordure forézienne, une reprise de l'érosion, la déstabilisation de la couverture sédimentaire résiduelle et l'exportation des sédiments dans le bassin.

Conclusions

Une pédogénèse complexe polyphasée sur basalte d'âge miocène est décrite pour la première fois dans la zone du Forez, alors que des occurrences de sols rouges de cet âge ont été reconnues dans d'autres secteurs du Massif central (Cantal - Mt Dore : Gibert, 1973 ; Chesworth *et al.*, 1983 ; Coiron : Grangeon, 1959 ; Moineau *et al.*, 1972).

Le développement de ces paléaltérations implique d'une part une modification de la dynamique sédimentaire du secteur, avec interruption des apports détritiques et fossilisation de pentes faibles au moins locales, et également un changement des conditions climatiques, d'un climat chaud à tendance désertique à un climat chaud et humide à saisons fortement contrastées.

La présence de sédiments miocènes inférieurs sur les plateaux de la bordure orientale du horst forézien montre l'extension du bassin à cette période. Ces sédiments reposent directement sur le socle granitique aplani, alors que dans le bassin, des dépôts pouvant être attribués à l'Oligocène (*s.l.*) sont identifiés par forage sous la série miocène inférieure (Gerbe *et al.*, 1998). Dès lors il faut envisager, soit que les formations oligocènes aient été érodées, soit qu'il n'y ait pas eu dans ce secteur de sédimentation oligocène. Dans ce dernier cas, l'extension latérale du bassin aurait varié au cours du temps, avec un développement plus important au Miocène.

Remerciements

Nous sommes reconnaissants à la direction des carrières Thomas-Sograma, en la personne de Monsieur Juban, de nous avoir facilité l'accès au site. Nous remercions R. Wynn pour sa relecture du manuscrit et pour ses suggestions constructives qui nous ont permis d'améliorer le texte de cette note.

Références

- Bellon H., Hernandez J. (1979) - Chronologie du volcanisme dans le Forez (Massif central français). Place dans l'activité magmatique tertiaire de France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, 175-179.
- Bobier C., Glangeaud L. (1960) - Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez (morphotectonique, paléovolcanologie et paléomagnétisme). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 867-880.

- Chesworth W., Dejou J., Kimpe C. de, Macias Vasquez F., Cantagrel J.M., Larroque P., Garcia Paz C., Garcia Rodeja E. (1983) - Importance de la fersiallisation sur les basaltes miocènes du Massif central ; principales caractéristiques de cette pédogénèse. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, **73**, 53-62.
- Duchaufour P. (1997) - Abrégé de pédologie ; sol, végétation, environnement. Masson éd., 5^{ème} édition, 291 p.
- Gerbe M.C., Gonord H., Arnaud N. (1998) - Age miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif central, France). *Géologie de la France*, n° 2, 47-53.
- Gibert J. P. (1973) - Mise en évidence d'une altération de type ferralitique au Miocène terminal du Sud du cantal. *C. R. Acad. Sci.Fr.*, Paris, **277**, 545-547.
- Gourgaud A. (1973) - Les granites et migmatites du Forez au sud de Montbrison (Massif central français). Thèse de 3^{ème} cycle, Clermont-Ferrand, 171 p.
- Grangeon P. (1959) - Sur une couche d'altération climatique miocène de la région du Coiron, Ardèche. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **248**, 1370-1372.
- Hernandez J. (1971) - Le volcanisme tertiaire des Monts du Forez et de la plaine de Montbrison. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, Université Paris VI, 250 p.
- Le Griel A. (1975) - L'évolution géomorphologique de la plaine du Forez au Pliocène et au Quaternaire. Thèse de 3^{ème} cycle, Géographie, Saint-Etienne, Travaux du laboratoire rhodanien de géomorphologie, 268 p.
- Meyer R. (1987) - Paléolités et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. Manuels et méthodes n° 13, Editions du BRGM, 164 p.
- Moinereau J., Grillot J. C., Naud G. (1972) - Origine et géochimie des niveaux rouges du plateau basaltique des Coirons en Ardèche. *Rev. Géogr. phys. géol. dynam.*, Paris, **14**, 1, 85-94.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) - Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1523-1534.
- Schlesinger W.H. (1991) - Biochemistry. San Diego, Academic Press.
- Tomas F. (1971) - Le relief et les sols de la plaine du Forez. Thèse et mémoire n° 3, Centre d'Etudes Foréziennes, Saint-Etienne.