

Age miocène des formations de bordure du fossé du Forez (Massif central)*

Marie-Christine GERBE ⁽¹⁾
Henri GONORD ⁽¹⁾
Nicolas ARNAUD ⁽²⁾

Miocene age of marginal deposits of the Forez basin (Massif Central)

Géologie de la France, n°2, 1998, pp. 47-53, 4 fig.

Mots-clés : Datation, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Galet, Basalte, Sédimentation détritique, Miocène, Massif central français, Fossé du Forez.

Key words: Dating, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Pebbles, Basalts, Detrital sedimentation, Miocene, French Central Massif, Forez Basin.

Résumé

L'âge miocène inférieur des formations détritiques continentales conglomératiques et sableuses de la bordure sud-occidentale du fossé du Forez, qui représentent plus de la moitié des affleurements de la plaine forézienne, est déterminé au vu de corrélations sédimentologiques et de la datation radiométrique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'un galet de basalte contenu dans une de ces formations. Ceci illustre une phase majeure d'âge miocène dans l'évolution régionale, alliant tectonique, reprise d'érosion et volcanisme.

Abridged English version

The Forez graben (Fig. 1), initiated during Eocene (Caire, 1977; Bergerat, 1980), contains a Cenozoic succession, several hundreds of metres thick, of mainly piedmont detrital sediments. Coarse-grained proximal facies (conglomerates and sands), derived from erosion of the granitic Forez Massif, spread over the western margin of the basin and evolved laterally eastwards to distal lacustrine to paludal facies (Duclos, 1967; Le Griel, 1975, 1984; Etlicher, 1986). These detrital deposits can be subdivided into three megasequences (Fig. 2A; Echcherif El Khetani, 1996): the lower and upper megasequences are attributed respectively to the Late Eocene - Early Oligocene and to the Early - Middle Miocene on paleontologic criteria (Schuler and Sittler, 1969;

Echcherif El Khetani, 1996), whereas the age of the middle megasequence, only indirectly attributed to the Late Oligocene, has long been debated (Duclos, 1967; Duclos et al., 1974; Le Griel, 1975, 1984; Gagny et al., 1989; Echcherif El Khetani, 1996). The proximal azoic coarse-grained sands and conglomerates of the Bazourge formation at the base of the middle megasequence (Fig. 2A) contain a few basalt pebbles, among which one of decimetric size was selected for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. This radiometric age provides evidence for reconsidering the stratigraphic position of these deposits.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating experiments: The subaphyric basaltic lava contains 5 to 10% phenocrysts (mainly olivine and some clinopyroxene) and a matrix with abundant plagioclase and opaque mineral microlites. The pebble core is preserved from the iddingsitic alteration that affects the olivine phenocrysts of the pebble rim. About 20 mg of a 250-300 μm sieved fraction of whole-rock powder was irradiated in the Siloée nuclear reactor (CEA, Grenoble, France) and received a neutron flux density of 5.10^{18} neutrons/cm². The sample was analysed together with a standard amphibole of 334.5 Ma from Capelongue (Maluski and Schaeffer, 1982). The irradiation factor *J* value is 0.01751 with 1% mean standard deviation. The irradiated sample was step-heated from 700 to 1400°C. The released gas was cleaned

through traps on the extraction line and introduced in the VG3600 mass-spectrometer source (analytical procedure in Arnaud et al., 1993). All ages are given with 1 σ errors and the "plateau" and "isochrone" ages include the error on *J*. Detailed data are available from the authors.

The age spectrum (Fig. 3a) exhibits a progressive degassing and correlates closely with the evolution of the K/Ca ratio (Fig. 3b). As a subaphyric whole-rock powder was analysed, the first plateaus are likely to be related to the gas fraction released from the glass and plagioclases, whereas the low-K and excess Ar-rich minerals degassed at the end. Thus the first steps are considered to be more reliable, even if slightly affected by inherited-Ar contamination. The very first plateau, richer in K and representing 50% of the released gas, gives an age of 14.9 ± 0.3 Ma, which will be a minimum age because whole-rock matrix alteration often produces younger ages. Moreover, because the first plateaus are discordant, probably due to excess Ar, no representative plateau age can be calculated (Dalrymple et al., 1981). To correct for excess Ar, a $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ "mixing" diagram was used (method from Roddick et al., 1980). The inverse isochrone diagram (Fig. 3c) shows excess Ar in the last steps and a high dispersion of data. The four first steps were used to draw an isochrone which suggests an age of

* Manuscrit reçu le 9 mars 1998, accepté le 8 avril 1998.

(1) Univ. Jean Monnet, Département de Géologie-Pétrologie, 23 rue du Dr. P. Michelon, 42023 Saint-Etienne cédex, et * UMR CNRS 6524.

(2) UMR CNRS 6524, Groupe de Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cédex.

21.5 ± 1.7 Ma, i.e Aquitanian (Odin, 1994). This "isochrone" age seems the most reliable and is preferred to the "plateau" age based only on the first step.

Discussion: The detrital Bazourge formation from which the basalt pebble was collected is thus younger than 21.5 ± 1.7 Ma, which is the age of the lava emplacement. These deposits (Fig. 2) are attributable at least to the Aquitanian - Burdigalian, thus younger than previously proposed (Echcherif El Khetani, 1996; Fig. 2A). Moreover, the sedimentary series (Fromentaux and Sury le Comtal formations) that developed over, or as eastward lateral facies variations of the Bazourge formation were also deposited during the Early to Middle Miocene (Figs. 2A and 4).

On the basis of this Miocene age, the Bazourge formation can be correlated with the coarse-grained sedimentary series drilled in the centre of the basin (Fig. 1, site 2) and attributed on paleontological criteria to an upper sequence of Aquitanian to Burdigalian age (Larqué and Weber, 1969; Schuler and Sittler, 1969). A lower sequence, consisting of marls and clays typical of a confined environment and containing a Chattian or end-Stampian microflora in its upper levels, was also identified (Schuler and Sittler, 1976) (Fig. 2B). The transition between the two sequences corresponds to an input of massive coarse-grained clastic sediments into the centre of the basin, correlated with a variation of the clay-minerals fraction, which changes from mainly illite to prevailing detrital montmorillonite with minor kaolinite and illite.

Northwards, the Bazourge formation is in apparent continuity with some detrital facies of the western margin that are also from a piedmont environment and which also contain some basalt pebbles (Le Griel, 1975, 1984; Echcherif El Khetani, 1996). The Mont d'Uzore volcanic complex (Fig. 1), in which the youngest basaltic dykes have been dated at 17.8 ± 0.9 Ma (Burdigalian) by the whole-rock K/Ar method (Bellon and Hernandez, 1979), was emplaced within these conglomerates and sands (Bobier and Glangeaud, 1960; Hernandez, 1971). Because these deposits constitute northern equivalents to the Bazourge formation, their currently postulated

Oligocene or Oligo-Miocene age (Duclos et al., 1974; Gagny et al., 1989) needs to be reappraised.

The deposits located on the western margin of the Forez basin clearly appear to be at least of Early Miocene age. Both the middle and upper megasequences defined by Echcherif El Khetani (1996) were deposited during the Miocene (Fig. 2). Thus, uplift initiated during the Early Miocene would have affected the Monts du Forez positive reliefs, leading to increased erosion and a massive accumulation of detrital sediments within the basin. This Miocene stage in the tectono-sedimentary evolution of the basin, already described locally (Larqué and Weber, 1969), has to be extended to the whole graben. The Early Oligocene and even part of the Late Oligocene have not been identified paleontologically (Fig. 2B). Nevertheless, detrital deposits that were intersected by drilling over several hundred metres below the Chattian sediments and above the Priabonian formation (Fig. 2B; Echcherif El Khetani, 1996) must belong to the Oligocene sensu lato. As it is not yet possible to define the chronological interval that is effectively represented, or to affirm a total continuity of the sedimentation within this interval, we consider only two series in the succession (Fig. 2B) rather than distinguishing megasequences as proposed by Echcherif El Khetani (1996; Fig. 2A). Furthermore, compared to the adjacent Grande Limagne Basin, the Forez basin is characterized by its large volume of Miocene sedimentation; detrital input in the Grande Limagne was certainly sparser at that time (Autran and Peterlongo, 1980), although it was abundant during the Oligocene. The Neogene dynamic evolution of the two grabens clearly seems to have been different and partly disconnected.

Conclusion: The post-Aquitania age of the proximal detrital deposits (Bazourge formation) located on the southwestern margin of the Forez basin is demonstrated for the first time by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental dating of a basalt pebble (21.5 ± 1.7 Ma). Thus the overlying Fromentaux and Sury le Comtal formations must be related to the Early Miocene, and not to the Oligocene as previously defined (Echcherif El Khetani, 1996).

This chronological evaluation, as well as correlations between several drill-cores, leads to a reinterpretation of the stratigraphic relationships within the entire basin. The tectonic and sedimentary activity intensified during the Aquitanian (Larqué and Weber, 1969) and abundant detrital releases continued to at least the Middle Miocene. From our results, the Early Miocene appears to be characterised by huge amounts of detrital deposits, and is certainly a major stage of the geological evolution of the Forez basin. This is probably related to tectonic movements uplifting the western margin of the basin and favouring magmatic uprise.

Introduction

Le fossé tectonique du Forez (fig. 1) est l'un des éléments du rift ouest européen, ouvert à l'Eocène et individualisé à l'Oligocène (Caire, 1977, Bergerat, 1980) qui disloque le domaine hercynien, après une longue période de pénéplation mésozoïque. La série sédimentaire tertiaire sur la bordure ouest du fossé, épaisse de plusieurs centaines de mètres est constituée de vastes épandages conglomératiques et sableux de piedmont, liés à l'érosion des reliefs de la zone orientale des Monts du Forez, qui passent latéralement vers l'est à des faciès distaux palustres à lacustres (Duclos, 1967; Le Griel, 1975, 1984; Etlicher, 1986). Cette série correspondrait à une succession de trois mégaséquences sédimentaires (fig. 2A) (Echcherif El Khetani, 1996); les mégaséquences inférieures et supérieures (fig. 2A) sont attribuées respectivement à l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur, et au Miocène inférieur à moyen; la mégaséquence moyenne n'est qu'indirectement et de façon hypothétique rattachée à l'Oligocène supérieur, aucun de ses éléments constitutifs (formations de Bazourge, des Fromentaux et de Sury le Comtal, définies par Echcherif El Khetani, 1996; fig. 2A) n'ayant livré de faune ou de flore permettant une attribution stratigraphique directe. Ceci explique une série d'hypothèses divergentes (Duclos, 1967, Duclos et al., 1974; Le Griel, 1975, 1984; Gagny et al., 1989; Echcherif El Khetani, 1996).

La découverte de rares galets de basaltes dans les faciès détritiques proximaux (sables grossiers et conglomérats) de la formation de Bazourge, dont un, de

taille décimétrique, bien préservé, a pu faire l'objet d'une datation radiométrique, apporte un premier élément sur l'âge de ces dépôts. Cette datation nous conduit à réinterpréter la position de l'ensemble de cette série dans le cadre stratigraphique régional.

Géochronologie du galet de basalte de la Formation de Bazourge (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

Cette lave basaltique subaphyrique contient entre 5 et 10 % de phénocristaux, dont l'olivine constitue la phase minérale prédominante, en association avec de rares phénocristaux de clinopyroxène. La mésostase vitreuse contient des microlites de plagioclases, et des granules de minéraux opaques en abondance. Le coeur du galet de basalte préservé de l'altération iddingsitique a été utilisé pour l'analyse radiométrique. Environ 20 mg d'une fraction granulométrique de 250-300 μm de la poudre de roche totale nettoyée aux ultrasons dans l'acétone ont été irradiés au sein de la pile Siloée du Centre d'Etude Atomique de Grenoble (France). Une fluence totale de 5.10^{18} neutrons/cm² a été reçue par l'échantillon. Le facteur d'irradiation J a été estimé par la co-irradiation d'une amphibole standard de Capelongue de 344,5 Ma (Maluski et Schaeffer, 1982) régulièrement répartie au sein de la navette contenant les échantillons. La valeur de ce rapport est 0,01751 avec 1 % de déviation standard de la moyenne. L'échantillon irradié a été chargé dans un four à double enceinte et chauffé par paliers de 20 mn, de 700°C à 1400°C. Le gaz a ensuite été purifié le long de la ligne d'extraction avant d'être introduit dans la source d'un spectromètre VG3600 (procédure analytique décrite in Arnaud *et al.*, 1993). Les âges sont donnés à 1 σ , les âges « plateaux » et « isochrones » incluent l'erreur sur J. Le détail des données est disponible auprès des auteurs.

Le spectre d'âge obtenu (fig. 3a) montre un dégazage progressif et les âges des paliers successifs sont étroitement corrélés à l'évolution du rapport K/Ca (fig. 3b). L'augmentation des âges correspond aux dégazages de zones progressivement plus pauvres en K et/ou plus riches en Ca. L'analyse se faisant sur roche totale sub-aphyrique, il est vrai-

semblable que le début du spectre soit associé au dégazage de la pâte microlitique et des plagioclases, alors qu'à haute température des minéraux peu potassiques tels que l'olivine, les pyroxènes ou les oxydes opaques dominent le dégazage en relâchant beaucoup d'Ar en excès. Les premiers paliers du spectre sont donc les plus crédibles bien que peut-être déjà un peu affectés par la contamination d'Ar hérité. Le tout premier plateau, le plus riche en K et le moins influencé par l'Ar en excès, représente plus de 50 % du gaz émis. Son âge de $14,9 \pm 0,3$ Ma est de loin le plus jeune mais les premiers paliers, surtout dans le cas de l'analyse des roches totales, sont souvent affectés par l'altération de la matrice produisant un âge artificiellement jeune. Cet âge est donc un minimum. Par ailleurs, les premiers paliers ne réunissent pas les conditions pour calculer un âge plateau représentatif (Dalrymple *et al.*, 1981) puisqu'ils sont très discordants, sans doute à cause de l'Ar en excès. Plutôt

qu'un diagramme isochrone normal nous avons utilisé, pour corriger l'âge de l'Ar en excès, un diagramme de « mélange » (méthode de l'isochrone inverse de Roddick *et al.*, 1980), utilisant les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et évitant ainsi l'autocorrélation des erreurs sur le pic ^{36}Ar , mesuré avec la plus forte erreur. L'isochrone inverse (fig. 3c) montre de l'Ar en excès dans les derniers paliers mais de composition vraisemblablement non homogène. Une isochrone tracée à travers les quatre premiers paliers suggère un âge de $21,5 \pm 1,7$ Ma qui rend bien compte de la dispersion des points, comme en témoigne également le MSWD de 5, supérieur à l'unité. L'âge du premier palier étant sans doute sous-estimé, l'âge isochrone et l'erreur associée sont les plus crédibles. On retiendra donc l'âge de $21,5 \pm 1,7$ Ma, indiquant que cette lave s'est mise en place au Miocène inférieur, au cours de l'Aquitainien ($23,0 \pm 0,5$ Ma à $20,3 \pm 0,5$ Ma, in Odin, 1994).

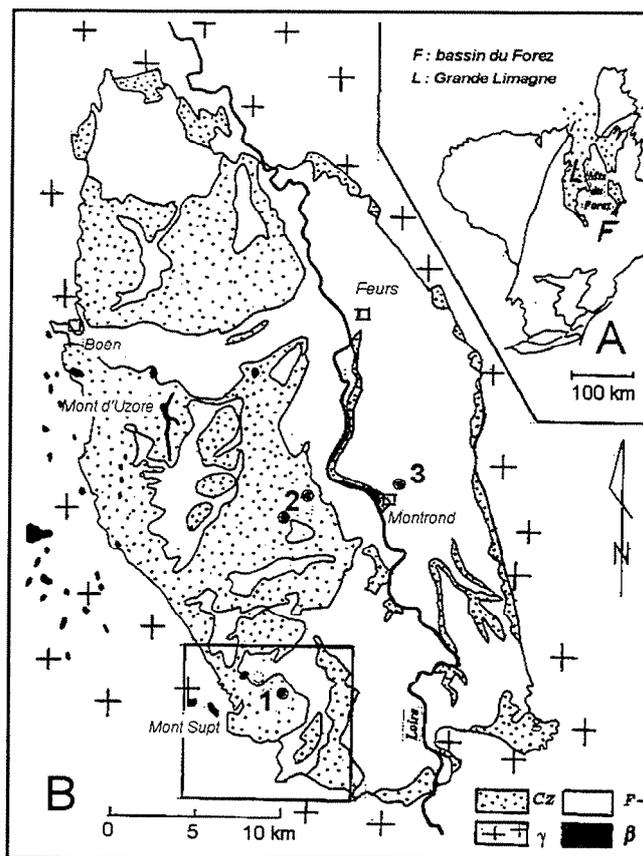


Fig. 1.- (A) Schéma de situation dans le Massif central français et (B) carte de localisation des formations tertiaires (cz) dans le bassin du Forez. 1 : site d'échantillonnage du galet de basalte ; 2 : forages profonds (Larqué et Weber, 1969) ; 3 : forage (Echcherif El Khetani, 1996).

Fig. 1.- (A) Outline map of the Massif Central (France) indicating the Forez basin, and (B) location map of the Cenozoic series (cz) in the Forez basin; 1: location of the sampled basalt pebble; 2: deep boreholes (Larqué and Weber, 1969); 3: borehole (Echcherif El Khetani, 1996).

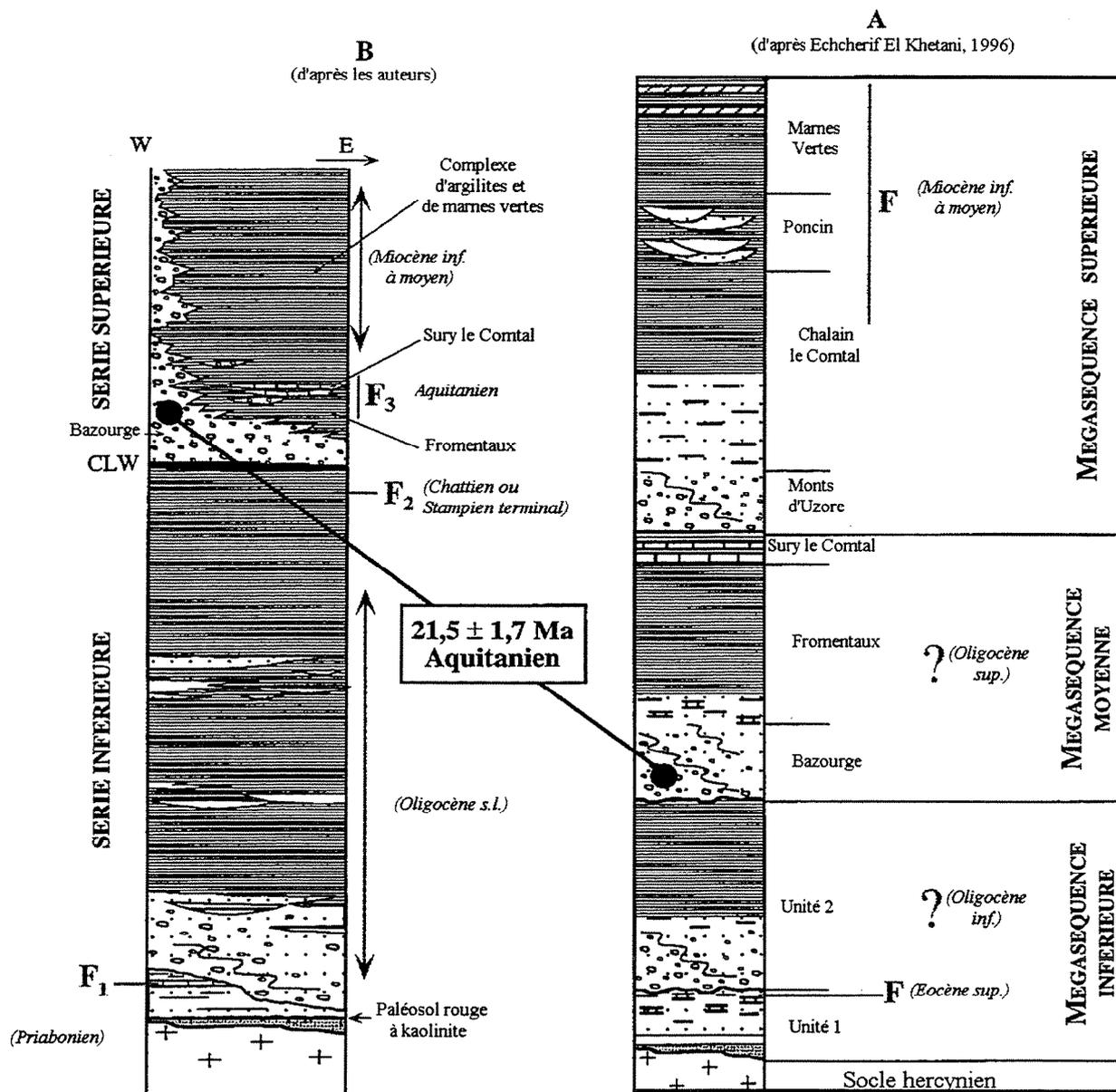


Fig. 2.- Log stratigraphique synthétique de la série tertiaire sud occidentale du fossé du Forez. Le point noir situe le galet de basalte analysé. F1 : faune de vertébrés (Echcherif El Khetani, 1996) ; F2 : ostracodes et pollens (Schuler et Sittler, 1969, 1976) ; F3 : ostracodes et pollens (Schuler et Sittler, 1969, Echcherif El Khetani, 1996). Les sites de datations F2 et F3 correspondent aux forages 2 et 3 au centre du bassin (fig. 1). CLW : coupure sédimentologique définie par Larqué et Weber (1969). La formation des Monts d'Uzore, équivalent septentrional de la formation de Bazourge, n'apparaît pas sur le log synthétique B.

Fig. 2.- Composite stratigraphic log of Cenozoic sedimentary deposits in the southwestern Forez basin. The black dot indicates the site of the basalt pebble sample. F1: vertebrate fauna (Echcherif El Khetani, 1996); F2: ostracods and pollens (Schuler and Sittler, 1969, 1976); F3: ostracods and pollens (Schuler and Sittler, 1969, 1976; Echcherif El Khetani, 1996). Location of F2 and F3 paleontological datings corresponds to boreholes 2 and 3 in the centre of the basin (Fig. 1). CLW: sedimentological boundary defined by Larqué and Weber (1969). The Monts d'Uzore formation, which is the northern equivalent to the Bazourge formation, is not shown on the composite Log B.

Discussion

La formation détritique de Bazourge incluant le galet de basalte est donc plus jeune que $21,5 \pm 1,7$ Ma, âge de mise en place de la lave. Ces dépôts sédimentaires (fig. 2) sont *a priori* attribuables au moins à l'Aquitainien-Burdigalien, et donc plus récents que précédemment proposé (Echcherif El Khetani, 1996, fig. 2A). De même, les ensembles sédimentaires qui se

développent au-dessus des faciès détritiques de la Fm. de Bazourge, ou leur sont liés par variations latérales, se trouvent eux aussi stratigraphiquement situés dans le Miocène inférieur à moyen (formations des Fromentaux et de Sury le Comtal à l'est, fig. 2B et fig. 4).

Par ailleurs, l'âge miocène inférieur de la formation de Bazourge nous permet de la corrélérer avec la série de sédiments

détritiques grossiers recoupée par forage au centre du bassin (fig. 1, site 2), correspondant à la séquence supérieure définie par Larqué et Weber (1969), paléontologiquement d'âge aquitainien à burdigalien (Schuler et Sittler, 1969). Ces auteurs distinguent également une séquence inférieure, constituée d'argiles et de marnes caractéristiques d'un bassin confiné et dont les horizons supérieurs contiennent une microflore chattienne sinon même

fini-stampienne (Schuler et Sittler, 1976) (fig. 2B). La coupure sédimentologique (fig. 2B) entre les deux séquences est marquée, outre l'apport d'éléments grossiers, par une modification de la nature de la fraction argileuse : illite dominante dans la séquence inférieure, puis montmorillonite détritique dominante associée à un peu de kaolinite et d'illite dans la séquence supérieure.

Vers le nord, la formation de Bazourge est en continuité apparente avec les faciès détritiques de la bordure occidentale du bassin (fig. 1) qui appartiennent à un même environnement de piedmont et contiennent aussi dans les faciès proximaux des galets basaltiques très altérés (Le Griel, 1975, 1984 ; Echcherif El Khetani, 1996). Dans ces sables et conglomérats, s'est mis en place le complexe volcanique des monts d'Uzore (fig. 1) (Bobier et Glangeaud, 1960 ; Hernandez, 1971) dont les basaltes les plus tardifs sont datés à $17,8 \pm 0,9$ Ma (Burdigalien) par la méthode K/Ar sur roche totale (Bellon et Hernandez, 1979). La correspondance sédimentologique de ces faciès avec la formation de Bazourge remet en question l'âge oligocène ou oligomiocène qui leur a jusqu'à présent été attribué (Duclos *et al.*, 1974, Gagny *et al.*, 1989). Il est vraisemblable que ces dépôts soient également attribuables au Miocène inférieur.

Les formations de la bordure occidentale du fossé du Forez apparaissent donc d'âge miocène inférieur. La mégaséquence moyenne au sens d'Echcherif El Khetani (1996) doit être confondue avec les termes de sa mégaséquence supérieure (fig. 2). Au Miocène inférieur, se sont développés des mouvements d'exhaussements des reliefs des Monts du Forez entraînant reprise d'érosion et accumulation corrélative de détritiques grossiers dans le bassin. Cette étape de l'histoire sédimentaire du bassin forézien déjà perçue par Larqué et Weber (1969) à partir de l'analyse de deux forages centraux (fig. 1, site 2) est ici confirmée et généralisée. Dans l'état actuel des connaissances l'Oligocène inférieur et sans doute une partie de l'Oligocène supérieur ne sont pas documentés paléontologiquement (fig. 2B). Toutefois, des formations détritiques reconnues par forages sur plusieurs centaines de mètres (Echcherif El Khetani, 1996) ne peuvent être attribuées qu'à l'Oligocène au sens large, puisqu'elles se situent au-dessous des sédiments chattiens et au-

dessus de ceux d'âge priabonien (fig. 2B). Ceci étant, aucun argument ne permet de préciser l'intervalle chronologique effectivement représenté, ni d'assurer la continuité de la sédimentation de cette série. Par conséquent, nous considérons deux séries sédimentaires (fig. 2B), au lieu d'un découpage en mégaséquences proposé par Echcherif El Khetani (fig. 2 A).

Cette nouvelle approche de la série néogène du bassin du Forez a d'autres incidences. Comparé aux autres fossés tertiaires du Massif central français et en particulier celui de la Grande Limagne, ce fossé s'individualise par l'importance de dépôts miocènes alors que ceux-ci sont peu développés en Limagne (Autran et Peterlongo, 1980), région où en revanche la

série oligocène est épaisse. La dynamique néogène des deux bassins est donc différente, ce qui devra être pris en compte dans toute interprétation dynamique.

Conclusion

L'âge post-aquitainien de dépôts détritiques proximaux (formation de Bazourge) sur la bordure sud-occidentale du bassin du Forez est établi pour la première fois par la datation radiométrique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($21,5 \pm 1,7$ Ma) d'un galet de basalte de cette formation. Par conséquent, les formations des Fromentaux et de Sury le Comtal doivent également être rapportées au Miocène inférieur, et non pas à l'Oligocène (Echcherif El Khetani, 1996).

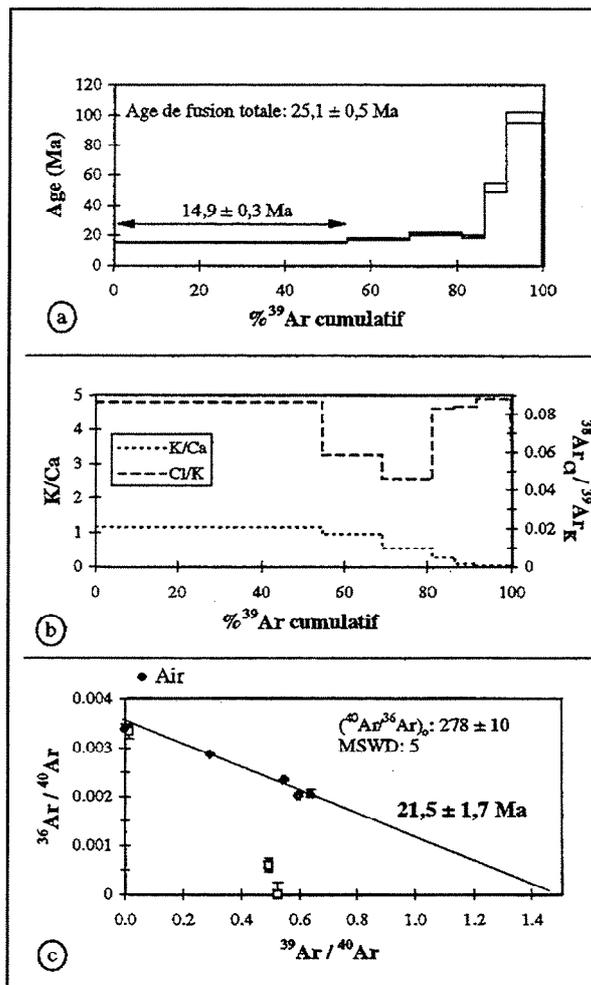


Fig. 3.- Résultats graphiques synthétiques des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le spectre d'âge (a) est accompagné de l'étude du dégazage progressif des phases minérales composant la roche totale (b). Compte tenu des problèmes d'argon en excès et de la possible altération de la mésoctase, l'isochrone inverse (c) apparaît l'approche statistique la plus correcte, suggérant un âge de $21,5 \pm 1,7$ Ma.

Fig. 3.- Synthetic graphic results of whole-rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. The age spectrum (a) is given together with the study of the progressive gas release of mineral phases (b). Because of the excess Ar problem and the probable groundmass alteration, an inverse isochrone (c) appears to be the most credible statistical approach and suggests an age of 21.5 ± 1.7 Ma.

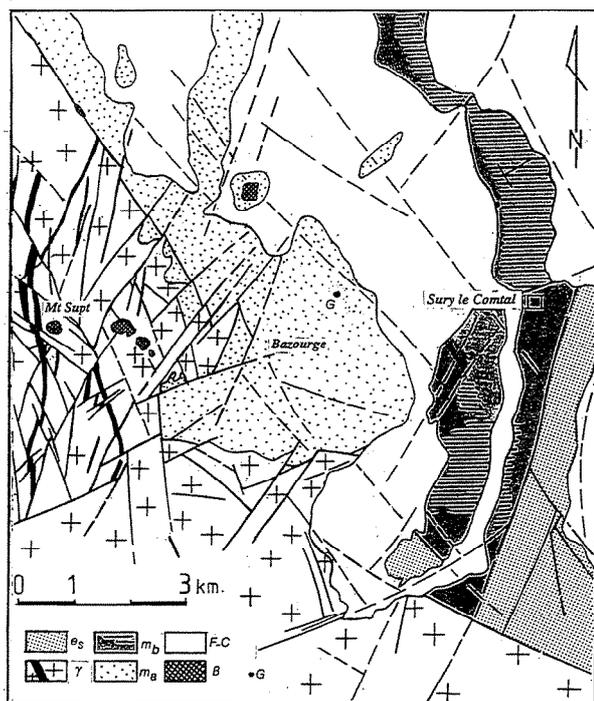


Fig. 4.- Carte géologique de la région de Bazourge-Sury le Comtal.

γ : socle hercynien avec en noir, filons de leucogranite ; e_s : formations éocène supérieur ; formations miocène inférieur : m_a , formation sableuse et conglomératique de Bazourge, m_b , formation argilo-marneuse des Fromentaux et calcaires de Sury le Comtal (hachures horizontales) ; β : basaltes tertiaires ; F-C : formations superficielles alluvio-colluviales indifférenciées ; G : site d'échantillonnage du galet de basalte.

Fig. 4.- Geological map of the Bazourge-Sury le Comtal area.

γ : Hercynian basement with leucogranite dykes in black; e_s : Upper Eocene deposits; Lower Miocene formations: m_a , Bazourge formation, m_b , Fromentaux formation and Sury le Comtal limestones (horizontal hachures); β : Cenozoic basalts; F-C: undifferentiated surficial deposits; G: site of the basalt pebble sample.

Cette attribution chronologique ainsi que les corrélations entre différents forages conduisent à modifier la stratigraphie à l'échelle du bassin. L'activité tectono-sédimentaire s'intensifie à l'Aquitanién (Larqué et Weber, 1969), et des décharges détritiques abondantes se poursuivent jusqu'au Miocène moyen. Au vu de nos résultats, il apparaît que le Miocène inférieur est marqué par une subsidence compensée par une accumulation importante de dépôts détritiques, et qu'il correspond à une étape majeure de l'évolution géologique du bassin forézien. Cette sédimentation détritique est vraisemblablement liée à des mouvements tectoniques exhaussant sa bordure occidentale et favorisant les venues magmatiques.

Remerciements

Les auteurs remercient J. Dercourt et C. Cavelier pour leurs commentaires constructifs et la révision du manuscrit.

Références

- Arnaud N.O., Brunel M., Cantagrel J.M., Tapponnier P. (1993) - High cooling and denudation rates at Kongur-Shan, Eastern Pamir (Xinkiang, China) revealed by ^{40}Ar - ^{39}Ar alkali feldspar thermochronology. *Tectonics*, **12**, 1335-1346.
- Autran A., Peterlongo J.M. (1980) - Massif central. In: « Géologie des pays européens » C. Lorenz (ed.), BORDAS et 26e Congrès géologique international, 3-123.
- 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.
- Bergerat F. (1980) - La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord : résultat de la collision Afrique-Europe. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **290**, 1521-1524.
- 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.
- Caire A. (1977) - Interprétation unitaire des fossés des Limagnes, de la Bresse et du Rhin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **285**, 1279-1281.
- Dalrymple G.B., Alexander Jr E.C., Lanphere M., Kraker G.P. (1981) - Irradiation of samples for ^{40}Ar / ^{39}Ar dating using the Geological Survey TRIGA reactor. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1176.
- Duclos P. (1967) - Géologie et minéralisation uranifères de la plaine tertiaire du Forez. Thèse d'Etat Sciences, Clermont-Ferrand.
- Duclos P., Lorenchet de Montjamont M., Dheler R., Hernandez J., Peterlongo J.M. (1974) - Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Montbrison (720). BRGM éd., Orléans.
- Ech-Cherif El Khetani D. (1996) - Géologie du fossé du Forez : essai de synthèse et comparaisons avec les autres bassins tertiaires du Massif central français. Thèse Doct. Univ. Jean Monnet, Saint-Etienne, 372 p.
- Etlicher B. (1986) - Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Centre d'Etudes foréziennes, 681 p.
- Gagny C., Leistel J.M., Sider H., Bouillier R. (1989) - Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Feurs (696). BRGM éd., Orléans.

- 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.
- Larqué P., Weber F. (1969) - Etudes sédimentologiques sur la formation tertiaire de la plaine du Forez. Géochimie des argiles. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg, **22**, 4, 249-278.
- 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, 268 p.
- Le Griel A. (1984) - Géologie et reliefs de la plaine du Forez. In: « Paysages et milieux naturels de la plaine du Forez », Centre d'Etudes foréziennes, Saint-Etienne, 139-148.
- Maluski H., Schaeffer O.A. (1982) - ³⁹Ar-⁴⁰Ar laser probe dating of terrestrial rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 21-27.
- Odin G.S. (1994) - Geological time scale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, 59-71.
- Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C. (1980) - The evolution of excess argon in alpine biotites - a ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 185-208.
- Schuler M., Sittler C. (1969) - Etude palynologique et écologique des séries tertiaires du Bassin de Montbrison (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg, **22**, 2, 159-184.
- Schuler M., Sittler C. (1976) - Présence d'un grain de pollen *Boehlensipollis Hohli* W. KR. 1962 dans les séries tertiaires de la plaine du Forez (Massif central). Attributions stratigraphiques nouvelles de ces terrains. *Sci. Géol. Bull.*, **29**, 1, 91-92.

NOTES D'ORIENTATION POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE À 1/50 000

Comité de la carte géologique de la France

par

P. Andreieff, éditeur

Document du BRGM n° 260

La troisième édition des notes d'orientation pour l'établissement de la Carte géologique de France correspond à une refonte complète de la deuxième édition qui date de plus de 20 ans (1975).

L'idée d'une nouvelle édition, et non pas d'une réédition de la précédente, résulte principalement de l'évolution des idées concernant les différents secteurs de la géologie et d'une actualisation nécessaire de la symbolique et de la représentation. Il est clair que la nouvelle version de la Carte géologique de France à 1/1 000 000, publiée en 1996 et qui fait suite à de longs débats, a joué un rôle essentiel dans la genèse de la présente version.

Le chapitre sur les terrains sédimentaires développe le principe d'une cartographie basée principalement sur l'identification d'unités lithostratigraphiques (les formations). Une nouvelle symbolique, intégrant ce concept, est proposée pour les terrains antéquatérnaires.

Les formations superficielles étaient à peine prises en compte dans la version de 1975. L'importance prise par la surface, notamment au travers des problèmes d'aménagement, justifiait l'introduction de ce chapitre. Le texte met ainsi l'accent à la fois sur les concepts, le choix des formations superficielles cartographiées et leur âge, ainsi que sur les modes de représentation.

Le chapitre sur les roches plutoniques tient compte des développements concernant la cartographie pétrographique et structurale et la mise en place de ce type de roches. L'accent est mis sur les associations magmatiques et leur chronologie.

Pour les roches volcaniques, l'apport principal des vingt dernières années concerne la géochimie des séries magmatiques et leur environnement géotectonique, concepts qui ont pu être appliqués aux séries paléovolcaniques. La symbolique de représentation détaille, par ailleurs, la morphologie des structures volcaniques qu'elles soient liées à l'activité effusive, hypabyssale ou volcanoclastique.

Depuis des décennies maintenant, le concept de surimposition du métamorphisme à la lithologie et aux structures est clairement établi. La cartographie doit ainsi faire ressortir non seulement les aspects lithologiques s'appuyant sur la pétrographie et la chimie des formations, mais également la représentation spatiale du métamorphisme.

La Carte géologique n'est pas limitée à la composante terrestre des formations mais englobe également la représentation de la géologie marine. L'accès à l'information étant souvent fragmentaire, il est important de s'assurer d'une bonne représentation du substrat et des formations de recouvrement. Il s'agit donc à la fois de présenter convenablement le prolongement des structures en mer et de bien exprimer la dynamique sédimentaire actuelle.

La représentation des unités tectoniques tient compte des progrès réalisés dans l'analyse structurale à diverses échelles et de l'exploitation des images numériques (modèles numériques de terrain, imagerie satellitaire optique ou radar). Les structures tectoniques sont non seulement représentées sur la carte mais également synthétisées sur le schéma structural, qui distingue les grandes entités et leur chronologie respective et les coupes.

L'ouvrage comporte enfin des recommandations pour la rédaction de la notice explicative, le modèle de données, les tables d'attributs et les lexiques utilisés pour la numérisation de la carte géologique, et une abondante bibliographie.

Prix de vente : 200 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et 60 F pour l'Étranger.

En vente chez votre libraire habituel ou aux Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France - Tél. : 02 38 64 30 28.
Fax : 02 38 64 36 82 accompagné de votre titre de paiement.