

Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre)

Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan*

Jacques DELFOUR (1)
Catherine GUERROT (2)

*An Early Visean age for the Picampoix microgranite (Nièvre).
Contribution to the study of Carboniferous magmatic activity in the Morvan*

Géologie de la France, n°2, 1997, pp. 3-12, 5 fig., 2 tabl.

Mots-clés : Datation, Pb-Pb, Zircon, Microgranite, Analyse majeure, Magmatisme orogénique, Carbonifère, Orogénie hercynienne, Nièvre, Morvan, France.

Key words: Dating, Pb/Pb, Zircon, Microgranite, Major-element analyses, Orogenic magmatism, Carboniferous, Hercynian orogeny, Nièvre, Morvan, France.

Résumé

L'âge de 345 ± 10 Ma (Viséen inférieur), obtenu sur le microgranite de Picampoix (Nièvre) par la méthode de datation Pb/Pb par évaporation sur zircons, s'inscrit dans l'évolution magmatique de la chaîne varisque dans le Morvan durant le Carbonifère. Cette datation ainsi que celles obtenues antérieurement, permettent de reconsidérer la chronologie des diverses expressions du magmatisme : des volcanites, des granites et plus particulièrement des roches filoniennes microgranitiques rencontrées en abondance dans les diverses unités du Paléozoïque du Morvan.

Cinq générations de roches microgranitiques ont été distinguées selon leurs caractères pétrochimiques et leurs modes de gisement. Chacune de ces générations peut être reliée soit à un épisode volcanique, soit à une phase d'intrusions granitiques. La génération 1 de trondhjémite est associée au volcanisme orogénique calco-alcalin du Famennien-Tournaisien. La génération 2, représentée par le microgranite de Picampoix, est contemporaine des intrusions de granites subalcalins monzonitiques (Gien-sur-Cure, Grury) qui succèdent au volcanisme

orogénique acide du Tournaisien-Viséen inférieur. La génération 3 des filons de microgranites, orientés NE-SW, est contemporaine des volcanites acides et aériennes du Viséen supérieur dont la mise en place est guidée par un régime d'extension NW-SE. La génération 4 des filons de microgranites à deux micas, orientés NW-SE, recoupe les intrusions de granites aluminopotassiques datées à 327 ± 5 Ma (Pierre-qui-Vire). La génération 5 est représentée par les microgranites qui accompagnent le volcanisme acide d'âge stéphanien de la caldeira de Blismes-Montreuil.

Abridged English version

Periodic magmatic activity, related to the evolution of the Variscan belt from the Middle Devonian to the Permian, is indicated in the northeast of the French Massif Central by:

a) volcanic extrusives (basalt to sodarhyolite and associated tuffs) and their hypovolcanic suites intercalated in the Morvan marine sedimentary succession, which accumulated continuously from the Famennian to the Early Visean, and subaerial acid volcanics accompanied by hypovolcanic rocks in the Late Visean;

b) the Settons and Luzy batholiths, with intrusion of monzonitic subalkaline granite and associated microgranite during the Early Visean, followed by aluminopotassic granite during the Early Namurian; to the northwest and southeast, these batholiths bound and cut the Morvan Devonian-Dinantian volcano-sedimentary succession;

c) acid volcanic-plutonic caldera activity in the Blismes-Montreuil basin from the Stephanian to Saxonian.

The dating of the Picampoix microgranite (Nièvre) at 345 ± 10 Ma (Early Visean), using the Pb/Pb evaporation method on zircons, combined with the ages previously obtained on the granites and volcanic rocks, have made it possible to distinguish five generations of microgranitic rock according to their petrochemical characteristics and mode of occurrence.

Generation 1, represented by trondhjémite veins and stocks, is associated with the Famennian to Early Visean calc-alkaline volcanic activity. The intrusions are located in the southern part of the Morvan and are both concordant and discordant with the

(*) Manuscrit reçu le 9 janvier 1997, accepté définitivement le 1^{er} juin 1997.

(1) La Cafarderie, 18140 Herry

(2) SMN/PEA/ANA, BRGM, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2.

general direction of the volcano-sedimentary layers. Volcanic activity began in the Middle Devonian with the Chizeuil soda-rhyolites and soda-dacites dated at 378 ± 2 Ma (U/Pb, Calvez et al., 1985), continued with basalt and andesite lava flows and thick layers of basic tuff during the Famennian, and ended with dacites, commonly ignimbritic, from the Tournaisian to the Early Visean. The geochemical signatures (major and trace elements [Lemière, 1982; Delfour, 1989] and rare earths [Pin et al., 1982]) indicate that the volcanic rocks belong to a calc-alkaline suite emplaced in a mature island-arc type setting with a thick continental crust, associated with a subduction zone (Behr et al., 1984).

Generation 2, represented by the Picampoix microgranite (345 ± 10 Ma), is associated with the major Early Visean magmatic phase which led to the generation of the monzonitic subalkaline biotite granites at Grury (348 ± 6 Ma, U/Pb, Supply, 1985), Settons and Gien-sur-Cure (about 345 Ma, Rb/Sr, Rolin and Stussi, 1991).

Generation 3 is represented by NE-SW-oriented microgranite dykes cutting the Devonian-Dinantian succession and the biotite granites. Controlled by a NW-SE extensional regime, this generation was contemporaneous with the acid ignimbritic volcanic activity associated with Late Visean crustal melting and which shows the same calc-alkaline characteristics. The Vausségré granophyre dated at $331 \pm 10/-8$ Ma (U/Pb, Supply, 1985), which intrudes the northern part of the Château-Chinon granite, belongs to this generation.

Generation 4 consists of pink muscovite-biotite microgranite dykes trending NW-SE to sub N-S. The dykes, commonly forming sets several kilometres long, are narrow and subvertical, banded along the edges and have sharp contacts with the country rock. They cut the Folin and Pierre-Qui-Vire aluminopotassic granites (327 ± 5 Ma, U/Pb, Supply, 1985, and 323 ± 4 Ma, Rb/Sr, Duthou et al., 1984). Their orientation suggests that they were associated with the Stephanian-Autunian NE-SW extension (Faure and Becq-Giraudon, 1993).

Generation 5 is represented by a microgranite and granophyre dyke suite

which accompanied the subalkaline volcanic activity at Blismes from the Late Stephanian to the Autunian (Carpena et al., 1984). The dykes, although abundant in the Stephanian B and C tuffs and rhyolites (291 ± 7 Ma), are less common in the Early-Late Autunian volcano-sedimentary succession, and absent in the Montreuillon ignimbritic nappe dated at 267 ± 5 Ma and assigned to the Saxonian. The NW-SE- and ENE-WSW-oriented veins were controlled by the tectonic constraints prevailing during the formation of the Blismes-Montreuil caldera.

During the Middle Visean (340-330 Ma), the intra-Visean epeirogenic phase caused emergence of the basement, marking the boundary between the two periods of volcanic activity which characterize the Devonian-Dinantian evolution of the Morvan (Michel-Lévy, 1908; Bébien and Gagny, 1980).

The first period occurred from 380 to 340 Ma, with calc-alkaline volcanic activity from the Middle Devonian to Tournaisian/Early Visean, and ended with the emplacement of the Picampoix microgranite and the large Grury, Gien-sur-Cure and Settons subalkaline granite intrusions (including the Château-Chinon and Dommartin granites) during the Early-Middle Visean. These intrusions cut marine sediments deposited in an environment with distant or no relief.

The second, shorter period (330 to 325 Ma) consisted in a) subaerial acid volcanic activity during the Late Visean and the emplacement of NE-SW-oriented microgranite veins and nappes (Vausségré type) and b) intrusion of aluminopotassic granite. The peraluminous material, derived from crustal melting, was emplaced as volcanic rocks in NE-SW-oriented volcano-plutonic troughs, also present elsewhere in the northeastern Massif central (Leistel and Gagny, 1984), and as granite and leucogranite intrusions in the WNW-ESE extensional zones between the crustal ENE-WSW sinistral shear zones (Rolin and Stussi, 1991).

After a gap of 25 Ma, during which time the Devonian-Dinantian volcano-sedimentary succession was folded by the Sudetic orogeny, the Middle Stephanian to Saxonian magmatic activity (300-

260 Ma) was restricted to NW-SE-oriented muscovite-biotite microgranite intrusions (generation 4) and to volcanic-plutonic caldera activity with emplacement being essentially controlled by NE-SW extension (Faure and Becq-Giraudon, 1993).

Introduction

Dans le nord-est du Massif central français et durant l'évolution de la chaîne varisque qui s'est déroulée du Dévonien moyen au Permien, l'activité magmatique s'est manifestée à plusieurs reprises :

a) dans le faisceau du Morvan par des épanchements volcaniques (basalte à soda-rhyolite et tufs associés) et leurs cortèges hypovolcaniques qui s'intercalent dans la série sédimentaire marine qui s'étend de façon continue du Famennien au Viséen inférieur, puis par un volcanisme acide et aérien accompagné de roches hypovolcaniques au Viséen supérieur ;

b) dans les batholites des Settons et de Luzy par des intrusions granitiques également accompagnées de roches microgrenues ; ces batholites bordent et recourent au nord-ouest et au sud-est la série volcano-sédimentaire dévondinantienne du faisceau du Morvan ;

c) dans le bassin de Blismes-Montreuil par un volcano-plutonisme acide de caldeira du Stéphanien au Saxonien.

Peu abondants dans la partie sud du Morvan (région de Bourbon-Lancy), les filons, sills et stocks de microgranite et de granophyre prennent une réelle importance dans la partie nord (région de Saint-Honoré-les-Bains-Lucenay-L'Evêque) où ils envahissent les roches volcaniques et sédimentaires du Tournaisien-Viséen inférieur et, à divers degrés, le granite de Gien-sur-Cure et les volcanites acides du Viséen supérieur. Les nappes de microgranites oblitèrent les contacts entre les granites de Château-Chinon et des Settons et les formations du faisceau du Morvan.

Sur les bases stratigraphiques établies par Michel-Lévy (1908) et Guffroy (1957), Carrat (1969a et b) reliait l'évolution géochimique des diverses roches volcaniques acides épanchées du Viséen inférieur au Viséen supérieur et

Westphalien (rhyodacites, trachytes quartzifères, orthophyres et tufs de rhyolites calco-alcalines) à l'évolution du granite à biotite durant cette même période, du granite de Gien-sur-Cure à celui de Château-Chinon ; ces volcanites acides et les microgranites étaient considérés comme les faciès apicaux ou de bordure des massifs granitiques.

La cartographie géologique à 1/50 000 du faisceau du Morvan et de ses abords granitiques (Carrat *et al.*, 1986 ; Arène *et al.*, 1991 ; Delfour *et al.*, 1988, 1990, 1992, 1995, à paraître) et les études thématiques (Carpena *et al.*, 1984 ; Delfour *et al.*, 1984) en s'appuyant sur les données paléontologiques (Lys *et al.*, 1961 ; Vachard, 1976 ; Galtier, 1980 ; Coulon *et al.*, 1980 ; Delfour et Gigot, 1985) et géochronologiques (Viallette, 1973 ; Duthou *et al.*, 1984 ; Calvez *et al.*, 1985 ; Supply, 1985) ont permis de préciser la position stratigraphique des manifestations volcaniques qui se sont succédé du Dévonien à l'Autunien, et d'en caractériser la nature géochimique (Lemière, 1982 ; Monnier et Stussi, 1984 ; Delfour, 1989). C'est ainsi que les roches volcaniques, subvolcaniques (y compris les lamprophyres) et granitiques, mises en place durant l'orogénèse hercynienne, appartiennent à une lignée orogénique de type calco-alcalin dont les termes basiques du Famennien-Tournaisien s'enracinent dans le domaine tholéïtique d'arc tandis que les leucogranites et les volcanites acides du Stéphaniens et Saxonien évoluent vers les termes alcalins. La typologie des granites orogéniques varisques a été définie par Stussi et de La Roche (1984) qui distinguent deux groupes dans le nord-est du Massif central : les granites subalcalins des associations monzonitiques et les granites alumino-potassiques. La mise en place et le cadre géostructural ont été précisés par Rolin et Stussi (1991) : les intrusions de granites à biotite et leucogranites à biotite et cordiérite datent du Viséen inférieur et moyen tandis que celles des granites alumino-potassiques à biotite et muscovite datent du Namurien inférieur. Les intrusions se situent préférentiellement dans les zones majeures de cisaillement, actives durant les principales étapes de l'évolution orogénique qui, dans la période néo-varisque (350-320 Ma), est marquée par l'amincissement de la croûte continentale (Ledru *et al.*, 1989).

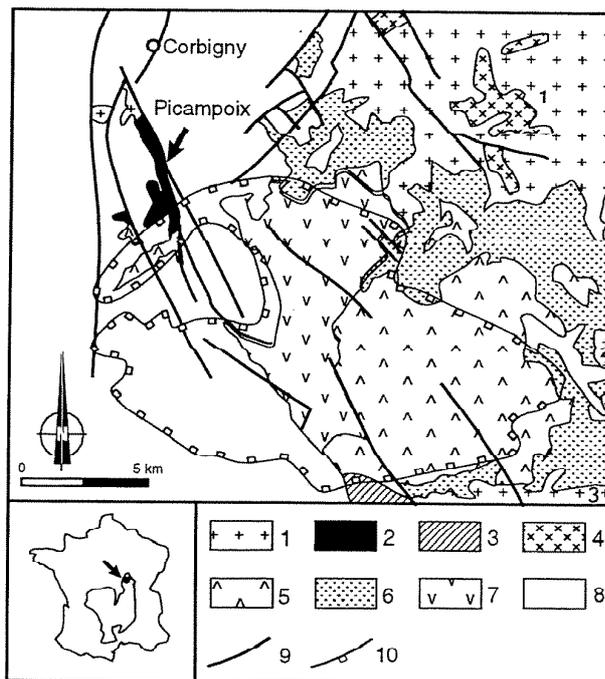


Fig. 1.- Situation géologique du microgranite de Picampoix (extrait de la feuille à 1/50 000 Corbigny). 1-1 : granite de Lormes ; 1-2 : granite subalcalin de Planchez ; 1-3 : granite subalcalin de Château-Chinon. 2 : microgranite de Picampoix (345 ± 10 Ma), Viséen inférieur-moyen. 3 : microgranite de Vausségré (331 ± 10/-8 Ma), Viséen supérieur. 4 : granite alumino-potassique de Pierre-qui-Vire (327 ± 5 Ma), Viséen supérieur. 5 : volcanites de Blismes, Stéphaniens. 6 : microgranite stéphanien. 7 : volcanites de Montreuillon, Autunien. 8 : couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. 9 : faille. 10 : limite de la caldeira stéphanienne permienne détectée par méthodes géophysiques.

Fig. 1.- Geological situation of the Picampoix microgranite (extract from the 1/50 000 scale Corbigny map). 1-1 : Lormes granite ; 1-2 : Planchez subalkaline granite ; 1-3 : Château-Chinon subalkaline granite. 2 : Picampoix microgranite (345 ± 10 Ma), Lower-Middle Visean. 3 : Vausségré microgranite (331 ± 10/-8 Ma), Upper Visean. 4 : Pierre-qui-Vire Al-K granite (327 ± 5 Ma), Upper Visean. 5 : Blismes volcanites, Stephanian. 6 : Stephanian microgranite. 7 : Montreuillon volcanites, Autunian. 8 : Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover. 9 : fault. 10 : extension of the Stephano-Permian caldera as determined by geophysical methods.

Jusqu'à présent, le microgranite de Picampoix (fig. 1) était réputé appartenir au cortège filonien de la caldeira stéphanienne de Blismes-Montreuillon (Carrat, 1969a). Il en était de même pour le microgranite de Vausségré (Carrat *et al.*, 1986). Or les âges obtenus sur ces deux roches, Viséen inférieur pour Picampoix (cette note) et Viséen supérieur pour Vausségré (Supply, 1985) permettent de dresser une nouvelle chronologie pour les venues filoniennes acides et de préciser leurs relations avec les granites et les formations volcano-sédimentaires du Morvan.

Le microgranite de Picampoix

Le microgranite de Picampoix exploité localement dans la carrière de Picampoix (x = 701,5, y = 2246,7) à 5 km au sud de Corbigny forme une bande de terrain orientée N-S, longue de 4 km et

large au maximum de 1 km. Limité à l'est par la vallée de l'Yonne et par une faille régionale (D=N150°E, P=65°E), le microgranite s'ennoie vers l'ouest sous la couverture mésozoïque (assise silicifiée de Chitry).

Le microgranite recoupe et contient en enclaves de taille pluridécamétrique, un granite rouge parcouru de traînées noirâtres, mylonitiques et cataclasiques ; ce phénomène n'affecte pas le microgranite qui est seulement découpé par des failles parallèles à la faille régionale et par un réseau de diaclases souvent tapissées de films de barytine.

Le microgranite est rouge ou gris, la transition entre ces deux teintes est graduelle et sur quelques mètres sans modification de la composition minéralogique ou chimique (tabl. 1).

Par contre, on observe une nette variation de texture entre le coeur de l'in-

N°ech	1G2	2G2	3G2	4G2	5G3	6G3	7G3	8G3	9G3	10G3	11G3	12G3	13G3	14G4	15G4	16G4	17G4	18G4	19G5	20G5	21G5
SiO ₂	67.40	67.00	66.50	68.50	69.90	73.40	70.10	72.50	74.30	69.90	68.40	70.70	72.10	74.40	74.20	73.50	73.80	74.76	75.80	73.00	72.50
TiO ₂	0.50	0.55	0.50	0.48	0.34	0.27	0.38	0.30	0.17	0.45	0.55	0.32	0.31	0.10	0.13	0.17	0.15	0.11	0.11	0.17	0.24
Al ₂ O ₃	15.10	15.20	15.00	14.80	14.95	13.70	14.62	13.34	12.98	14.70	14.99	15.19	14.60	14.03	13.60	14.33	14.25	13.90	13.40	13.94	14.69
Fe ₂ O ₃	3.40	3.80	3.37	3.08	2.44	2.25	2.46	2.05	2.64	3.17	4.11	2.59	2.60	1.51	1.10	1.49	1.30	1.37	1.30	1.70	1.43
MnO	0.07	0.09	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04
MgO	1.50	1.85	1.74	1.71	0.87	0.87	1.04	0.69	0.63	1.33	1.82	1.02	0.86	0.20	0.35	0.29	0.27	0.24	0.20	0.10	0.55
CaO	1.75	1.95	1.74	1.71	0.44	1.30	1.38	0.77	0.51	1.35	1.77	0.86	0.89	0.43	0.46	0.33	0.35	0.29	0.26	0.40	0.46
Na ₂ O	3.00	3.25	3.11	3.27	3.27	2.45	3.61	3.71	2.88	3.46	2.69	3.07	3.05	3.19	2.55	2.98	3.06	3.16	2.70	3.43	3.41
K ₂ O	4.80	4.70	5.54	4.45	5.23	4.60	4.58	4.45	4.78	4.26	4.90	4.38	4.55	4.31	5.00	4.62	4.72	4.97	5.55	5.39	4.63
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.22	0.34	-	0.17	0.17	0.11	0.09	0.17	0.17	0.17	0.15	0.16	0.13	0.15	0.16	0.18	0.08	0.08	0.14
PF _{eu}	2.45	1.60	2.80	2.19	2.23	1.65	1.21	1.20	0.51	1.11	1.29	1.33	0.82	0.83	1.65	1.19	1.04	0.90	0.71	1.12	1.40
Total	100.17	100.18	100.33	100.00	99.70	100.72	99.61	99.10	99.23	99.96	100.76	99.69	100.00	99.22	99.22	99.09	99.14	99.92	100.15	99.40	99.49

Tabl. 1.- Compositions chimiques de quelques microgranites appartenant aux générations 2 à 5. Eléments majeurs en %.

Génération 2 : 1G2 (CO 163) : microgranite de Picampoix, faciès rouge ; 2G2 (CO 166) : microgranite de Picampoix, faciès gris ; 3G2 (HC 891c) et 4G2 (HC 891d) : microgranite de Picampoix. **Génération 3 :** 5G3 (HC 203v) : microgranite de type Vausségré ; 6G3 (F8S 8E) : microgranite intrusif dans le Tournaisien ; 7G3 (LE 1770) : microgranite intrusif dans le granite de Gien-sur-Cure ; 8G3 (LE 2001) : microgranite intrusif dans le granite de Planchez ; 9G3 (AU1N 202), 10G3 (AU2N 67B), 11G3 (F4N 438A) : microgranites intrusifs dans les volcanites du Viséen supérieur ; 12G3 (AU1N 78), 13G3 (F3N 42) : granophyres intrusifs dans les volcanites du Viséen supérieur (secteur d'Onlay). **Génération 4 :** 14G4 (AU1S 1010), 15G4 (LE 414B), 16G4 (AU5S 67) : microgranites intrusifs dans le Tournaisien ; 17G4 (AU1S 1043) : microgranite intrusif dans le granite de Luzy ; 18G4 (LE 100) : microgranite intrusif dans le granite du Folin. **Génération 5 :** 19G5 (CO 57) : microgranite intrusif dans les volcanites de Blismes ; 20G5 (CO 3150), 21G5 (CO 3172) : microgranites rapportés aux volcanites de Blismes.

HC : analyses Carrat (1969a) ; AU, CO, F, LE : cartes géologiques 1/50 000 Autun, Corbigny, Fours et Lucenay-l'Évêque, analyses BRGM (Orléans), éléments majeurs par fluorescence X.

Table 1.- Chemical analyses of some microgranites belonging to generations 2 to 5. Major elements in %.

Generation 2: 1G2 (CO 163): Picampoix microgranite, red facies; 2G2 (CO 166): Picampoix microgranite, grey facies; 3G2 (HC 891c) and 4G2 (HC 891d): Picampoix microgranite. **Generation 3:** 5G3 (HC 203v): Vausségré type microgranite; 6G3 (F8S 8E): microgranite intrusive within the Tournaisian; 7G3 (LE 1770): microgranite intrusive within the Gien-sur-Cure granite; 8G3 (LE 2001): microgranite intrusive within the Planchez granite; 9G3 (AU1N 202), 10G3 (AU2N 67B), 11G3 (F4N 438A): microgranites intrusive within the Upper Visean volcanites; 12G3 (AU1N 78), 13G3 (F3N 42): granophyric rocks intrusives within the Upper Visean volcanites (Onlay region). **Generation 4:** 14G4 (AU1S 1010), 15G4 (LE 414B), 16G4 (AU5S 67): microgranites intrusives within the Tournaisian; 17G4 (AU1S 1043): microgranite intrusive within the Luzy granite; 18G4 (LE 100): microgranite intrusive within the Folin granite. **Generation 5:** 19G5 (CO 57): microgranite intrusive within the Blismes volcanites; 20G5 (CO 3150), 21G5 (CO 3172): microgranites related to the Blismes volcanites.

HC: analyses from Carrat (1969a); AU, CO, F, LE: 1/50 000 Autun, Corbigny, Fours and Lucenay-l'Évêque geological maps, analyses from BRGM. Major elements determination by XRF.

trusion et le contact avec les enclaves de granite et qui se marque par la disparition progressive des grands phénocristaux de feldspath potassique ainsi qu'une diminution de la taille des phénocristaux de quartz, plagioclase et biotite. Une texture rubanée, soulignée par l'orientation des fines lamelles de biotite, apparaît à proximité des enclaves de granite. Par endroits, le microgranite contient des enclaves de taille décimétrique, sombres, surmicacées, de nature lamprophyrique.

Pétrographiquement, le microgranite reste homogène entre les deux faciès de coeur et de bordure d'intrusion. Le faciès de coeur qui forme l'essentiel de la masse du microgranite contient les minéraux suivants :

- les phénocristaux de feldspath potassique sont automorphes, maclés Carlsbad ; de teinte rosâtre, ils présentent un liseré blanchâtre à leur bordure ; dispersés à travers la roche, leur taille moyenne est de 2 x 3 cm ;

- les phénocristaux de quartz (5 mm maximum) sont automorphes à sub-automorphes (lacunes de croissance) ;

- les phénocristaux de plagioclase (oligoclase) sont subautomorphes (5 mm maximum) et partiellement altérés ; de

teinte gris-vert, ils sont souvent groupés en glomérules ;

- la biotite est plus ou moins automorphe (4 mm maximum) et presque toujours altérée en chlorite et minéraux opaques et ferro-titanés.

La mésostase felsitique est à grain fin ou à tendance micropegmatitique (quartz et feldspath) et contient quelques prismes d'apatite.

Le faciès de bordure se distingue par un fond felsitique plus fin et, comme le faciès rouge, par une pigmentation rougeâtre affectant les petits phénocristaux de feldspath et la mésostase.

Les biotites contenues dans le microgranite, affleurant à 1 km au nord de la carrière de Picampoix, montrent une composition propre à l'association monzonitique magnésio-potassique selon la classification de Chèvremont *et al.* (1988).

Datation du microgranite

L'échantillon de microgranite de faciès gris ayant fait l'objet de la datation (CO 165) a été prélevé dans le front de

taille ouest et au gradin inférieur de la carrière de Picampoix.

Typologie des zircons

Les zircons de cet échantillon sont bruns, relativement sombres et souvent craquelés. Ils sont fréquemment zonés, et peuvent parfois présenter un coeur plus opaque. Une partie de la population est non indexable mais semble présenter des silhouettes P1-S4. 59% des cristaux de zircons séparés ont pu être indexés. La population est fortement éparpillée dans le diagramme de répartition typologique de Pupin (1980) avec cependant une répartition majoritaire dans le quadrant inférieur droit du diagramme (fig. 2). Les silhouettes les plus fréquentes sont les S19, S20 et S25. L'indice moyen de la population est de 482-523 ce qui la place dans le champ des roches granitiques d'origine hybride ("croûte + manteau" : groupe calco-alcalin) (Pupin, 1980).

Datation Pb/Pb par évaporation sur zircons

La méthode de datation par évaporation directe du plomb par paliers de température (Kober 1986, 1987) a été uti-

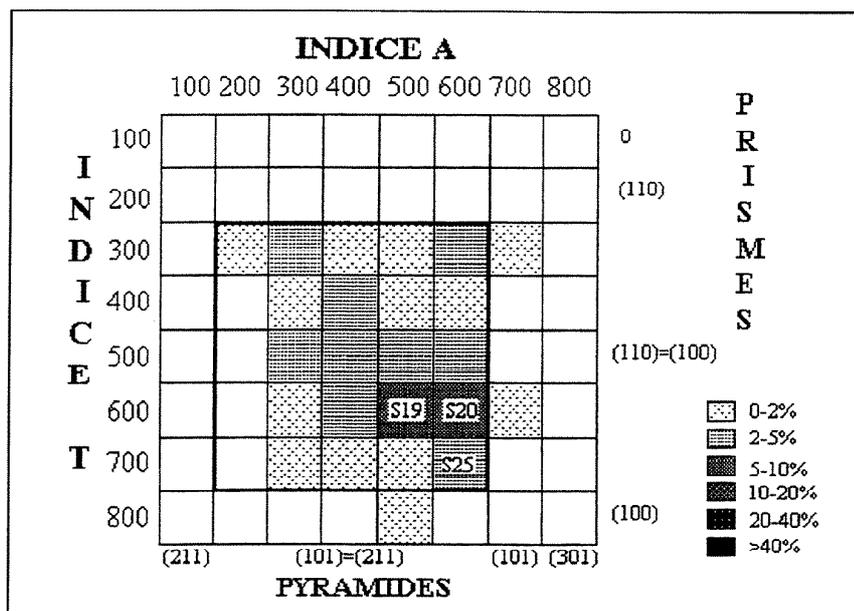


Fig. 2.- Diagramme de répartition typologique (Pupin, 1980) pour les zircons du microgranite de Picampoix.

Fig. 2.- Typological frequency diagram (Pupin, 1980) for the Picampoix microgranite zircons.

lisée. Une description détaillée de cette méthode est donnée dans Cocherie *et al.* (1992).

Six cristaux ayant des prismes et des pyramides bien exprimés et ne montrant pas de structure de type coeur hérité, ont été sélectionnés pour l'analyse en spectrométrie de masse. Leur appartenance typologique est reportée dans le tableau 2. Leur longueur varie de 860 μm à 320 μm . Ils ont tous émis du plomb sur plusieurs paliers de température et les résultats obtenus sont reportés dans le tableau 2. Le zircon A, sur quatre paliers successifs donne un âge à 345 Ma. Le second palier n'a pas été retenu dans le calcul statistique en raison du faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (720) qui traduit la présence d'une quantité relativement importante de plomb commun. Cela entraîne une correction forte sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesuré et donc une erreur relativement importante sur l'âge. Les cinq autres cristaux sur deux ou trois paliers donnent tous des âges similaires et déterminés précisément. Le calcul de l'âge est donc effectué sur quatorze paliers enregistrés sur six zircons. Cela correspond à une statistique sur 842 rapports isotopiques. L'âge obtenu est de 345 ± 10 Ma (1σ) (fig. 3) et est interprété comme âge de cristallisation de la roche. Aucun héritage ancien n'a été mis en évidence pour les cristaux analysés.

Les générations de roches filoniennes

Selon leurs modes de gisement et leurs caractères pétrochimiques, les roches subvolcaniques peuvent être regroupées en cinq générations (fig. 4) qui se rattachent pour trois d'entre-elles aux générations de granite distinguées par Pin (1989).

Dans les microgranites des générations 2, 3 et 4, on observe une teneur croissante en SiO_2 et corrélativement des teneurs décroissantes en MgO et CaO (tabl. 1). Cette évolution se retrouve à travers la succession des diverses venues granitiques (Gien-sur-Cure, Planchez, Pierre-Qui-Vire) et dans une certaine mesure dans celle des roches volcaniques du Tournaisien au Viséen supérieur. L'évolution de ce magmatisme carbonifère est bien mise en évidence dans le diagramme A vs. B (fig. 5) qui souligne l'appartenance à l'association alumineuse de l'ensemble des roches plutoniques, subvolcaniques et volcaniques.

La première génération de filons et stocks de trondhjemite et de sills de dolérite accompagne le volcanisme actif du Famennien au Viséen inférieur. Peu abondantes, ces intrusions sont localisées dans la partie sud du faisceau du Morvan où elles sont concordantes ou sécantes avec la direction générale des couches volcano-sédimentaires. L'activité volcanique calco-alcaline (à affinités tholéiitiques) a débuté au Dévonien moyen avec les soda-rhyolites et soda-dacites de Chizeuil datées à 378 ± 2 Ma (U-Pb, Calvez *et al.*, 1985), s'est poursuivie au Famennien par des coulées de basaltes et d'andésites et des puissantes couches de tufs basiques et au Tournaisien-Viséen inférieur par des dacites souvent ignimbritiques.

Zircon et (type)	T(°C) palier	Nbre rapports	^{206}Pb 204Pb	^{208}Pb 206Pb	$^{207}\text{Pb}^*$ 206Pb*	Age par palier	Age par zircon	Age moyen (Ma)
Zr A (S19)	a/1420	62	11216	0.109	0.05355±11	352±5		345±10 (sur 842 rapports)
	b/1440	64	720	0.172	0.05336± 83	344±35		
	c/1460	36	3870	0.138	0.05331± 43	342±18		
	d/1480	65	34640	0.133	0.05340± 34	346±14	347±13	
Zr B (S20)	a/1420	52	15430	0.094	0.05333± 9	343± 4		
	b/1440	68	36310	0.107	0.05335± 24	344±10	344± 8	
Zr C (S9)	a/1420	64	48410	0.090	0.05333± 17	343± 7		
	b/1440	59	60910	0.104	0.05326± 14	340± 6	342± 7	
Zr D (S19)	a/1420	59	20470	0.128	0.05329± 16	341± 7		
	b/1440	68	12090	0.170	0.05326± 29	340±12	340±10	
Zr E (S19)	a/1420	64	23760	0.067	0.05336± 11	344± 5		
	b/1440	59	62932	0.069	0.05364± 5	356± 2	350± 7	
	c/1460	55	3220	0.111	0.05341± 18	346± 8	345±10	
Zr F (S18)	a/1420	65	2060	0.096	0.05333± 31	343±13		
	b/1440	66	3200	0.099	0.05340± 19	346± 8		
	c/1460	55	3220	0.111	0.05341± 18	346± 8	345±10	

Tabl. 2.- Données isotopiques obtenues par évaporation sur zircons. Les valeurs en caractères gras sont retenues pour le calcul d'âge. Les erreurs sont données à $\pm 1 \sigma$.

Table 2.- Isotopic data from single zircon Pb evaporation method. Values in bold are those kept for age calculation. Errors are given at $\pm 1 \sigma$.

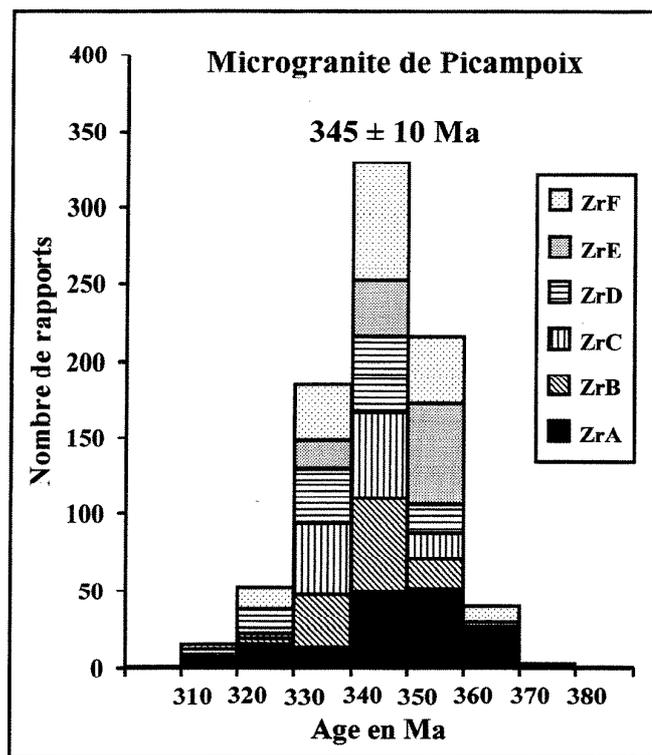


Fig. 3.- Histogramme de répartition des âges $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ en fonction du nombre de rapports isotopiques mesurés pour le microgranite de Picampoix. L'erreur est donnée à $\pm 1\sigma$.

Fig. 3.- Histogram of the $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ages according to the number of ratios used to calculate the age of the Picampoix microgranite. Error is given at $\pm 1\sigma$.

Par leurs caractères géochimiques (majeurs et traces, Lemière, 1982 ; Delfour, 1989 : ou terres rares, Pin *et al.*, 1982), les volcanites épanchées du Givétien au Viséen inférieur appartiennent à une série calco-alcaline mise en place dans un domaine orogénique de type arc insulaire évolué à croûte continentale épaisse, lié à une zone de subduction (Behr *et al.*, 1984). Les trondhjémites associées à ce volcanisme impliquent une part de contamination crustale du magma d'origine mantellique (Lemière, 1982).

La **deuxième génération** comprend des filons et des stocks de microgranites rouges ou gris, plus ou moins porphyriques, intrusifs principalement dans la série volcano-sédimentaire d'âge Tournaisien-Viséen inférieur. Avec un âge de cristallisation de 345 ± 10 Ma, le microgranite de Picampoix se rattache à l'importante phase magmatique du Viséen inférieur durant laquelle se mettent en place les granites de Grury (348 ± 6 Ma, U-Pb, Supply, 1985), des Settons et de Gien-sur-Cure (environ 345 Ma, Rb-Sr, Rolin et Stussi, 1991). Dans le détail, l'intrusion du granite, souvent granophyrique, de

Gien-sur-Cure dans la série volcano-sédimentaire, se divise en deux massifs, celui de Gien-sur-Cure proprement dit dont les biotites se rattachent à l'association monzonitique magnésio-potassique et celui d'Arleuf dont les biotites, comme celles du granite des Settons (secteur Brassay), appartiennent à l'association calco-alcaline (selon la classification de Chèvremont *et al.*, 1988).

La **troisième génération** est représentée par des microgranites roses, plus rarement gris, assez largement porphyriques disposés en filons ou en stocks recoupant la série dévono-dinantienne et les granites à biotite. La direction générale NE-SW des intrusions concorde avec l'extension des volcanites du Viséen supérieur dans le synclinal de Chiddes et dans le complexe d'Onlay et son prolongement dans la région de Lucenay-L'Évêque (Delfour *et al.*, 1992, 1995). Les phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad qui atteignent 1×2 cm et les phénocristaux de quartz à lacunes de croissance, d'oligoclase zoné, de biotite presque toujours altérée en chlorite, sont pris dans une mésostase dont la texture varie de très finement gre-

nue à grossièrement granophyrique. Cette troisième génération de microgranites est contemporaine du volcanisme acide ignimbritique de fusion crustale du Viséen supérieur avec lequel elle présente les mêmes caractères calco-alcalins. Se rattachent à cette génération :

- le granophyre de Vausségré daté à $331 \pm 10/-8$ Ma (U-Pb, Supply, 1985) et intrusif dans la bordure nord du granite de Château-Chinon ;

- les massifs de microgranite porphyrique rose allongés NE-SW qui recoupent le granite de Planchez et se prolongent dans le granite des Settons ;

- les multiples filons orientés NE-SW et intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires du Tournaisien, dans le granite de Gien-sur-Cure (microgranites à biotite de l'association calco-alcaline) et dans les volcanites acides du Viséen supérieur (tufs anthracifères) ;

- les stocks de granophyres intrusifs dans les volcanites du Viséen supérieur de la région d'Onlay (microgranite et granophyre à biotites des associations calco-alcaline et alumino-potassique) ;

- les filons de microgranites de direction générale NE-SW qui recoupent le granite à biotite de Luzay.

Le granite de Château-Chinon est recoupé par de gros dykes de granite alumineux à biotite et muscovite de type Pierre-Qui-Vire (Carrat *et al.*, 1986) et par le microgranite de Vausségré (Carpena *et al.*, 1984). L'âge de 301 ± 7 Ma par traces de fission de l'uranium dans le zircon, obtenu par ces derniers auteurs ne peut donc représenter la cristallisation du granite de Château-Chinon (et ses sous-faciès de Dommartin et de Planchez) qui serait donc antérieur au Viséen supérieur et pourrait appartenir à la phase magmatique du Tournaisien-Viséen inférieur.

La **quatrième génération** comprend des filons de microgranite rose à rouge brique, moyennement (phénocristaux de feldspath potassique) à peu porphyrique (faciès de rhyolite filonienne). D'orientation NW-SE à subméridienne, les filons sont souvent groupés en faisceaux qui s'étendent sur plusieurs kilomètres de long. Étroits et sub-verticaux, les filons présentent des bordures rubanées et des épontes

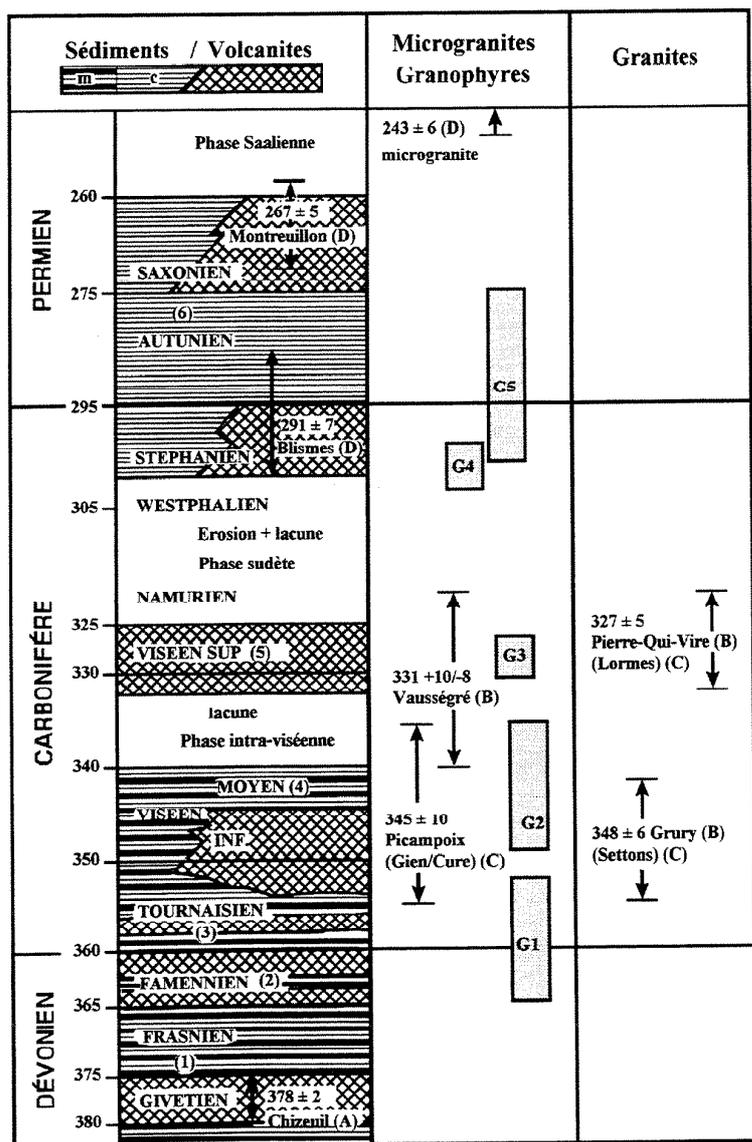


Fig. 4.- Schéma résumant la chronologie des épisodes volcaniques, des venues de roches microgrenues et des intrusions de granites dans le Morvan.

G1 à G5 : les cinq générations de roches microgrenues.

Datations paléontologiques : (1) Lys *et al.*, 1961 ; (2) Delfour et Gigot, 1985 ; (3) Coulon *et al.*, 1980 ; (4) Vachard, 1976 ; (5) Galtier, 1980 ; (6) Carpena *et al.*, 1984.

Datations par la méthode U-Pb sur zircon : (A) Calvez *et al.*, 1985 ; (B) Supply, 1985.

Datations par la méthode Rb-Sr : (C) Vialette, 1973 ; Duthou *et al.*, 1984.

Datations par traces de fission sur zircon : (D) Carpena *et al.*, 1984.

(m) Sédimentation en milieu marin ; (c) sédimentation en milieu continental.

Fig. 4.- Schematic representation of the chronology of volcanic, microgranitic and granitic events within the Morvan region.

G1 to G5: the five generations of microgranitic rocks.

Palaeontological datings: (1) Lys *et al.*, 1961; (2) Delfour and Gigot, 1985; (3) Coulon *et al.*, 1980; (4) Vachard, 1976; (5) Galtier, 1980; (6) Carpena *et al.*, 1984.

U-Pb zircon datings: (A) Calvez *et al.*, 1985; (B) Supply, 1985.

Rb-Sr datings: (C) Vialette, 1973; Duthou *et al.*, 1984.

Zircon fission track datings: (D) Carpena *et al.*, 1984.

(m) marine sedimentation; (c) continental sedimentation.

nettes avec l'encaissant. Ils recoupent les granites du Folin, de Lormes, de Château-Chinon, de Planchez, ainsi que les sills de microgranite de la troisième génération. Les microgranites et grano-

phyres roses qui s'intercalent souvent entre le granite de Luzy *s.l.* et la série volcano-sédimentaire du faisceau du Morvan appartiendraient à cette quatrième génération.

La mésostase est abondante, de nature felsitique à granophyrique fine et contient des petits phénocristaux de quartz à lacunes de croissance, d'oligoclase, de biotite le plus souvent chloritisée et des gerbes de muscovite. Les biotites conservées dans les microgranites appartiennent à l'association aluminopotassique de type Guéret, comme celles des granites à deux micas du Folin ou de type Pierre-qui-Vire.

Bien que présentant des affinités géochimiques avec les granites aluminopotassiques à deux micas, les microgranites s'en distinguent par leur position intrusive dans ces derniers et par leur orientation qui les rattache à l'extension NE-SW du Stéphano-Autunien (Faure et Becq-Giraudon, 1993). Leur mise en place serait largement postérieure aux intrusions des granites à deux micas auxquelles appartient le granite de la Pierre-qui-Vire daté à 327 ± 5 Ma (U-Pb, Supply, 1985) et 323 ± 4 Ma (Rb-Sr, Duthou *et al.*, 1984).

La cinquième génération est représentée par le cortège filonien de microgranite et granophyre qui accompagne le volcanisme de Blismes du Stéphanién supérieur à l'Autunien (Carpena *et al.*, 1984). Ces filons qui sont abondants dans les tufs et rhyolites du Stéphanién B et C (291 ± 7 Ma, Carpena *et al.*, 1984), le sont moins dans la formation volcanosédimentaire d'âge Autunien inférieur à supérieur et sont absents dans la nappe ignimbritique de Montreuillon datée à 267 ± 5 Ma (Carpena *et al.*, 1984) et considérée comme saxonnienne. Les directions filoniennes NW-SE et ENE-WSW sont imposées par les contraintes tectoniques lors de la formation de la caldeira de Blismes-Montreuillon.

Les microgranites rouges contiennent des phénocristaux de quartz "rhyolitique", de feldspath potassique, d'oligoclase et de biotite souvent chloritisée dans une mésostase quartzo-feldspathique fine. Les biotites montrent parfois une composition les reliant à l'association sub-alcaline magnésio-potassique.

A part quelques roches filoniennes recoupant de façon certaine les volcanites de Blismes, on ne possède que peu de données analytiques pour caractériser géochimiquement cette génération des filons les plus récents.

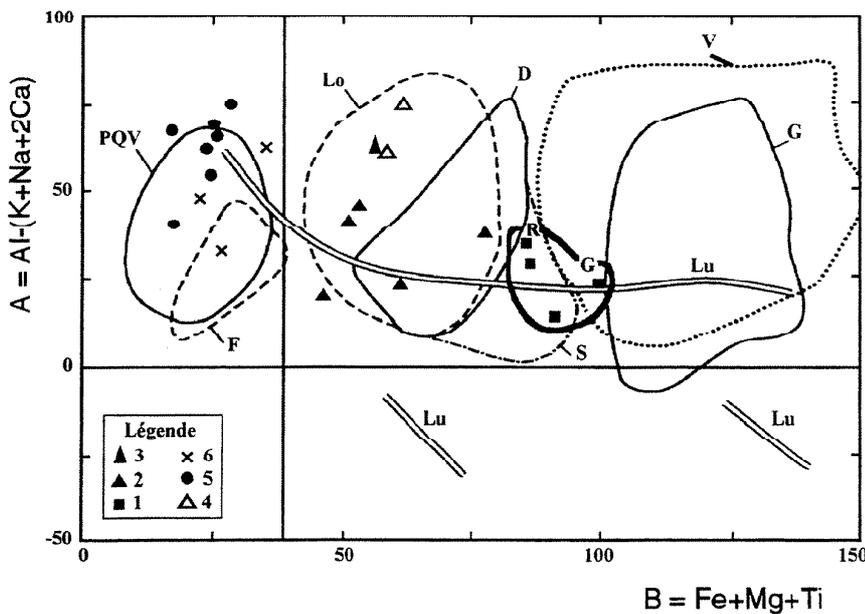


Fig. 5 - Distribution des diverses unités magmatiques (microgranites, granites, roches volcaniques) du Carbonifère du Morvan dans le diagramme A vs. B de Debon et Le Fort (1988). A>0 : association alumineuse, A<0 : association cafémique.

a) Microgranites : **génération 2** : (1) : microgranite de Picampoix, R : faciès rouge, G : faciès gris ; **génération 3** : (2) : microgranite ; (3) : microgranite de type Vausségré ; (4) : granophyre du secteur d'Onlay ; **génération 4** : (5) : microgranite à deux micas ; **génération 5** : (6) : microgranite rapporté au volcanisme stéphanien de Blismes.

b) Granites : G : granite et granophyre de Gien-sur-Cure et "vieux granite" (Ménager, 1983) ; Lu : granite subalcalin du batholite de Luzy ; D : granites de Dommartin, Planchez et Settons - secteur Brassy ; S : granite subalcalin du batholite des Settons ; Lo : granite de Lormes ; F : granite aluminopotassique du Folin ; PQV : granite aluminopotassique de Pierre-qui-Vire.

c) Roches volcaniques : V : volcanites du Tournaisien-Viséen inférieur et du Viséen supérieur.

Analyses chimiques : Carrat, 1969a ; Carrat et al., 1986 ; Arène et al., 1991 ; Delfour et al., 1984, 1988, 1990, 1991, 1995, à paraître.

Fig. 5.- Distribution of the various magmatic rocks (microgranites, granites, volcanic rocks) from the Carboniferous of the Morvan within the A vs. B diagram of Debon and Le Fort (1988). A>0: aluminous association, A<0: cafemic association.

a) Microgranites: **generation 2**: (1): Picampoix microgranite, R: red facies, G: grey facies; **generation 3**: (2): microgranite; (3): Vausségré type microgranite; (4): Onlay region granophyric rocks; **generation 4**: (5): two micas microgranite; **generation 5**: (6): microgranite related to the Blismes Stephanian volcanism.

b) Granites: G: granite and granophyric rocks of Gien-sur-Cure and "old granite" (Ménager, 1983); Lu: subalkaline granite of the Luzy batholith; D: Dommartin, Planchez and Settons - Brassy region granites; S: subalkaline granite of the Settons batholith; Lo: Lormes granite; F: Folin K-Al granite; PQV: Pierre-qui-Vire K-Al granite.

c) Volcanic rocks: V: Tournaisian-Lower Visean and Upper Visean volcanites.

Chemical analyses: Carrat, 1969a; Carrat et al., 1986; Arène et al., 1991; Delfour et al., 1984, 1988, 1990, 1992, 1995, in press.

Conclusion

Dans le nord-est du Massif central, les quelques unités granitiques datées avec précision permettent, confrontées à la succession lithostratigraphique et aux critères relatifs d'ordre de mise en place, de préciser la chronologie des événements volcano-plutoniques (fig. 4).

A la première lacune observée dans la série volcano-sédimentaire carbonifère au Viséen moyen, correspond la phase

intra-viséenne entre 340 et 330 Ma à caractère épirogénique. Durant cet événement, le socle est exondé, porté en milieu continental et refroidi (cf. les nombreuses datations K/Ar et Rb/Sr autour de 330 Ma). Cette phase orogénique sépare les deux périodes d'activité volcanique d'inégales importances qui caractérisent le Dévonien-Dinartien du Morvan (Michel-Lévy, 1908 ; Bébién et Gagny, 1980).

La première s'étend de 380 à 340 Ma. Elle comprend le volcanisme calco-alcalin actif du Dévonien moyen jusqu'au

Tournaisien-Viséen inférieur et elle se termine par la mise en place des microgranites de type Picampoix et par les vastes intrusions de granites subalcalins de type Grury, Gien-sur-Cure et des Settons (incluant les granites de Château-Chinon et de Dommartin) au Viséen inférieur et moyen. Ces intrusions envahissent des sédiments d'origine marine qui se sont déposés dans un environnement où les reliefs sont absents sinon relativement éloignés.

La seconde période est plus courte, de 330 à 325 Ma. Elle est marquée, d'une part, par le volcanisme acide et aérien du Viséen supérieur et la mise en place de microgranites en filons orientés NE-SW et en nappes (type Vausségré) et, d'autre part, par les intrusions de granites aluminopotassiques. Ces matériaux peralumineux issus de la fusion crustale se mettent en place pour les volcanites dans des fosses volcano-plutoniques orientées NE-SW, présentes également en d'autres régions du nord-est du Massif central (Leistel et Gagny, 1984) et pour les granites et leucogranites dans les zones de distension WNW-ESE entre des cisaillements crustaux senestres orientés WSW-ESE (Rolin et Stussi, 1991).

Après une lacune de 25 Ma, durant laquelle la série volcano-sédimentaire dévono-dinartienne a été plissée par la phase orogénique sudète, l'activité magmatique présente du Stéphanien moyen au Saxonien (entre 300 et 260 Ma) est réduite aux intrusions de microgranites à deux micas orientés NW-SE (génération 4) et au volcano-plutonisme de caldeira dont la mise en place est liée principalement à l'extension NE-SW (Faure et Becq-Giraudon, 1993). Cette phase magmatique apparaît détachée de celle majeure du Carbonifère inférieur.

La datation du microgranite de Picampoix révèle l'existence d'une phase hypovolcanique pénécotemporaine des granites de Gien-sur-Cure, de Grury et des Settons et légèrement postérieure aux volcanites d'âge Tournaisien-Viséen inférieur. Les données analytiques portant uniquement sur le site de Picampoix montrent des caractères pétrochimiques distincts de ceux des microgranites de type Vausségré et de ceux des microgranites à deux micas. Ces critères, ainsi que l'étude des conditions géologiques de gisement, pourraient permettre de mieux cerner l'origine des roches microgrenues acides rencontrées en abondance dans les formations du Paléozoïque du Morvan.

Remerciements

La datation du microgranite de Picampoix a été effectuée par le BRGM

dans le cadre du programme de cartographie géologique à 1/50 000 de la France. Cette note est la contribution N° 97022 du BRGM.

Les auteurs remercient A. Autran et D. Thiéblemont et les critiques anonymes pour leurs remarques judicieuses lors de la lecture du manuscrit.

Références

- Arène J., Delfour J., Clozier L., Feys R., Delance J.H. (1991) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Autun (551) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Bébian J., Gagny C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. *In*: Evolutions géologiques de la France. Mém. du BRGM, n° 107, 99-135.
- Berh H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K. (1984) - The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, n°109, 15-40.
- Calvez J.Y., Delfour J., Lemièrre B., Cocherie A. (1985) - Caractères magmatiques et âge du volcanisme de Chizeuil (Saône-et-Loire). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM - 1985, Orléans, 79-80.
- Carpena J., Doubinger J., Guérin R., Juteau J., Monnier M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 26, n° 5, 839-859.
- Carrat H.G. (1969a) - Le Morvan cristallin. Thèse d'Etat, Nancy, 3 vol., 379 p. et annexes.
- Carrat H.G. (1969b) - Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 11, n° 4, 574-587.
- Carrat H.G., Lefavrais-Raymond A. avec la collaboration de Bambier A. (1986) - Notice explicative de la feuille Château-Chinon, 86 p.
- Chèvremont P., Gagny C., La Roche (de) H., Pupin J.P., Rossi P. (1988) - Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Documents BRGM, n° 152, 61 p.
- Cocherie A., Guerrot C., Rossi P. (1992) - Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France. *Chemical Geol.*, 101, 131-141.
- Coulon M., Corsin P., Doubinger J. (1980) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-Dinantien du Morvan. *Bull. Soc. histoire naturelle d'Autun*, n° 95, 3-12.
- Debon F., Le Fort P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéralog.*, 111, 493-510.
- Delfour J. (1989) - Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 4, 49-77.
- Delfour J., Isnard P., Lécuyer E., Lemièrre B., Lhote F., Moine B., Piboule M., Picot P., Ploquin A., Tegye M. (1984) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Documents BRGM, n° 73, 37 p., 3 ann (232 p)
- Delfour J., Gigot C. (1985) - Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géologie de la France*, n° 4, 331-340.
- Delfour J., Carrat H.G., Clozier L., Feys R., Fleury R. (1988) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Dompierre-sur-Besbre (599) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delfour J., Carrat H.G., Clozier L., Lefavrais-Raymond A., Maugenest M.C. (1990) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bourbon-Lancy (576)-Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delfour J., Alabouvette B., Clozier L. (1992) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Fours (550) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delfour J., Clozier L., Cornet J., Lablanche G., Feys R. (1995) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Lucenay-l'Evêque (524) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Delfour J., Alabouvette B. (à paraître) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Corbigny (496) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.
- Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J., Vialette Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr system. *Physics Earth Planetary Interiors*, 35, 131-144.
- Faure M., Becq-Giraudon J.F. (1993) - Sur la succession des épisodes distensifs au cours du désépaissement carbonifère du Massif central français. *C.R Acad. Sci. Fr.*, 316, (2), 967-973.
- Galtier J. (1980) - Données nouvelles sur la flore du Viséen d'Esnot près d'Autun. *Bull. Soc. histoire naturelle Autun*, n° 95, 27-33.
- Guffroy J. (1957) - La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 248, 4-5, 632-635.
- Kober B. (1986) - Whole grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb- age - investigation on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 482-490.
- Kober B. (1987) - Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 63-71.
- La Roche (de) H., Stussi J.M., Chauris L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre* (Nancy, France), 24, 1, 5-121.

- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quénardel J.M., Floch J.P., Lerouge G., Maillot N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 5, n° 3, 605-618.
- Leistel J.M., Gagny C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, 25, 1, 19-31.
- Lemière B. (1982) - L'amas sulfuré de Chizeuil: étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse doct.-ing., Lyon, 148 p., Documents BRGM, n° 54 (1983).
- Lys M., Serre B., Mauvier A., Grekoff N. (1961) - Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. *Rev. IFP*, 16, 5, 538-567.
- Ménager M.T. (1983) - Expressions plutoniques et volcaniques du magmatisme acide du Bazois (Ouest Morvan). Pétrographie - Géochimie - Etude des altérations et des fluides - Comparaisons entre les formations à l'affleurement et sous couverture. Thèse 3ème cycle, Université P. et M. Curie, Paris 6, 262 p.
- Michel-Lévy A. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bulletin des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines, n°12, 17, 1907-1908, 297 p.
- Monnier M., Stussi J.M. (1984) - Le bassin de Montreuilon (Nord Morvan) : éléments d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. Données géochimiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 298, (2), n° 14, pp. 601-604.
- Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne en Europe. Thèse d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 450 p.
- Pin C., Dupuy C., Peterlongo J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 24, n° 4, 669-676.
- Pupin J.P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207-220.
- Rolin P., Stussi J.M. (1991) - Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, n° 1, 123-130.
- Stussi J.M., La Roche (de) H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 298, (2), n° 2, 43-48.
- Supply J.P. (1985) - Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3ème cycle, Université de Montpellier, 146 p.
- Vachard D. (1976) - Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. histoire naturelle Autun*, n° 77, 15-22.
- Viallette Y. (1973) - Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 15, n° 3-4, 260-270.