

Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français) *

Jacques DELFOUR ⁽¹⁾

Mots-clés : Givétien, Frasnien, Famennien, Dinantien, Roche volcanique, Roche sédimentaire, Orogénie hercynienne, Fracturation, Paléogéographie, Allier, Nièvre, Saône-et-Loire, Morvan.

Résumé

Dans la partie sud du faisceau du Morvan (NE du Massif central français) et son prolongement le horst de Saint-Léon, les terrains dévono-dinantien plissés lors de la phase sudète, sont recoupés et métamorphisés par les granites namuro-westphaliens. Les fractures formées par les mouvements tardi-hercyniens ont joué plusieurs fois au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Malgré la structure complexe qui en résulte, il est possible sur la base des travaux anciens et récents, d'affiner la succession lithostratigraphique et les caractères magmatiques des volcanismes.

Au Dévonien moyen et supérieur, les calcaires marins fossilifères (Givétien et Frasnien) sont surmontés par une sédimentation silteuse durant tout le Famennien. Celle-ci est coupée d'épisodes volcaniques calco-alcalins (à affinités tholéitiques) comprenant d'abord des laves acides puis des laves et des pyroclastites basiques et intermédiaires. Des minéralisations sulfurées polymétalliques sont liées à l'activité volcanique.

Cette sédimentation silteuse se poursuit sans discontinuité au Carbonifère inférieur (Dinantien inférieur). Aux siltites se mêlent des grès et des conglomérats à cachet deltaïque, tandis que le volcanisme calco-alcalin et à dominante dacitique devient aérien.

Au Viséen supérieur, à la suite des mouvements épirogéniques de la phase intra-viséenne, de puissants épanchements aériens de tufs et d'ignimbrites rhyodacitiques se déposent suivant un domaine allongé ENE-WSW. Ces épanchements issus de la fusion crustale sont accompagnés et recoupés par de nombreuses venues de microgranite et de granophyre.

Du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur, le domaine du Morvan se comporte comme une plate-forme soumise aux influences continentales et qui tend progressivement à l'émersion. Le volcanisme actif durant cette période témoigne d'un régime compressif, ponctué de quelques phases distensives, de type arc insulaire évolué sur croûte continentale.

Cette évolution en compression apparaît complémentaire de la distension crustale qui affecte au Dévonien supérieur le domaine de la série de la Brévenne. Celui-ci se ferme au cours de la phase tectonique bretonne au début du Carbonifère.

Abstract

In the southern part of the Morvan belt (NE Massif Central) and in its prolongation the Saint-Léon horst, the Devonian-Dinantian series were folded during the Sudeten orogenic phase and then intruded and thermally metamorphosed during the Namurian-Westphalian. The faults generated by late Hercynian movements were reactivated during Mesozoic and Cenozoic times.

Despite the complex structure resulting from these tectonic events it is possible, with the aid of both old and recent works, to identify both the lithostratigraphic succession of the Devonian-Dinantian terrains and the magmatic characters of the interstratified volcanic rocks.

During the Middle and Late Devonian (Givetian and Frasnian), fossiliferous marine limestones were followed by Famennian shale sedimentation interrupted by calc-alkaline volcanic episodes (with tholeiitic affinity) comprising acidic lavas followed by basic and intermediate flows and pyroclastics. Polymetallic sulfide mineralization is associated with this volcanic activity.

The Devonian (Strunian) sediments pass continuously to Lower Carboniferous (Lower Dinantian) alternating shales, sandstones and conglomerates (deltaic deposits) along with calc-alkaline subaerial volcanic deposits.

* Manuscrit déposé le 26 juillet 1988, accepté le 2 avril 1990.

(1) Département cartes et synthèses géologiques, Service géologique national. BRGM, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

During the Late Viséan and following the epeirogenic movements of the Viséan tectonic phase, large subaerial rhyodacitic ignimbrites and welded tuffs were poured out along a ENE-WSW belt. The lavas, of crustal fusion origin, are partly invaded by subvolcanic intrusions of microgranite and granophyre.

From the Late Devonian to the Early Carboniferous, the Morvan domain acted as a progressively emerging platform under continental influence.

During this period the character of the volcanism reflects the compressive movements, temporarily interrupted by extensional episodes, in a mature island arc environment (with a sialic crust). This plate convergence appears complementary to the crustal extension which occurred in the Brevenne domain (Late Devonian), which was closed during the Bretonian orogenic (Early Carboniferous) phase.

Introduction

A l'extrémité nord-est du Massif central français, les terrains volcano-sédimentaires et granitiques d'âge Paléozoïque du Morvan se répartissent en trois grandes unités (Michel-Lévy, 1908 ; Carrat, 1969) orientées NE-SW (pl. 1-e) :

- le massif granito-gneissique des Settons-Chastellux au nord ;
- le faisceau synclinal du Morvan au centre ;
- le massif granito-gneissique de Luzy au sud.

Lors de l'orogénèse hercynienne, ces terrains ont été structuré dans la zone interne ou zone arverno-vosgienne de la chaîne varisque, caractérisée par des dépôts volcano-sédimentaires d'âge Dévonien supérieur et Viséen, transgressifs sur un bâti cristallophyllien déjà érodé, issu lui-même d'une évolution tectonique, métamorphique et magmatique qui s'est étendue du Silurien au Dévonien inférieur (Autran, 1980).

Le socle anté-dévonien n'affleure pas dans le faisceau synclinal, mais apparaît dans les domaines granito-gneissiques : gneiss et amphibolites de Montjeu à l'est du batholite de Luzy, gneiss du Donjon au sud du bassin permo-carbonifère de Blanzy-Bert et gneiss de Chastellux au nord du granite des Settons.

La moitié sud du faisceau du Morvan s'étend depuis la région du Haut Folin au nord jusqu'à celle de Bourbon-Lancy au sud. La région de Saint-Léon, à l'extrémité nord de la Montagne Bourbonnaise, en constitue le prolongement géologique.

Les terrains dévono-dinantien ont été plissés durant la phase orogénique sudète. Celle-ci a probablement estompé des structures antérieures héritées des mouvements épirogéniques liés à l'activité volcanique qui a régné du Famennien au Viséen. Les axes de plis, orientés N-S à NE-SW, plongent modérément vers le nord et provoquent l'engorgement progressif du Dévonien, localisé dans la partie sud, sous le Carbonifère plus largement répandu dans le nord-est du faisceau. Ces plis sont recoupés par le granite de Luzy mis en place au Carbonifère supérieur.

Les autres directions, observées localement dans les formations volcano-sédimentaires, sont dues aux déplacements des compartiments faillés lors des périodes tardi- et post-hercyniennes.

Historique des travaux géologiques

On doit les bases de la géologie et de la pétrographie des roches du Morvan à Aug. Michel-Lévy, auteur des premières éditions des cartes à 1/80 000 d'Autun, de Château-Chinon et de Charolles entre 1879 et 1896.

Après quelques controverses sur les calcaires de Diou, Julien (1896) reconnaît leur âge Frasnien et décrit les faunes tournaisiennes d'Avrée et de Savigny-Poilly-Fol.

En 1908, Alb. Michel-Lévy publie son ouvrage magistral sur les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Outre un historique sur les travaux antérieurs, on y trouve l'essentiel des connaissances stratigraphiques, paléontologiques et pétrographiques du Dévono-Dinantien du NE du Massif central français. Ultérieurement il actualise les données pétrographiques et structurales des roches dévono-dinantien (Michel-Lévy, 1908 a et 1926).

Il faut attendre la seconde moitié du 20^e siècle pour voir une reprise des études géologiques sur le Morvan avec G. Guffroy qui présente dans une série de notes les résultats de ses recherches menées dans la région de Bourbon-Lancy. Il propose une succession stratigraphique du Dinantien où la lacune du Tournaisien est due à la phase orogénique bretonne (1957) ; il découvre des conodontes dans les calcaires frasnien (1959), reconnaît l'origine volcanique des diabases (1960), montre la présence de brachiopodes du Givétien (1964) et de trilobites du Famennien (Guffroy, Pillet, 1966).

Cette hypothèse d'une lacune du Tournaisien est retenue dans la 3^e édition de la carte à 1/80 000 d'Autun en 1968 et par Carrat (1969, 1969 a) qui distingue la série de la Somme d'âge Dévonien et la série du Haut Morvan d'âge Carbonifère (Viséen à Westphalien).

C'est à Bébien (1970, 1971) que l'on doit la première caractérisation magmatique des laves du Dévonien et du Dinantien du Morvan, puis à Morel (1976) celle des tufs rhyodacitiques du Viséen supérieur.

Les études thématiques (Robelin, 1981 ; Lécuyer, 1982 ; Lemièrre, 1982 ; Delfour *et al.*, 1984) et le levé cartographique à 1/50 000 (pl. 1-c) mené depuis 1977, ont permis d'affiner la succession stratigraphique à partir de la reconstitution de quelques séquences lithologiques types. Les caractères géochimiques et magmatiques des roches volcaniques dévoniennes et dinan-

tiennes ainsi que leurs positions stratigraphiques ont été précisés.

Ces travaux ont souligné la continuité de la sédimentation du Famennien au Viséen inférieur, avec en particulier l'absence de discordance angulaire entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur — discordance qui aurait été provoquée par la phase orogénique bretonne. Les conglomérats, considérés par G. Guffroy (1957) comme formant la base du Viséen inférieur, se présentent, en réalité, en bancs interstratifiés à divers niveaux de la série silto-gréseuse qui s'étend du Strunien daté au Viséen inférieur daté.

Les sédiments silteux datés du Strunien sont généralement associés aux premiers bancs de grès et plus rarement de conglomérats qui succèdent aux alternances de siltites et de tufs andésito-basaltiques, communes dans tout le Famennien. Le changement de sédimentation, caractérisé par des apports détritiques grossiers, marque une reprise de l'érosion sur les aires voisines émergées, très probablement en contrecoup de la phase orogénique bretonne, bien exprimée plus au sud dans le faisceau de la Brévenne. L'apparition de ces bancs gréseux constitue un bon repère lithologique régional qui a été retenu comme limite cartographique entre le Dévonien et le Carbonifère au cours des levés géologiques à 1/50 000 (pl. 1-a).

La succession stratigraphique ainsi établie pour le Morvan reste proche de celle proposée par Michel-Lévy (1908) et semblable à celle dressée par Chichery (1938) pour la Montagne Bourbonnaise.

Les minéralisations fluorées ont fait l'objet de plusieurs mémoires : Le Roux (1975) pour la région de

Bourbon-Lancy, Joseph (1974) pour le district minier de Voltenne et Valette (1983) pour celui d'Argentolle.

Mourey (1985, 1985 a), poursuivant les recherches de Bellotto (1983) à l'aide de sondages miniers exécutés dans la région de Gilly-sur-Loire, établit le processus métallogénique à l'origine des indices d'étain et de tungstène connus autour du petit pointement de leucogranite de Chavence.

Dans le cadre des levés géologiques, les analyses de roches ont été effectuées pour les éléments majeurs en fluorescence X au Département Analyses du BRGM, Orléans ; les éléments en traces ont été analysés en fluorescence X par J.C. Germanique au Laboratoire de Géologie de l'Université Claude Bernard de Lyon. Les minéraux ont été analysés à la microsonde électronique CAMECA du BRGM-CNRS, Orléans. La localisation des échantillons et les résultats analytiques sont consignés dans un rapport interne BRGM (Delfour, 1987).

Succession stratigraphique et pétrographie des formations dévono-dinantiennes

Le Dévonien moyen et supérieur

Dans la région de Bourbon-Lancy, le Dévonien est représenté par des calcaires dolomitiques d'âge Givétien et Frasnien, suivis durant tout le Famennien par une sédimentation silteuse, perturbée de façon notable par un volcanisme sous-marin dont deux appareils au moins sont connus : le massif de Chizeuil et le massif de Cressy-sur-Somme (pl. 1-a).

Les produits d'épanchement, laves et projections, et surtout les dépôts provenant du démantèlement et du remaniement des matériaux volcaniques, s'étendent largement dans la série silteuse qui contient de nombreuses et parfois puissantes intercalations de tufs remaniés de nature basaltique (fig. 1).

Givétien et Frasnien

Localisés à l'extrémité sud du faisceau, en bordure de la Loire, les terrains givétiens et frasnien ont très peu d'extension et sont limités à quelques sites où affleurent des calcaires et des dolomies.

Le Givétien affleure dans le sommet de la grande carrière de Diou (actuellement partiellement comblée et urbanisée) où G. Guffroy (1964) récolta une faune variée dont *Stringocephalus burtini*.

A Diou également, le Frasnien est caractérisé par une faune abondante de Polypiers, Stromatopores, Brachiopodes et rares Trilobites (Julien, 1881 ; Michel-Lévy, 1908).

Aux Carrières à l'ouest de Gilly-sur-Loire, les fronts de taille mieux conservés, permettent de dresser une coupe de la séquence carbonatée, datée du Frasnien-Famennien (Lys *et al.*, 1961), et dont les caractères sédimentologiques ont été décrits par Robelin (1981), soit de bas en haut :

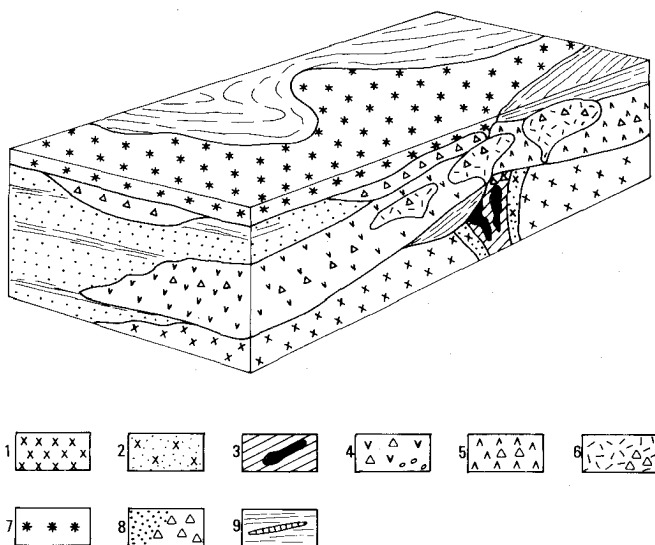


Fig. 1. - Bloc-diagramme montrant le passage latéral du massif volcanique de Chizeuil aux tufs et brèches remaniés.

1 : soda-dacite ; 2 : « quartzite » sériciteux (soda-dacite altérée) ; 3 : « quartzite » alumineux (soda-dacite altérée) et amas pyriteux ; 4 : coulée de basalte porphyrique, auto-bréchique et amygdalaire ; 5 : coulée d'andésite basique auto-bréchique ; 6 : stock d'andésite basique à dacite auto-bréchique ; 7 : tuffo-lave basaltique ; 8 : tuf et brèche basaltiques remaniés ; 9 : siltite avec lentille calcaire (Famennien supérieur, To III-IV).

— environ 10 m de calcaire bioclastique, riche en débris d'encrines et de polypiers. La base de ce niveau massif n'est pas connue ;

— environ 5 m de calcaire gréseux et conglomératique contenant des fragments de calcaire pouvant atteindre jusqu'à un mètre ;

— 15 m d'alternances de bancs de quelques centimètres d'épaisseur de calcaires bioclastiques fins et de calcaires silteux. La base de ces alternances a fourni une faune abondante de Conodontes (Delfour, Gigot, 1985) caractéristique du Frasnien supérieur (To Id à To IIa) et de la limite Frasnien-Famennien (To Id à To IIIa), tandis que le sommet de ces mêmes alternances montre une association de la limite Frasnien-Famennien à Famennien inférieur (To I/II à To IIIb) ;

— 5 m de dolomie beige en bancs massifs.

A Fontête, on peut encore voir dans l'ancienne carrière sud, des calcaires noirs, redressés et plissés, qui contiennent une association de Conodontes de la limite du Frasnien-Famennien (Lys *et al.*, 1961) ou To Id-To IIb (Delfour, Gigot, 1985).

La transition entre les dépôts carbonatés du Frasnien et la sédimentation silteuse du Famennien, est marquée sur quelques mètres par des récurrences de bancs décimétriques de calcaire bioclastique dans les siltites.

Famennien volcano-sédimentaire ou unité de Jarsaillon

Les **siltites** constituent le fond de la sédimentation terrigène fine, en eaux peu profondes (Robelin, 1981 ; Lemièrre, 1982). Généralement vert kaki à gris-vert, elles prennent localement, quand elles sont pyriteuses, une couleur brun-beige à rouge violacé par altération météorique. La couleur gris sombre à noir est liée à la présence de fines biotites formées sous l'action modérée du métamorphisme thermique du Carbonifère supérieur.

Les siltites peuvent former des bancs massifs de plusieurs mètres de puissance, sans trace visible de stratification ou bien présenter des fines laminations millimétriques. Les lamines sombres contiennent des minéraux phylliteux ainsi que des fantômes de Radiolaires, tandis que les lamines claires contiennent une plus grande abondance de minéraux détritiques, essentiellement des grains de quartz auxquels se mêlent ou même dominent les produits de remaniement du volcanisme basique.

Minéralogiquement, les siltites massives contiennent en abondance des paillettes de muscovite et de chlorite qui soulignent le litage, associées aux grains de quartz et de minéraux opaques dans un fond de quartz, kaolinite et illites. Elles représentent le pôle d'origine terrigène d'une sédimentation en milieu marin très calme et peu profond. La proximité des terres émergées et des apports d'eaux douces expliqueraient la coexistence des restes d'Ammonoïdés marins et d'Estheries vivant en eaux saumâtres (Robelin, 1981).

Parmi les **lentilles de calcaire** attribuées au Frasnien par la carte géologique à 1/80 000 de Charolles, principalement le long du ruisseau de Fontête, seules celles des Roses ont été retrouvées sous la forme de deux bancs de calcaire gris-bleu, veiné de calcite blanche.

Épais de quelques mètres, ceux-ci sont intercalés dans les alternances de siltites et de tufs remaniés de l'unité de Jarsaillon. Des Conodontes ont été extraits de l'un des bancs, le datant du Famennien supérieur ou To III-IV (Delfour, Gigot, 1985).

Les **tufs remaniés** constituent les faciès les plus communs et correspondent aux tufs albitophyriques décrits par Michel-Lévy (1908). Ils se présentent en lits et en bancs de quelques millimètres à plusieurs mètres de puissance, intercalés dans les siltites.

Ces tufs tirent leur origine des projections essentiellement de nature basaltique, reprises et remaniées successivement par les courants de turbidité déclenchés sur les pentes des appareils volcaniques par les secousses sismiques. Entraînés de façon brutale loin des centres d'émission et souvent en masses importantes, les tufs conservent une relative homogénéité minéralogique au sein de la sédimentation silteuse.

Ils forment soit des couches massives, sans stratification visible, soit au contraire des lits finement stratifiés intercalés dans les siltites. Ils sont constitués d'un assemblage de cristaux brisés de plagioclase (principalement albite) et de fragments lithiques ou lapillis de basalte et d'andésite basique (porphyrique, microlitique, amygdalaire) ; les cristaux de minéraux ferromagnésiens (pyroxène ouralitisé ou chloritisé) sont plus rares. La matrice, peu abondante, est faite d'épidote et de chlorite.

Leurs processus de dépôt contrôlés par les courants de turbidité d'intensité variable et le retour graduel à la sédimentation terrigène ont été étudiés en détail par Robelin (1981) qui a distingué un rythme majeur se divisant en :

— un membre inférieur présentant un granoclasement net des éléments volcaniques, suivi de laminations parallèles, puis entrecroisées au sommet. A l'affleurement c'est un banc de tuf remanié d'épaisseur pluridécimétrique à l'aspect massif ;

— un membre supérieur ou interbanc, fait d'alternances répétées de lits pluricentimétriques de siltites tuffacées et de siltites d'origine terrigène. Les lits de siltites tuffacées ou rythme mineur, présentent une sédimentation de tuf passant graduellement à une siltite à Radiolaires, puis à une siltite riche en matière organique.

Les **tufs et brèches basaltiques remaniés** sont également en bancs interstratifiés dans les siltites, mais se signalent par la présence de matériaux volcaniques plus frais et la fréquence des débris de calcaire. Leurs granulométries sont hétérogènes, se marquant occasionnellement par une stratification grossière.

Les **tufs basaltiques remaniés** sont à grain fin et contiennent des cristaux de plagioclase (andésine à labrador), des cristaux d'augite, parfois abondants, ainsi que des cristaux d'amphibole brune. Les lapillis sont essentiellement des basaltes ponceux et/ou porphyriques, à phénocristaux de labrador et d'augite. Les fragments de calcaires fossilifères sont fréquents et de petite taille mais peuvent aussi atteindre jusqu'à 5 cm. Les Conodontes extraits de ces plaquettes sont du Famennien supérieur ou To IV-Tn (Delfour, Gigot, 1985).

Dans les **brèches basaltiques remaniées**, les fragments de roches volcaniques et les plaquettes calcaires sont de taille plus grande. La matrice est tuffacée, à cristaux de plagioclase (andésine, labrador) et augite et à lapillis ; le tout est pris dans un ciment calcaire. Les fragments de calcaires gris à noirs, sont généralement sous forme de plaquettes à contours anguleux, disposées suivant la stratification et qui laissent des cavités de dissolution par altération météorique.

De telles brèches constituent des bancs de plusieurs mètres de puissance, intercalés dans les alternances silto-tuffacées ; elles sont particulièrement abondantes à 1,5 km à l'est de Diou où les plaquettes calcaires contiennent des restes de macrofaune ainsi qu'une association de Conodontes (*Palmatoleptis*, *Polygnathus*) d'âge Famennien moyen à supérieur (Delfour, Gigot, 1985).

Les épanchements volcaniques dans l'unité de Jarsaillon

Des coulées de lave et quelques épanchements pyroclastiques sous-marins s'intercalent à divers niveaux de la séquence volcano-sédimentaire.

Plusieurs coulées de faible épaisseur, d'**andésite-dacite** porphyrique et amygdalaire, accompagnées de laves auto-bréchiées, sont rencontrées dans une bande de terrain qui s'étend au sud de Saint-Aubin-sur-Loire.

Un **tuffo-lave basaltique** affleure dans plusieurs localités, depuis le sud de Saint-Aubin-sur-Loire jusqu'à 4 km au sud de Bourbon-Lancy. Ce corps volcanique se poursuit au nord et à l'ouest de Chalmoux et apparaît au sommet de la pile volcanique du massif de Chizeuil.

Dans la carrière de Saint-Aubin-sur-Loire, le tuffo-lave a environ 70 m d'épaisseur et sa mise en place brutale a bouleversé les sédiments silteux sous-jacents dont on retrouve des fragments emballés dans l'épanchement. Le tuffo-lave, de couleur verte, a une composition simple de lapillis de basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase basique enrobés dans un verre basique très ponceux et transformé en chlorite.

C'est dans les siltites situées sous ce tuffo-lave qu'a été trouvée une faune de Trilobites du Famennien supérieur (Guffroy, Pillet, 1966).

Dans la carrière de Givallois à 2,5 km au sud de Bourbon-Lancy, une **coulée d'andésite basique** est surmontée par les premiers sédiments gréseux dans lesquels une faune indique un âge Famennien (Michel-Lévy, 1908) à Strunien (Lys *et al.*, 1961). Localement, on peut observer les sédiments gréseux qui s'insinuent dans les interstices de la surface scoriacée de la coulée. L'andésite basique a une texture microlitique et fluidale, plus grossière à sa base, plus fine, porphyrique et amygdalaire au sommet. La roche est envahie de calcite, y compris les phénocristaux d'oligoclase ; les phénocristaux d'augite sont rarement intacts et généralement transformés en chlorite.

Cette coulée se suit de proche en proche, du nord de Saint-Aubin jusque dans les environs de Mont où apparaissent également des masses plus volumineuses de dacite à structure auto-bréchiée, rapportées à des extrusions ou dômes de lave.

Les massifs volcaniques

Durant le Famennien, l'activité volcanique s'est développée à partir de centres d'émission bien localisés et dont le mieux exposé est celui de Chizeuil. A 14 km plus au nord, le massif de Cressy-sur-Somme est de taille plus réduite et offre moins de variété dans les faciès de lave.

Les laves acides, intermédiaires et basiques sont associées dans ces deux massifs. Un âge Dévonien (Calvez *et al.*, 1985) et plus précisément Dévonien supérieur (Lemière *et al.*, en prép.) a été obtenu sur les zircons des laves acides qui sont situées géométriquement sous les laves basiques et en sont parfois séparées par des niveaux silteux. L'âge Famennien des venues basaltiques et andésitiques est argumenté par l'intercalation de leurs équivalents latéraux, tufs et brèches, dans les sédiments silteux et carbonatés datés paléontologiquement (Delfour, Gigot, 1985).

Les deux massifs volcaniques ont la particularité de se situer en bordure du granite de Luzy dont le métamorphisme thermique a modifié certains caractères minéralogiques, voire géochimiques des laves.

Le massif de Chizeuil

Dans ce massif affleurant sur 12 km de long et 2 km de large, les assises volcaniques sont redressées et permettent ainsi de suivre à la fois la succession des venues effusives et leurs variations latérales (pl. 1-a, fig. 1).

a) Les laves acides

Ces **laves de nature soda-dacitique** forment une masse s'étendant sur 12 km de long et au moins 400 m d'épaisseur, semblant correspondre plus à un épanchement extrusif sous-marin qu'à une succession de coulées de lave.

Quelle que soit la localité, on y retrouve la même roche porphyrique à phénocristaux d'oligoclase-albite, plus rarement de quartz, orientés suivant la fluidalité du fond microlitique où les minéraux ferro-magnésiens (biotite, amphibole ?) sont entièrement transformés en de fins agrégats de biotite par le métamorphisme de contact du granite. Parfois, le débit perlitique est encore observable.

La seule variation dans la texture est rencontrée au sommet de l'extrusion dans un faciès auto-bréchié, c'est-à-dire une lave soda-dacitique contenant des fragments anguleux de lave de même composition.

Avant le dépôt des laves basiques, une partie de l'épanchement de lave acide a été percolée par des circulations hydrothermales chaudes ($t > 350^\circ$) et acides ($\text{pH} < 3$) qui ont développé des auréoles d'altérations centrées sur les amas pyriteux de Chizeuil (Lemière *et al.*, 1986) :

— une auréole externe où les soda-dacites sont transformées en **quartzites sériciteux**, roches à texture rubanée faites d'alternances de bandes riches en quartz et de bandes où domine la muscovite associée à un peu de pyrite. Localement, on peut observer les termes de transition entre les laves acides et les quartzites sériciteux ; les contours des phénocristaux de plagioclase sont visibles mais le minéral est transformé en séricite, comme le fond de la roche ;

— une auréole interne faite de **quartzites alumineux** constitués de quartz fin, engrené, d'andalousite et de pyrite en proportions variables. Ces quartzites sont soit rubanés, alternances de lits riches en quartz et de lits à andalousite et pyrite, soit bréchiques et fissurés où les éléments de quartzites sont emballés dans des veines de pyrite et d'andalousite. C'est ce dernier faciès qui passe graduellement aux amas pyriteux par augmentation du contenu en pyrite et de l'épaisseur des veines.

Les deux zones d'altération, comme une large part de l'épanchement de lave acide, sont dans l'auréole de métamorphisme du granite de Luzy. Ce métamorphisme thermique a provoqué la recristallisation de la pyrite et l'apparition de l'andalousite aux dépens d'un minéral alumineux primaire qui pouvait être également de l'andalousite (Lemière, 1982). Il s'est aussi formé un peu de corindon, de diaspore et divers phosphates décrits par Lacroix (1918).

b) Les laves basiques et intermédiaires

L'activité volcanique reprend de l'ampleur au Famennien avec les **épanchements de laves basaltiques** qui forment un empilement de coulées sous-marines sur environ 400 m d'épaisseur, confinées au sud de la Montagne de Chizeuil.

De couleur vert foncé, ces laves sont communément porphyriques et plus ou moins amygdalaires. Leurs structures sont fréquemment auto-bréchiques et les fragments de lave atteignent parfois plusieurs centimètres ; ceux-ci sont faits de basalte porphyrique à phénocristaux de labrador zoné et d'augite ouralitisée, de lave basaltique, microlitique et amygdalaire ou de ponce basaltique pigmentée. Ils sont emballés dans une lave de même nature et de même composition.

Les **laves basaltiques à texture microlitique** grossière, intercalées dans les laves auto-bréchiques, sont soit des cœurs de coulées, soit des intrusions sub-volcaniques.

Généralement affectées par le métamorphisme thermique, les laves basaltiques sont chargées d'actinote et de biotite néoformées. La texture reste cependant bien conservée, elle n'est que partiellement altérée à proximité du granite où les clinopyroxènes primaires sont transformés en salite.

Une des dernières coulées liées directement au centre d'émission du massif de Chizeuil n'est pas affectée par le métamorphisme thermique. Elle est constituée par un **basalte porphyrique** à phénocristaux de labrador et d'augite, passant dans le sommet de la coulée à une lave auto-bréchique et amygdalaire.

Au-dessus de cette coulée apparaît un faciès particulier d'épanchement sous-aquatique ou **tuffo-lave** constitué de fragments anguleux de basalte porphyrique et amygdalaire, de cristaux brisés de plagioclase, de clinopyroxène et d'amphibole, cimentés par une lave basique, microlitique et très riche en amygdales (ponce). C'est le même type de roche que celui rencontré dans le secteur de Saint-Aubin-sur-Loire.

Une **brèche à éléments volcaniques** divers paraît relayer le tuffo-lave à son sommet. Elle est constituée de fragments anguleux, de plusieurs centimètres, de basalte-andésite porphyrique et amygdalaire, largement dominants sur les fragments de siltstones verts et de laves acides. Ces dernières, de composition soda-daciti-

que, porphyriques et perlitiques, proviennent très probablement du démantèlement des premières extrusions du massif de Chizeuil. La matrice de la brèche est silto-tuffacée et contient les mêmes types de fragments lithiques ; elle est chargée d'épidote associée au quartz, albite, actinote et biotite.

Des stocks intrusifs et en partie extrusifs d'**andésite-dacite porphyrique** sont installés dans la zone centrale de l'édifice volcanique de Chizeuil. Ces roches gris-vertâtre, fréquemment amygdalaires, ont une texture de lave à phénocristaux d'oligoclase dans un fond microlitique et fluidale, irrégulier à auto-bréchique, souligné par un débit perlitique.

Quelques sills de **dolérite albitisée** sont intercalés dans les siltites et se rattachent à l'activité volcanique du Famennien.

Le massif de Cressy-sur-Somme

Cet édifice volcanique est moins étendu et moins structuré que celui de Chizeuil ; il offre cependant les mêmes faciès principaux :

— laves soda-dacitiques porphyriques, à débit perlitique, formant probablement deux extrusions séparées par un tuf remanié fin de même composition ;

— laves basaltiques à texture porphyrique et microlitique, auxquelles succèdent des laves basaltiques auto-bréchiques et porphyriques, à phénocristaux de labrador-andésine et d'augite partiellement ouralitisée.

Dans la partie sud du massif, des tufs basaltiques remaniés succèdent aux basaltes auto-bréchiques et se prolongent vers le sud sous la forme de niveaux interstratifiés dans les siltites. Ces tufs massifs ou lités, sont constitués de cristaux de plagioclases basiques, de lapillis basaltiques et plus rarement de fragments de soda-dacite à débit perlitique.

Le Carbonifère inférieur ou Dinantien

Dinantien inférieur

La sédimentation silteuse continue du Dévonien au Carbonifère, la permanence de l'activité volcanique et l'absence de repère paléontologique précis, permettent de ne tracer qu'une limite arbitraire. Celle-ci est prise à l'apparition des premières intercalations de grès ou de conglomérats. Ces dépôts détritiques indiquent une reprise de l'érosion sur des aires émergées, en contre-coup de la phase orogénique bretonne, et des apports massifs de matériaux en régime torrentiel dans un milieu marin et deltaïque peu profond où les édifices volcaniques sont en partie aériens.

Sur le plan stratigraphique, l'apparition des premiers bancs de grès coïncide localement avec la présence de faune du Strunien (Lys et al., 1961 ; Coulon et al., 1980).

Les bancs de grès s'intercalent progressivement dans les siltites, les conglomérats à galets de quartz, quartzite

et lydienne ne s'interstratifiant que plus haut dans la série et ne formant qu'exceptionnellement le niveau de base du Carbonifère.

Ce type de sédimentation détritique (faciès Culm) et les manifestations volcaniques constituant souvent des massifs importants, se poursuivent jusqu'au Viséen moyen connu dans la partie nord du faisceau par la faune du calcaire de Cussy-en-Morvan et de l'Huis-Prunelle (Mamet, 1968 ; Vachard, 1976), mais apparemment absent dans la moitié sud du faisceau du Morvan.

Le Dinantien inférieur s'étend selon trois bandes synclinales (pl. 1-b) dont les contours irréguliers sont dus à la fracturation tardi- et post-hercynienne. Ces bandes se distinguent par les caractères lithologiques suivants :

— Au sud, le petit synclinorium de Gilly-sur-Loire comprend essentiellement des siltites, des grès et des conglomérats. Le volcanisme n'y est représenté que par des filons et des stocks de microtrondhjemite, et par des brèches volcaniques rencontrées en sondages (Mourey, 1985). Dans le secteur nord et est de Perrigny-sur-Loire (La Vallée, l'Arbre Rond), des conglomérats contenant des fragments de calcaire à Conodontes du Famennien supérieur-Tournaisien, mais aussi à Conodontes remaniés de l'Emsien (Delfour, Gigot, 1985), correspondraient à un niveau basal reposant sur un haut-fond de calcaire dévonien.

— La grande bande à replis synclinaux qui s'étend de Bourbon-Lancy jusqu'au nord-est du Mont Beuvray, contient une sédimentation détritique dominante dans la partie sud, tandis qu'au nord, le volcanisme acide sub-aérien est largement développé. Au nord-est du Mont Beuvray, cette bande se poursuit de façon discontinue en petites fenêtres anticlinales dans le Viséen supérieur, jusqu'au nord de Saint-Léger-sous-Beuvray (Sénavelle). Les terrains volcano-sédimentaires sont surmontés par le Viséen supérieur discordant et limités à l'est par le granite de Luzy.

— Dans la bande de Sémelay-Vieille Montagne, le volcanisme dacitique et sub-aérien est largement dominant sur les roches détritiques. Le contact avec le Viséen supérieur est souvent faillé (mouvements épigéniques infra-viséens) et souligné par des filons de microgranites.

La séquence détritique et volcano-sédimentaire

Dans les deux secteurs de Savigny-Poil-Fol et du Mont Beuvray (pl. 1-d), retenus pour tenter de dégager la succession lithostratigraphique, on peut distinguer deux unités à dominante sédimentaire, séparées par un épisode volcanique essentiellement dacitique et sub-aérien (fig. 2).

Les faunes et les flores considérées comme d'âge Tournaisien par Julien (1896) et Michel-Lévy (1908) ont été révisées par G. Guffroy (1957) en Viséen inférieur. Il subsiste cependant dans la région de Savigny-Poil-Fol, des incertitudes pour des gîtes proches les uns des autres sur le plan stratigraphique (séquence silto-gréso-conglomératique interstratifiée dans les volcanites acides et

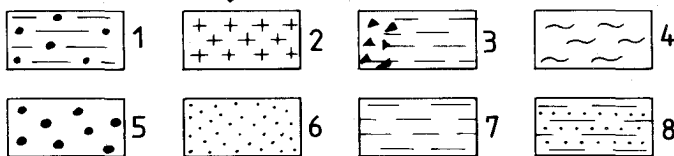
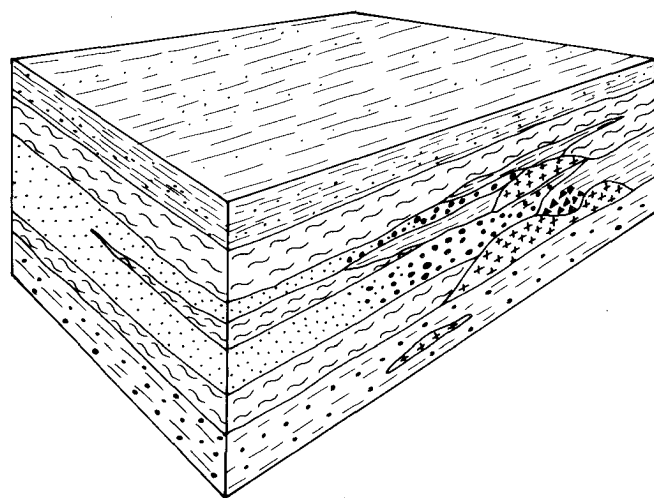


Fig. 2. - Bloc-diagramme montrant les relations entre les divers termes volcaniques et volcano-sédimentaires du Dinantien inférieur dans le secteur de Savigny-Poil-Fol.

1 : séquence détritique inférieure ; 2 : extrusion d'andésite-dacite ; 3 : brèche à fragments d'andésite-dacite et matrice silteuse ; 4 : ignimbrite dacitique ; 5 : conglomérat à galets d'andésite-dacite ; 6 : tuf remanié à fragments lithiques (ignimbrite dacitique, andésite-dacite) ; 7 : siltite ; 8 : séquence détritique supérieure

intermédiaires), soit Viséen inférieur (Guffroy, 1957), soit Tournaisien (Corsin, Guffroy, 1967), soit même Strunien (Weyer, 1965).

L'unité inférieure vient en continuité sédimentaire au-dessus du Dévonien supérieur. De façon plus générale et dans l'ensemble du faisceau, les siltites, les grès et les conglomérats sont constitués presque exclusivement par des matériaux d'origine terrigène. Ces trois termes lithologiques et leurs faciès de transition alternent en bancs dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à plusieurs mètres, voire dizaines de mètres pour les couches de siltites.

Puissante de 800 m à l'est de Savigny-Poil-Fol, cette unité n'atteindrait que 300 m d'épaisseur à l'ouest du Mont Beuvray.

L'unité supérieure attribuée Tournaisien par Michel-Lévy (1908), contient dans les sites fossilifères situés à l'ouest de Savigny-Poil-Fol et au sud d'Avrée, des faunes du Viséen inférieur (Guffroy, 1957). Surmontée par le volcanisme du Viséen supérieur, transgressif plus ou moins discordant, cette unité n'aurait que 300 m d'épaisseur dans le secteur de Savigny-Poil-Fol.

Aux faciès identiques à ceux de l'unité inférieure, se mêlent en proportions variées, les produits de projection et de démantèlement du volcanisme dacitique :

— conglomérats à galets de volcanites au voisinage des épanchements et des extrusions ;

— tufs remaniés et siltites tuffacées en dépôts plus distaux.

Principaux faciès lithologiques

Les **siltites** de couleur gris sombre à vert kaki forment des couches de plusieurs mètres de puissance ; elles sont soit massives, soit finement stratifiées en lits millimétriques à centimétriques où alternent les laminations claires et sombres. D'origine terrigène comme leurs homologues famenniennes, elles en ont les mêmes compositions minéralogique et géochimique.

Les faciès de transition avec les termes détritiques plus grossiers sont fréquents :

— siltite gréseuse à grain fin et figures de sédimentation : granoclassement, stratifications obliques, microravinements et rides de courant ;

— siltite conglomératique à galets de quartz, quartzite, lydienne (est de Bourbon-Lancy) et parfois de calcaire (est de Maltat).

Les **grès**, généralement beiges, constituent des bancs peu lités, souvent massifs et à caractère immature avec des grains anguleux ou émoussés de quartz, quartzite et lydienne noire. Ces constituants sont dominants sur les grains de lave microlitique, de plagioclase, de minéraux ferro-magnésiens altérés, de biotite, de muscovite, de zircon et de tourmaline.

Sensibles aux mouvements tectoniques, les grès peuvent être recristallisés et lardés de veinules de quartz au point d'être confondus sur le terrain avec des filons de quartz.

Les **conglomérats**, gris à verdâtres, forment également des bancs massifs et peu stratifiés, épais de quelques décimètres à plusieurs mètres et peuvent, comme les grès, mimer des filons de quartz sous l'action des déformations tectoniques.

Ordinairement, ils sont constitués de galets jointifs et ovoïdes dont la taille va de 2 à 15 cm. Les galets sont principalement de quartz blanc, de quartzite grisâtre et de lydienne noire. Des galets de laves microlitiques et de tufs andésito-dacitiques apparaissent localement, ainsi que des galets de calcaire (est de Maltat, Saint-Léon). La matrice est gréseuse, parfois à ciment calcaire, plus rarement silteuse dans les termes de transition avec les couches de siltites.

Des lentilles de **calcaires cristallins** blancs, jusqu'à présents azoïques, sont interstratifiés dans les alternances silto-grés-conglomératiques. Elles ont fait l'objet d'exploitation pour marbre au Puits, à Champ-Robert et dans la région de Saint-Léon. Le marbre de l'ancienne mine de fluorine d'Argentolle, appartient à cet ensemble, ainsi que le calcaire cristallin à galets de quartz de l'Arbre Rond (ouest de Perrigny-sur-Loire).

Dans ce même secteur de Perrigny, les conglomérats à galets de quartz, quartzite et lydienne, contiennent également des fragments pluricentimétriques de calcaires à restes organiques. Ils ont fourni, aux cotés de Conodontes remaniés, hérités du Dévonien moyen, des espèces s'étendant du Famennien supérieur au Tournaisien (Delfour, Gigot, 1985).

Des **conglomérats volcaniques**, épais de plusieurs mètres, peuvent séparer les épanchements dacitiques dans les secteurs de Savigny-Poil-Fol et du Mont Beuvray. Ces conglomérats contiennent principalement des galets de 2 à 5 cm de dacite et d'andésite porphyrique et

microlitique ; les galets de quartz, quartzite et lydienne sont plus petits et subordonnés. La matrice tuffacée est une association de cristaux brisés de plagioclase et de quartz, et de fragments de laves dacitiques et felsitiques, cimentés par un peu de chlorite.

D'après la nature des matériaux, ces roches témoignent, en régime torrentiel, du démantèlement et de l'érosion des appareils volcaniques. Très localement, les extrusions dacitiques peuvent être ennoyées sous une sédimentation de siltite à lapillis dacitiques.

Les **tufs remaniés** sont fréquemment associés aux conglomérats volcaniques. Mélanges de produits de démantèlement et de projections, ils contiennent des cristaux de plagioclase et parfois d'augite, et des lapillis (jusqu'à 2 cm) de ponce et d'ignimbrite dacitique.

Latéralement aux massifs volcaniques ou plus haut dans l'unité supérieure, les accumulations de tufs sont fréquentes dans les alternances silto-gréseuses, elles-mêmes souvent tuffacées. Ces tufs remaniés, généralement violacés, sont plus ou moins bien lités et de granulométrie variée. Leur nature est dacitique, mais peut être altérée par les apports de matériaux terrigènes.

Le volcanisme Dinantien inférieur

Avant le Viséen inférieur, l'activité volcanique est limitée à quelques tufs et coulées de basalte et d'andésite basique (est de Savigny-Poil-Fol), à une extrusion de basalte accompagnée d'une brèche d'explosion (nord de Mont). Des tufs et des brèches dacitiques intercalés dans la sédimentation gréseuse ont été rencontrés en sondages à l'est de Saint-Aubin-sur-Loire (Mourey, 1985 a).

Au Viséen inférieur, les épanchements ignimbritiques et les extrusions andésito-dacitiques, séparés par des conglomérats volcaniques, des tufs et des siltites, sont moyennement développés dans les secteurs de Saint-Seine, Savigny-Poil-Fol et Tazilly. Plus au nord, les appareils volcaniques s'étendent plus largement que les terrains sédimentaires et forment les massifs de Rémy-Vieille Montagne et de Toulour-Mont Beuvray où extrusions et épanchements ignimbritiques se succèdent, coupés de rares dépôts détritiques, essentiellement des conglomérats à galets de roches volcaniques.

Ce volcanisme et une partie des sédiments encaissants, sont affectés par des phénomènes d'altération marqués par le développement de séricite, pyrite et feldspath potassique. Cette altération est inégalement répartie et masque très souvent la nature primaire des roches, d'autant que l'altération météorique entraîne une décoloration et une rubéfaction intense dues à l'oxydation de la pyrite.

C'est à ces phénomènes d'altération potassique que l'on doit la dérive géochimique des laves, dacitiques à l'origine, vers des compositions trachytiques et l'usage de termes tels qu'orthophyre et orthokératophyre pour des roches qui ont été modifiées, parfois profondément, après leurs mises en place.

Contrairement au volcanisme famennien, les laves basiques et intermédiaires ne représentent qu'une faible part des matériaux épanchés au Dinantien inférieur.

Elles sont intercalées dans les laves acides, soit en coulées, soit en masses homogènes, en extrusions accompagnées de faciès bréchiques.

Les coulées de basalte et d'andésite basique sont réparties de façon discontinue dans une bande de terrain allant de Savigny-Poil-Fol au nord-est de Saint-Léger-sous-Beuvray, ainsi qu'à l'est d'Onlay. Ce sont des roches de couleur vert sombre, à grain fin, fréquemment amygdalaires, porphyriques et auto-bréchiques. Les phénocristaux zonés d'andésine sont en partie altérés, ainsi que ceux de pyroxène et d'amphibole transformés en agrégats d'actinote et de chlorite (ou néobiotite par métamorphisme thermique).

Les laves basiques affleurant au nord-est du Mont Beuvray, à l'est de Saint-Prix et à l'est de la Grande Verrière, ont des textures plus grenues, doléritiques, à lattes de labrador et pyroxène partiellement ouralitisé.

Les extrusions andésitiques et dacitiques forment de grandes masses pétrographiquement homogènes, associées aux épanchements acides. Ces roches, gris-vert à gris-noir, affleurent dans les secteurs de Saint-Seine, Savigny-Poil-Fol, Sémelay-Vieille Montagne, au nord-est de Fléty et localement au Mont Beuvray.

La présence fréquente dans leur voisinage de brèches volcaniques ou de conglomérats les remaniant, ainsi que d'ignimbrites bréchiques, indiquerait une mise en place de ces extrusions dans les principaux foyers volcaniques. Cette mise en place contemporaine des épanchements ignimbritiques est en outre indiquée par leur ennoyage et leur remaniement dans la sédimentation silteuse.

Ces laves ont une texture porphyrique et une composition minéralogique très constante, à phénocristaux de plagioclase altéré, d'amphibole transformée en chlorite et minéraux opaques, dans une matrice microlitique présentant souvent une structure auto-bréchique où la fluidalité est hétérogène et contournée.

Les épanchements dacitiques et rhyodacitiques constituent les matériaux les plus abondants, dépassant probablement en volume les sédiments du Dinantien inférieur. Leur répartition souligne la structure plissée dans cette partie du faisceau, suivant deux bandes de terrain encadrant le synclinal de Chiddes occupé par le Viséen supérieur. Sous des teintes diverses allant du beige clair au gris-bleu ou noir, ces laves présentent, en fait, peu de variations lithologiques.

Dans les laves de teintes claires formant les collines de Toulour et le flanc sud-ouest du Mont Beuvray, un fin rubanement et des fiammes très étirées soulignent la structure ignimbritique. Celle-ci est aussi bien exprimée dans les épanchements de Savigny-Poil-Fol.

Le faciès le plus commun est une ignimbrite rhyodacitique à phénocristaux d'oligoclase dans un fond felsitique et fluidale contenant des lithophyses recristallisées et remplacées partiellement par du quartz secondaire. Des roches mieux conservées montrent encore un fond vitroclastique riche en écharde de verre et renferment des fragments de rhyodacite à biotite primaire (est de Rémilly) ou de nombreux fragments de lave acide à structure ignimbritique et débit perlitique (Vieille Montagne).

Les ignimbrites vitroclastiques sont localement associées au voisinage des extrusions andésito-dacitiques (centres d'émission) à des faciès plus grossiers, comprenant des tufs et des brèches soudés.

Les tufs soudés affleurant par exemple au sud-est de Vieille Montagne ou au sommet du Mont Beuvray, sont constitués de lapillis de couleurs variées, gris, vert, rouge, qui sont des fragments d'ignimbrite et de laves acides à débit perlitique emballés dans un fond vitroclastique.

Les brèches ignimbritiques (ex. : Malvaux au sud-ouest du Mont Beuvray) contiennent des grands éléments anguleux de teintes variées, d'ignimbrite fluidale, de dacite microlitique, de rhyodacite à débit perlitique, emballés dans un fond microlitique et fluidale contenant des cristaux de plagioclase.

Les intrusions subvolcaniques de nature microtrondhjemitique s'apparentent aux épanchements dacitiques et rhyodacitiques. Dans la région de Bourbon-Lancy, elles sont distribuées suivant deux alignements subméridiens. Le premier, installé dans le massif de Chizeuil, forme un corps lenticulaire allongé sur 6 km (microtrondhjemite de Sauvigny) qui est relayé au sud par quelques petits stocks. Le second alignement se présente en une série de petits corps irréguliers et de filons qui recoupent les terrains dévoniens et carbonifères au nord de Diou. Un petit pointement réapparaît dans les sédiments dinantiens au sud-est de Savigny-Poil-Fol.

L'intrusion de Sauvigny fut d'abord décrite comme une granulite à mica blanc, émanant du granite de Luzy (Michel-Lévy, 1908), confusion qui s'explique par la texture micrographique identique à celle du granophyre qui borde le batholite granitique et par une composition chimique globalement sodi-potassique.

Récemment, le levé géologique a montré que la microtrondhjemite était recoupée par le granite de Luzy et qu'elle était constituée d'une intercroissance micrographique de quartz et d'albite contenant des phénocristaux de quartz et d'albite. Le métamorphisme thermique se manifeste par une recristallisation en biotite rouge des biotites primaires chloritisées et par une métasomatose de feldspath potassique imprégnant les phénocristaux d'albite (sans toutefois estomper les mâcles) et le fond de la roche. Quelques petits stocks ont été épargnés par cette métasomatose.

Les stocks et filons du secteur de Diou, ont la même texture micrographique et porphyrique à phénocristaux de quartz et d'albite. La métasomatose potassique est absente ; par contre certains stocks sont affectés par un fort développement de muscovite-séricite (avec plus ou moins de pyrite) qui remplace les plagioclases et les biotites.

Viséen supérieur

Cet étage est constitué presque uniquement de tufs soudés et d'ignimbrites de nature rhyodacitique. Ces épanchements sont recoupés à l'exemple du faisceau de

la Loire (Bertaux, Rubiello, 1981 ; Leistel, 1984 ; Leistel, Gagny, 1984) par de nombreuses intrusions subvolcaniques et comagmatiques de microgranite et de granophyre.

Au nord de l'Alène, le domaine occupé par le Viséen supérieur s'ouvre largement sur deux unités structurales assez bien distinctes :

— le synclinal de Chiddes, occupé par des tufs soudés et des ignimbrites que recoupent des filons de microgranite ;

— le complexe d'Onlay à structure synclinale composite où les tufs soudés et les ignimbrites sont envahis par des stocks de granophyre et des filons de microgranite.

Le synclinal de Chiddes

Cette unité est un vaste ensemble de tufs rhyodacitiques, dans lequel on peut distinguer des tufs soudés communs, de couleur gris-vert à gris-bleu sombre, et des ignimbrites de couleur rouge violacé, contenant parfois de minces intercalations d'anthracite (2,5 km au NNE d'Avrée).

Ses relations avec le Viséen inférieur, ainsi que celles des petits lambeaux satellites, sont très obliérées par des failles ou par des filons de microgranite.

Exceptionnellement, à Avrée, à 4 km au nord-est, ainsi qu'à l'ouest de Touleur et à 5 km au sud-ouest du Mont Beuvray, le **niveau volcano-clastique de base** a été épargné par la tectonisation qui affecte ordinairement les premiers dépôts du Viséen supérieur. Ce niveau est constitué de galets et parfois de blocs émoussés atteignant une taille de 50 cm (Avrée), de roches diverses héritées du Viséen inférieur : rhyodacite et dacite porphyrique, grès sériciteux et quartz. La matrice est un tuf soudé à nombreuses lamelles de biotite décolorée prises dans un fond vitroclastique et ignimbristique.

Les **tufs soudés communs**, occupant une grande part du synclinal, sont des roches massives montrant rarement des traces de fluidalité à l'affleurement. Ils se caractérisent par l'abondance des biotites hexagonales (presque toujours chloritisées), des cristaux de plagioclases blancs, verdâtres ou rougeâtres suivant l'altération, et par la présence fréquente des cristaux de quartz.

En lame mince, les principaux constituants, phénocristaux de plagioclase (oligoclase-andésine), biotite (transformée en chlorite, leucoxène et minéraux opaques) et fond vitroclastique riche en feldspath potassique (en partie recristallisé mais conservant la fluidalité ignimbristique et même parfois les échardes de verre) peuvent apparaître en proportions variées.

Assez souvent les phénocristaux corrodés, cassés, de quartz s'y ajoutent, dépassant en quantité relative les plagioclases. Ces variations dans l'association minérale sont visibles à petite échelle et se traduisent par des alternances de « lits » millimétriques à centimétriques, plus ou moins riches en quartz ou en biotite.

Les fragments lithiques, très généralement de tuf soudé repris, ont des contours flous et ne se perçoivent que par la taille différente des cristaux ; ils contribuent à l'hétérogénéité minéralogique de la roche. Les cristaux

souvent xénomorphes de feldspath potassique sont subordonnés mais constamment présents, ainsi que les minéraux accessoires tels que l'apatite et le zircon.

Le grenat xénomorphe, craquelé, partiellement altéré en chlorite, semble accompagner les faciès riches en quartz. Quelle que soit la localisation (synclinal de Chiddes ou complexe d'Onlay), la composition du grenat est celle d'une solution solide à 75,5 % d'almandin, 19 % de pyrope, 3 % de spessartite et 2,5 % de grossulaire.

Les grenats observés dans les tufs du Morvan sont isolés, contrairement à ceux étudiés par Bertaux (1982) dans la région de Roanne et qui peuvent être inclus dans des enclaves de roches métamorphiques. Cependant les compositions chimiques sont identiques (fig. 3) et ils pourraient donc avoir la même origine, provenant de formations métamorphiques situées en profondeur.

Les **ignimbrites violacées** sont localisées dans la moitié ouest du synclinal de Chiddes, située au nord de l'Alène. Les faciès les plus rubanés forment de beaux affleurements entre La Seigne et Crémat (2,5 km au nord d'Avrée) et particulièrement au Pont Jaillery (2 km au sud-est de Sémelay) où les ignimbrites flammees dessinent une petite fermeture synclinale.

Au microscope, les ignimbrites ont la même constitution minéralogique que les tufs soudés mais s'en distinguent par les lithophyses fines et étirées, remplies de quartz et de chlorite secondaires et par le rubanement plus marqué du fond vitroclastique que soulignent l'orientation et la déformation des phénocristaux de biotite.

Le complexe d'Onlay

Il forme dans le nord de la zone étudiée, une grande bande de terrain orientée NE-SW où les intrusions subvolcaniques granophyriques, cogénères des épanchements aériens, sont concentrées dans la partie occidentale. Vers l'est, le nombre et le volume de ces intrusions décroissent et laissent place aux divers tufs soudés rhyodacitiques dont les natures et les compositions sont identiques à celles des tufs occupant le synclinal de Chiddes.

On peut distinguer trois types principaux de faciès dans l'ensemble relativement homogène que sont les épanchements volcaniques du complexe d'Onlay :

- les tufs soudés rhyodacitiques communs,
- les ignimbrites violacées ou verdâtres,
- les tufs soudés dacitiques.

Ces trois types sont répartis à travers le complexe suivant plusieurs bandes lenticulaires, allongées NE-SW, mais aux contours irréguliers et mal définis, dus à l'intrication des épanchements, aux intrusions de granophyres, puis aux déformations tectoniques. Les bandes ignimbristiques, localisées dans la bordure sud-est du complexe, appartiennent probablement aux mêmes épanchements qui s'étendent dans la moitié nord-ouest du synclinal de Chiddes. Les tufs dacitiques ont une position plus centrale, au milieu des tufs communs. Les ignimbrites violacées pourraient donc se placer parmi les premières venues effusives du Viséen supérieur.

Les **tufs soudés communs** qui représentent une part notable des volcanites, sont de couleur gris-vert à bleu-vert sombre. A l'exemple du synclinal de Chiddes, ils montrent les mêmes variations rhyodacitiques à dacitiques suivant leurs richesses en phénocristaux de quartz et la même chloritisation des biotites. Le caractère ignimbrétique est cependant mieux marqué, se traduisant sur nombre d'affleurements par une orientation des biotites suivant la fluidalité d'écoulement.

Au microscope, les biotites chloritisées sont très souvent recristallisées en agrégats de fines biotites rouges néoformées sous l'action thermique du granite sous-jacent au faisceau volcano-sédimentaire. Ce métamorphisme de contact n'est guère perceptible sur le terrain et difficile à cerner. Dans quelques localités, la biotite chloritisée possède encore un cœur de biotite primaire. Le grenat relique est également fréquent dans les tufs soudés rhyodacitiques riches en phénocristaux de quartz. Sa composition chimique est semblable à celle des grenats du synclinal de Chiddes (fig. 3).

Les **ignimbrites** se distinguent par leur aspect flammé, rubané, mieux marqué dans les faciès violacés que verdâtres. Elles contiennent les mêmes minéraux que les tufs soudés, mais assez peu de phénocristaux de quartz.

Dans les **tufs dacitiques**, de couleur gris-vert à vert foncé, où le quartz est absent, des phénocristaux d'amphibole chloritisée s'ajoutent aux minéraux habituels ; le fond vitroclastique et fluidale reste néanmoins riche en feldspath potassique.

Des environs de Sémelay au nord-est de Villapourçon, les **intrusions subvolcaniques de granophyre** envahissent les terrains du Carbonifère inférieur, formant une série de corps étirés, plus ou moins anastomosés, en direction NE-SW. Ces intrusions sont très abondantes dans la partie ouest et présentent même des faciès granitiques (ouest de Sémelay) qui pourraient indiquer la présence d'un massif subvolcanique caché sous la couverture cénozoïque et dont la structure a été déformée par les mouvements hercyniens et post-hercyniens.

Dans le détail, ces corps ont des limites complexes, isolant depuis de vastes panneaux jusqu'à des enclaves métriques de roche encaissante. La nature du contact est rarement observable et souvent faillée. A Fourmonté (2 km à l'est de Saint-Honoré-les-Bains), dans le talus rocheux de la route, le granophyre beige devient plus finement grenu et verdâtre à proximité du contact avec les tufs soudés rhyodacitiques. Quelques veines de pegmatite à quartz, feldspath potassique et biotite verte, issues de l'intrusion, recoupent les tufs.

A travers ces multiples intrusions, les granophyres conservent une couleur beige à gris-beige, des phénocristaux de plagioclase n'excédant pas 1 cm, et un fond granophyrique plus ou moins grossier avec biotite. En lame mince, la texture est porphyrique à glomérophyrique, formée de phénocristaux de quartz partiellement corrodés, de phénocristaux d'oligoclase et de biotite souvent altérée en un mélange de chlorite, minéraux opaques ferro-titanés et leucoxène, que le métamorphisme de contact a recristallisé en agrégats de fines biotites rouges. La matrice est une association symplectique, à texture micrographique, de quartz, plagioclase et feldspath potassique, plus ou moins largement cristallisée.

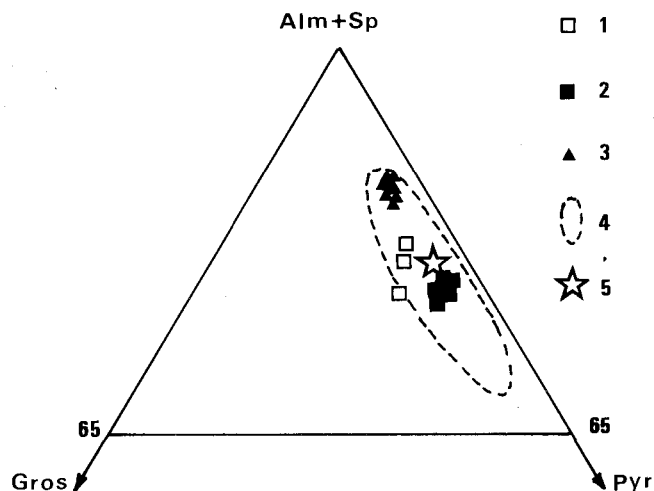


Fig. 3. - Composition chimique des grenats des tufs soudés rhyodacitiques et granophyres du Viséen supérieur.

1 : grenat de tuf ignimbrétique, synclinal de Chiddes ;
2 : grenat de tuf ignimbrétique, complexe d'Onlay ;
3 : grenat de granophyre, complexe d'Onlay ;
4 : champs des grenats des tufs anthracifères de la région de Roanne (Bertaux, 1982) ;
5 : composition moyenne des grenats de gneiss à sillimanite du Massif central.

Les plagioclases peuvent enclaver des grenats dont la composition chimique : 78,5 % d'almandin, 10,5 % de pyrope, 8,5 % de spessartite et 2,5 % de grossulaire, est proche de celle des grenats des tufs soudés (fig. 3), suggérant une origine commune par fusion des roches métamorphiques sous-jacentes (Bertaux, 1982). On note aussi la présence de septas plagioclasiques comme dans les tufs.

Les **microgranites en filons**, omniprésents à travers les formations dévono-dinantiennes, ont tendance à se concentrer en faisceaux orientés NE-SW dans le domaine occupé par les volcanites du Viséen supérieur. Résistants assez bien à l'altération, ils donnent en abondance des éboulis et des blocs qui masquent la part revenant aux roches encaissantes.

La puissance des filons varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres, mais les failles les ont tronçonnés en de nombreux segments, rendant difficile l'estimation de leurs longueurs et par là de leur mode de mise en place qui semble s'être fait sous forme de filons lenticulaires, relativement courts et disposés en échelons le long des zones de tension.

Les microgranites sont généralement rouges, rose-violacé, mais aussi grisâtres et assez largement porphyriques. Les phénocristaux de plagioclase et de feldspath potassique atteignent ordinairement 2 à 3 cm et plus exceptionnellement 8 cm. Les phénocristaux de quartz n'excèdent pas 1 cm. La biotite est également en phénocristaux de quelques millimètres et presque toujours transformée en chlorite, minéraux opaques et leucoxène.

A proximité du granite (par exemple au sud-est de Saint-Prix ou au nord du Mont Beuvray), le métamorphisme thermique se manifeste de la même façon que

dans les tufs soudés, par la recristallisation des biotites chloritisées en agrégats de fines lamelles de biotite rouge. Le fond est finement grenu, microlitique ou micrographique et riche en feldspath potassique.

Les filons de microgranite présentent deux types de contact suivant qu'ils appartiennent ou non au même cycle effusif que les tufs soudés encaissants :

— soit un passage progressif, difficile à tracer où le faciès porphyrique rose-violacé habituel se fond vers le tuf soudé gris-vert, par disparition graduelle des phénocristaux ;

— soit un contact net, tranché avec le tuf encaissant. Dans ce cas, le filon possède une éponte aphyrique et finement rubanée, épaisse de plusieurs décimètres (faciès « rhyolitique ») passant assez rapidement à la roche porphyrique.

Évolution magmatique des volcanismes du Dévonien au Dinantien

L'importance relative des différents volcanismes qui se sont épanchés du Dévonien supérieur au Viséen supérieur ainsi que la proportion des divers types de volcanites qui les composent, peuvent s'appréhender en fonction de la surface occupée par ces roches volcaniques comparée à l'aire de la partie sud du faisceau (fig. 4).

Le volcanisme dévonien

Les matériaux volcaniques, laves et pyroclastites du Famennien n'occupent qu'environ 10 % de la surface de

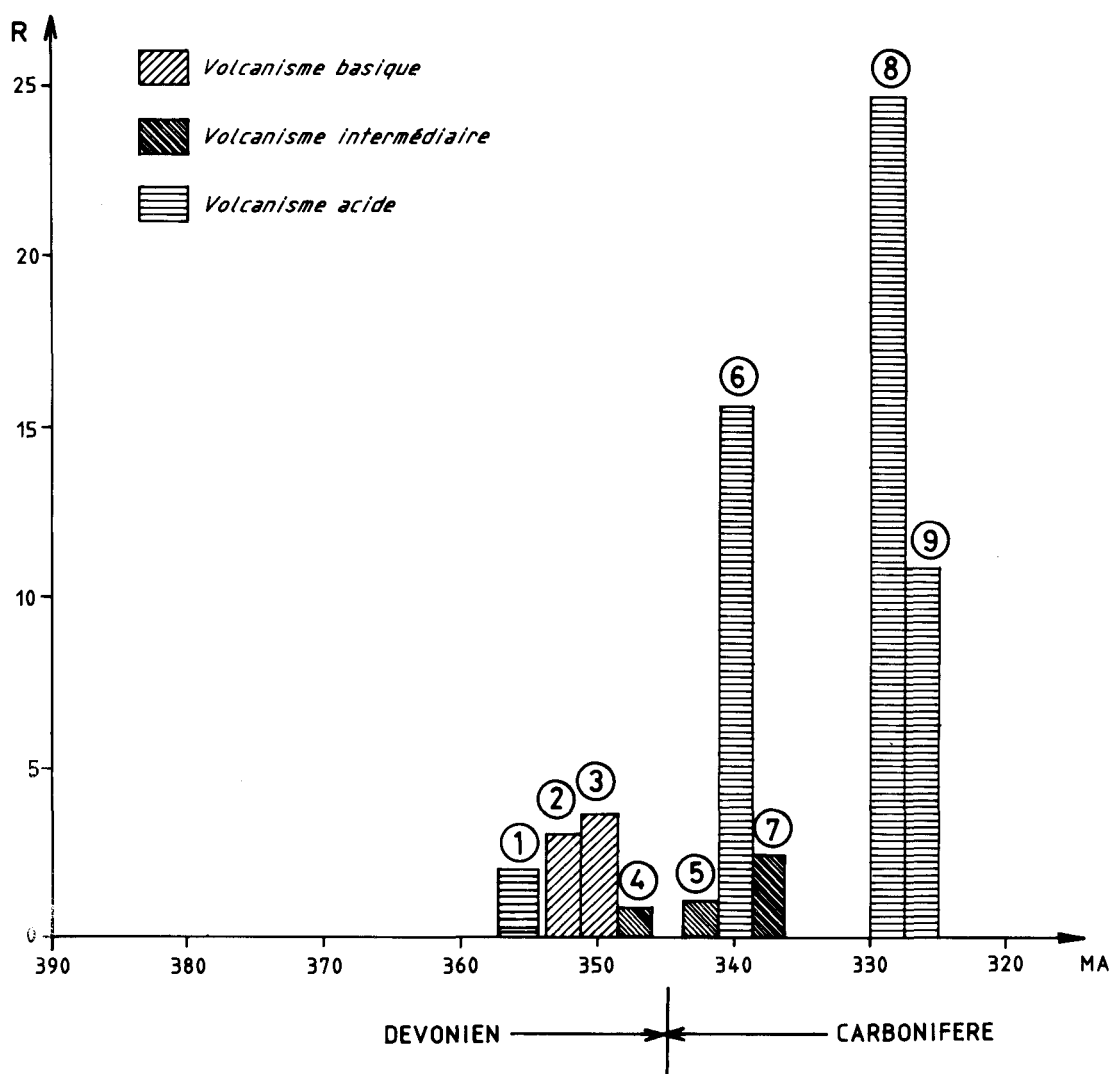


Fig. 4. - Estimation quantitative de l'importance respective des principaux épisodes volcaniques du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur.

R : pourcentage de la surface occupée par l'unité volcanique rapportée à la surface des terrains dévono-dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan.

Dévonien : 1 : soda-dacite ; 2 : basalte ; 3 : tuf basaltique remanié ; 4 : andésite-dacite d'extrusion.

Dinantien inférieur : 5 : andésite ; 6 : rhyodacite ; 7 : andésite-dacite d'extrusion.

Viséen supérieur : 8 : tuf soudé rhyodacitique ; 9 : granophyre et microgranite.

la partie sud du faisceau et ne représentent qu'un assez faible volume comparé aux volcanismes du Carbonifère (fig. 4).

Par contre, l'ensemble de ces matériaux issus de l'activité volcanique forme près de la moitié des dépôts accumulés au Famennien, l'autre moitié étant constituée par les siltites d'origine terrigène.

Les laves soda-dacitiques ne représentent que 20 % de la surface du volcanisme Famennien ; les basaltes occupent pour leur part 32 % de cette surface, auxquels s'ajoutent les 39 % des produits remaniés : tufs et brèches d'origine basaltique. Les extrusions andésito-dacitiques avec 4 % et les laves basaltiques et andésitiques avec 5 %, marquent un net ralentissement de l'activité vers la fin du Famennien.

Du point de vue géochimique, les volcanites du Dévonien et principalement les laves, appartiennent à une lignée sub-alkaline, continue des termes basiques aux termes acides (Lemière, 1982 ; Delfour *et al.*, 1984). Ces roches montrent néanmoins une dispersion due au caractère spilitique plus marqué pour les laves basiques amygdalaires et par une potassification secondaire (voiles et veinules de feldspath potassique) dans les laves intermédiaires et acides.

Cette dispersion est largement effacée si l'on se réfère à des éléments moins mobiles tels que Al, Mg et Fe (fig. 5 a) ou mieux encore Ti, Zr, Y et Nb (fig. 6 et 7).

Les volcanites du Famennien présentent des caractères magmatiques ambigus sur les diagrammes de Pearce et Cann (1973), (fig. 8 et 9) avec une tendance calco-alkaline pour les laves soda-dacitiques et finifamenniennes et une tendance proche des tholéites d'arc pour les laves basaltiques et les extrusions andésito-dacitiques.

Les tuffo-laves basaltiques et les basaltes du massif de Chizeuil, ainsi que ceux du massif de Cressy-sur-Somme, montrent un enrichissement en terres rares légères, le rapport La/Yb variant de 10,5 à 24,3. Ces valeurs sont plus élevées que celles obtenues pour les basaltes de Cressy (8,1 à 14,6) et de Chizeuil (10,9) par Pin *et al.* (1982). Ces auteurs comparent les laves famenniennes du Morvan à celles émises sur les marges continentales actives.

Les spectres des terres rares des volcanites basiques des deux massifs de Chizeuil et de Cressy sont ceux des laves des domaines orogéniques (fig. 10).

Le diagramme Th-Ta*2-Tb*3 (fig. 11) significatif pour les termes basaltiques permet d'affiner la distinction entre les divers domaines géotectoniques (Cabanis, 1986). Les laves basiques dévoniennes du massif de Chizeuil se répartissent entre le champ de la série calco-alkaline, domaine orogénique des arcs insulaires et des marges continentales actives, et celui des tholéites continentales au sens large, intermédiaire avec le domaine non orogénique.

En dehors de la zone de métamorphisme thermique du granite de Luzy, les clinopyroxènes sont parfois préservés de l'ouralitisation. Leurs compositions chimiques, obtenues par analyse à la microsonde électronique, fournissent des indications sur les caractères magmatiques des laves.

Les phénocristaux d'augite (fig. 12) sont présents dans les basaltes porphyriques situés au sommet de l'appareil volcanique de Chizeuil, dans les basaltes du massif de Cressy-sur-Somme, dans les tufs et brèches basaltiques à fragments calcaires du secteur de Diou et dans l'andésite basique de Givallois. Ces clinopyroxènes

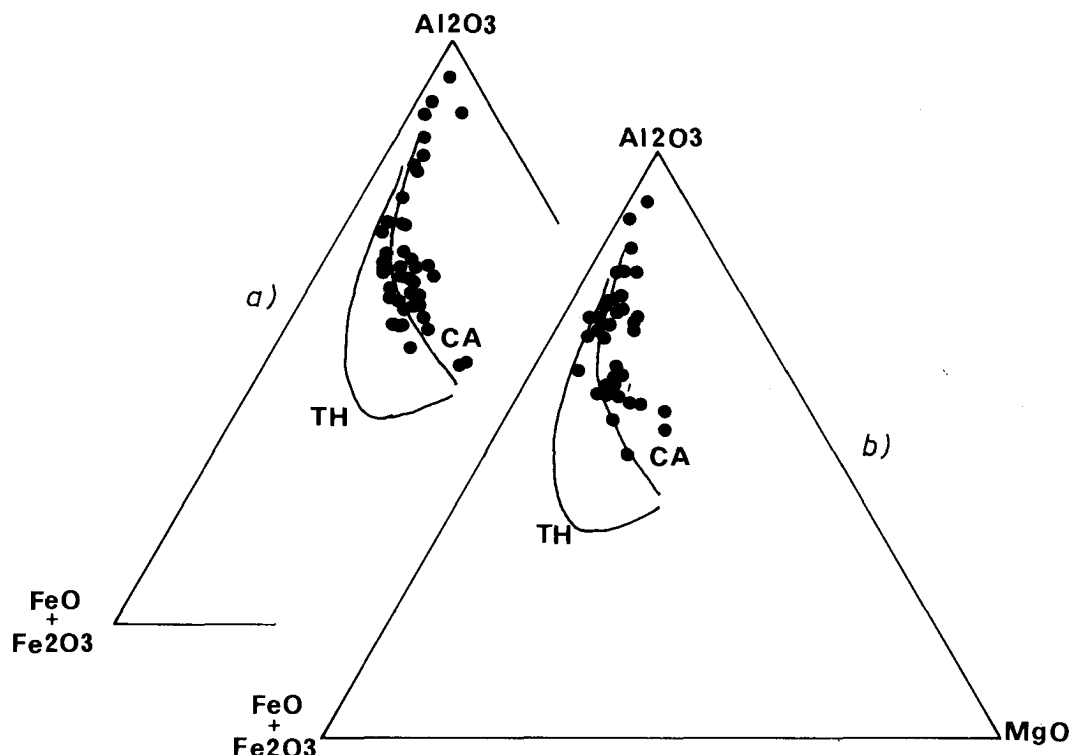


Fig. 5. - Position des roches volcaniques sur le diagramme $FeO+Fe_2O_3-Al_2O_3-MgO$ (Besson, Fonteilles, 1974).

TH : courbe d'évolution de la série tholéitique ; CA : courbe d'évolution de la série calco-alkaline.
a - volcanites du Dévonien supérieur ; b - volcanites du Dinantien inférieur.

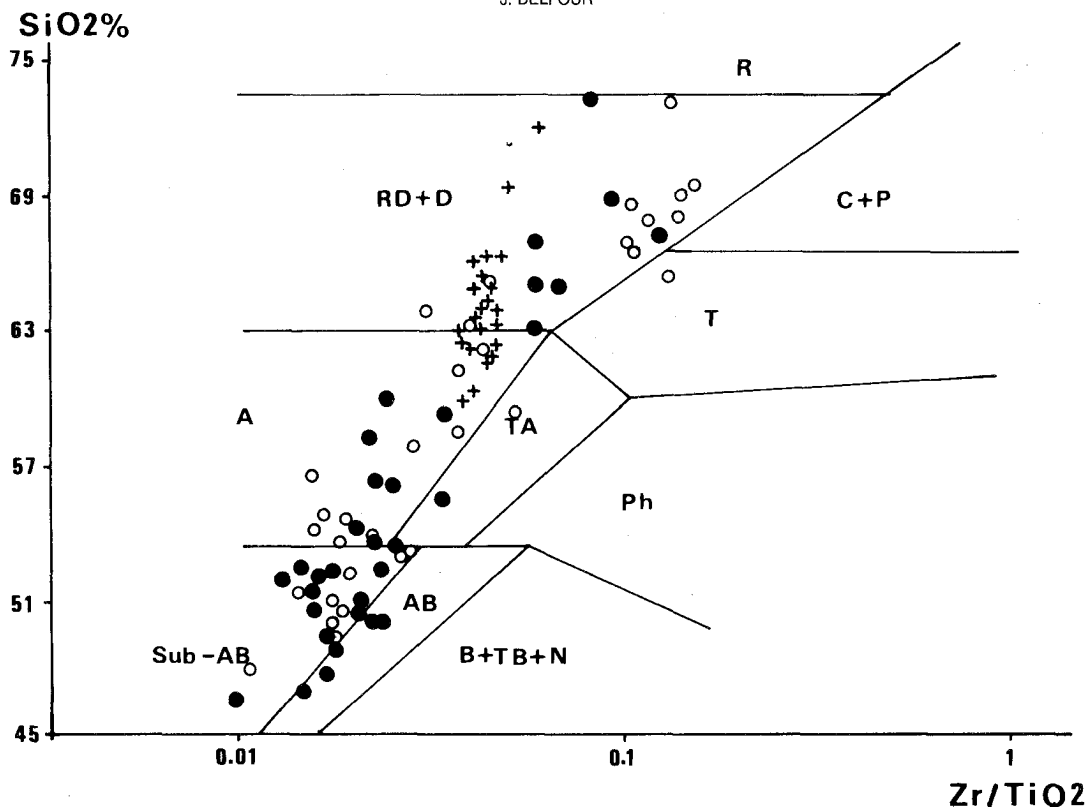


Fig. 6. - Position des roches volcaniques dévono-dinantiennes sur la grille de classification SiO₂-Zr/Ti (Floyd, Winchester, 1978).

Sub-AB : basalte sub-alcalin ; A : andésite ; RD + D : rhyodacite et dacite ; R : rhyolite ; AB : basalte alcalin ; TA : trachyandésite ; T : trachyte ; C + P : comendite et pantellérite ; B + TB + N : basanite, trachybasanite et néphéline ; Ph : phonolite.

- volcanites du Dévonien supérieur ;
- volcanites du Dinantien inférieur ;
- + volcanites et sub-volcanites du Viséen supérieur.

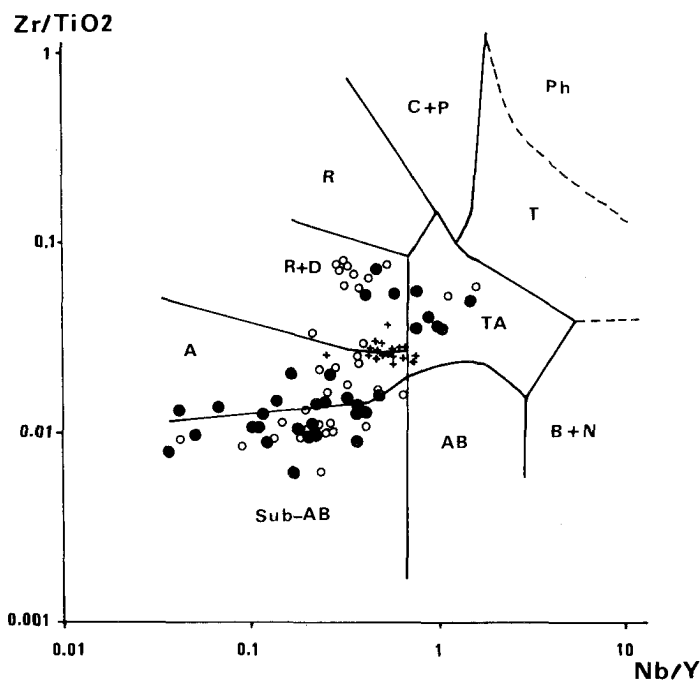


Fig. 7. - Position des roches volcaniques dévono-dinantiennes sur la grille de classification Zr/TiO₂-Nb/Y (Floyd, Winchester, 1978).

Sub-AB : basalte sub-alcalin ; A : andésite ; RD + D : rhyodacite et dacite ; R : rhyolite ; AB : basalte alcalin ; TA : trachyandésite ; T : trachyte ; C + P : comendite et pantellérite ; B + TB + N : basanite, trachybasanite et néphéline ; Ph : phonolite.

- volcanites du Dévonien supérieur ;
- volcanites du Dinantien inférieur ;
- + volcanites et sub-volcanites du Viséen supérieur.

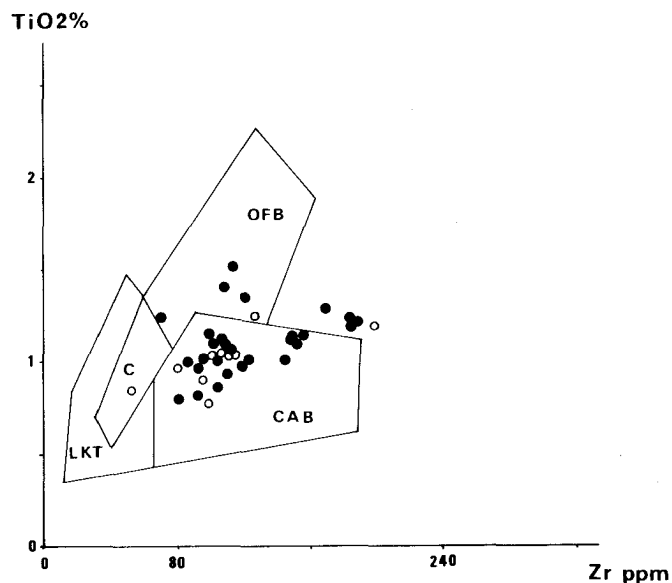


Fig. 8. - Position des roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes (SiO₂ : 46 à 54 %) sur le diagramme discriminant de Pearce et Cann (1973).

LKT : low-K tholeïtes ; OFB : basaltes de ride médio-océanique et de plancher océanique ; CAB : basaltes calco-alcalins ; C : champs commun aux trois séries.

- volcanites du Dévonien supérieur ;
- volcanites du Dinantien inférieur.

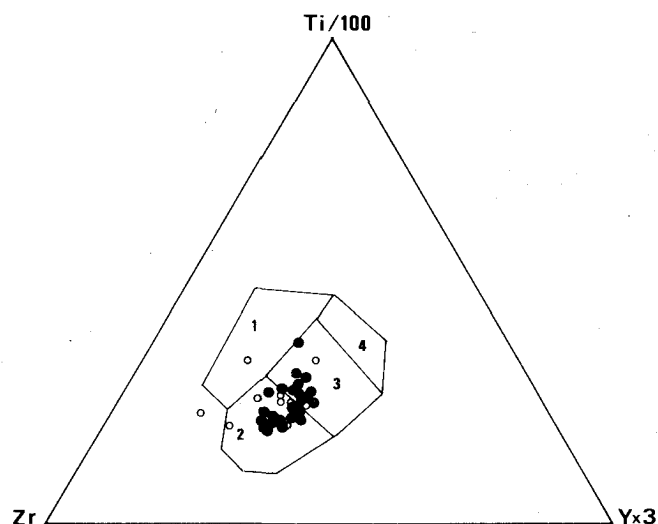


Fig. 9. - Position des roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes (SiO_2 : 46 à 54 %) sur le diagramme discriminant de Pearce et Cann (1973).

1 : basaltes intraplaque ; 2 : basaltes calco-alcalins ; 3 : basaltes tholéitiques et calco-alcalins ; 4 : tholéites.

● volcanites du Dévonien supérieur ;

○ volcanites du Dinantien inférieur.

primaires appartiennent à une lignée sub-alkaline (fig. 13) et plus particulièrement à la série des basaltes orogéniques (fig. 14 et 15).

Le diagramme Al-Ti ne permet pas de trancher entre les deux séries orogéniques calco-alkaline et tholéitique. L'imprécision est due à la répartition des points dans la zone commune aux deux champs et à l'altération en actinote-hornblende verte qui augmente les teneurs en Al.

Dans les quatre types de roches basiques étudiées, seuls les basaltes de Chizeuil et les tufs et brèches qui en dérivent s'apparentent aux tholéites orogéniques (fig. 15 a).

La composition des clinopyroxènes fournit donc les mêmes indications, quant aux caractères magmatiques et au site géotectonique, que les éléments majeurs et les éléments en traces.

Comparées aux compositions des clinopyroxènes du volcanisme basique dévonien du Morvan, celles des clinopyroxènes des basaltes de la région de Saint-Marcel-d'Urfé et de Grézolles (Delfour, 1987) indiquent le même type de série sub-alkaline et plus exactement calco-alkaline et orogénique pour ces laves dont l'âge Dévonien supérieur ou Viséen inférieur reste à préciser (Leistel, Bebien, 1982 ; Leistel, 1984).

Le volcanisme Dinantien inférieur

Ce volcanisme s'étend sur environ 20 % de la surface de la partie sud du faisceau (fig. 4) et il est largement dominé par les épanchements ignimbritiques rhyodacitiques (82 % du volcanisme Dinantien inférieur) et par les extrusions andésito-dacitiques qui leur

sont associées (12 %). Les volcanites basaltiques et andésitiques, intercalées dans les sédiments de la base du Carbonifère ou dans les volcanites acides, ne représentent que 6 % des matériaux épanchés.

Le volcanisme Dinantien inférieur apparaît comme une lignée continue, calco-alkaline (fig. 5 b) dont les divers termes présentent les mêmes altérations que les volcanites dévoniennes : caractères spilitiques des laves basiques et potassification secondaire des laves intermédiaires et acides.

Ces altérations sont effacées sur le diagramme SiO_2 -Zr/TiO₂ (fig. 6) mais on note une possible influence de la granitisation sur les laves acides, se traduisant par une augmentation des teneurs en Nb (fig. 7) qui peuvent être très élevées à proximité du granite de Luzy.

Les caractères magmatiques des laves basiques sont semblables à ceux des volcanites dévoniennes (fig. 8 et 9), c'est-à-dire calco-alkalins avec quelques affinités tholéitiques.

Il en est de même pour les spectres des terres rares (fig. 10) mais avec un rapport La/Yb plus faible (5,6 à 11,4), valeurs à comparer à celles obtenues (8,1 à 9,8) sur les basaltes de Savigny-Poil-Fol par Pin *et al.* (1982).

Le volcanisme Viséen supérieur

Localisées dans la partie nord de la zone étudiée, les roches volcaniques et sub-volcaniques occupent plus du tiers de la partie sud du faisceau, soit 24,5 % pour les tufs soudés et ignimbrites et 11,5 % pour les granophyres et les microgranites (fig. 4).

Ces roches constituent une lignée sub-alkaline très homogène avec des compositions s'étendant des andésites aux rhyodacites (fig. 6 et 7).

Dans les tufs ignimbritiques rhyodacitiques et les granophyres, la biotite en phénocristaux n'est que partiellement chloritisée, parfois même incluse et blindée dans les cristaux de quartz. Les compositions chimiques sont relativement homogènes et peuvent aider à caractériser le magmatisme à l'origine des roches volcaniques et sub-volcaniques.

Sur le diagramme Al/Mg (fig. 16), bâti pour les roches granitoïdes (Nachit *et al.*, 1985), les biotites blindées des tufs ignimbritiques sont proches de celles des granophyres qui se situent dans le domaine des granites alumino-potassiques. Les biotites en phénocristaux isolés dans les tufs, s'étendent dans les domaines calco-alkalin et sub-alkalin.

Les teneurs constantes en Mg limitent la tendance des biotites aux granitoïdes à biotite et cordiérite ou amphibole ou encore amphibole et pyroxène. Ceci est en accord avec le caractère intermédiaire des volcanites indiqué par la présence d'oligoclase-andésine et occasionnellement par celle de clinopyroxène dans les premiers termes des épanchements ignimbritiques.

Largement de composition rhyodacitique, ce volcanisme appartient à la série d'anatexie crustale. La présence constante de grenats dérivant de roches métamorphiques ou mêmes d'enclaves de celles-ci (Bertaux, 1982) ainsi que les teneurs élevées des biotites en Al, tendraient à prouver cette origine sialique.

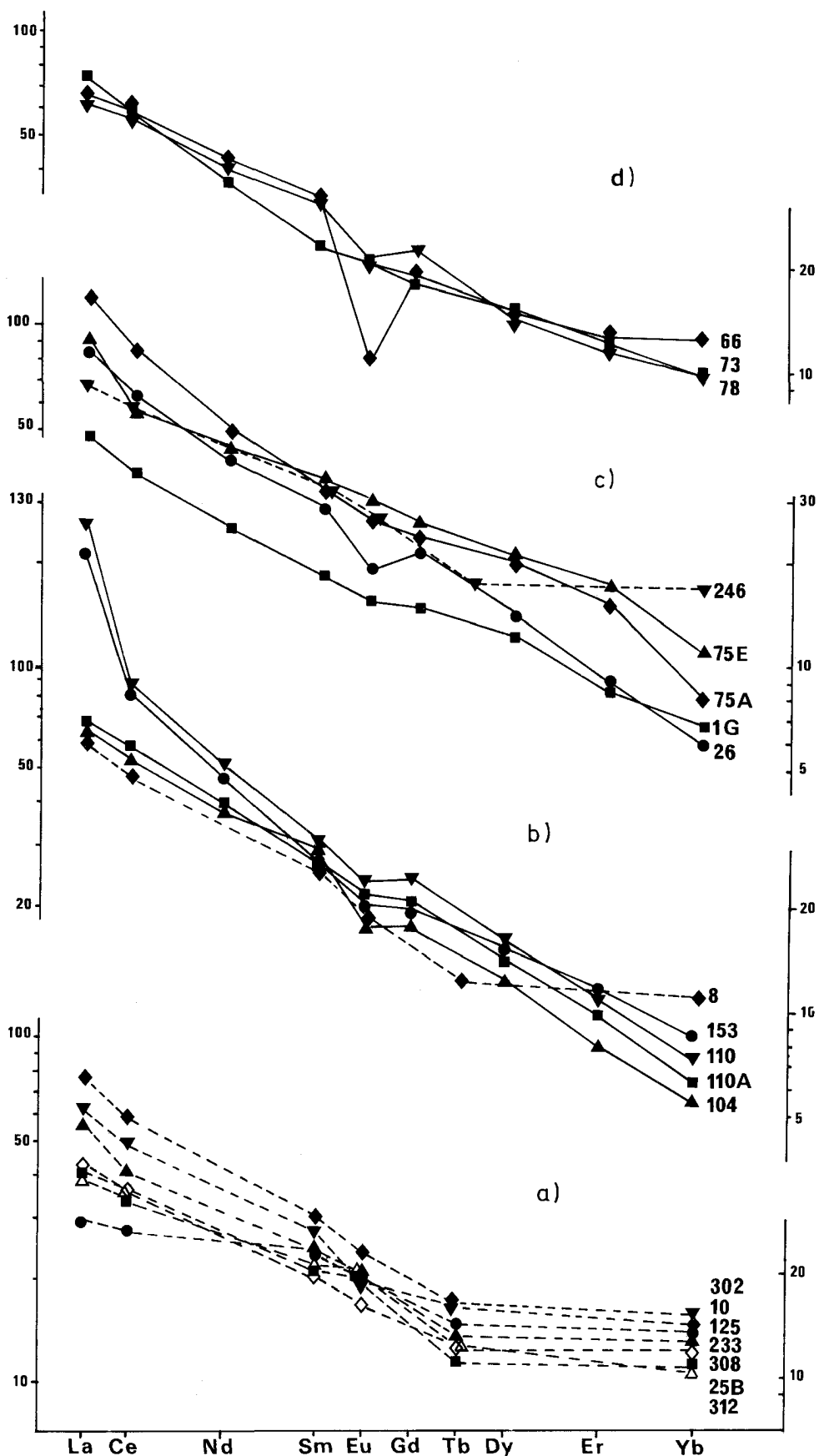


Fig. 10. - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les roches volcaniques basiques et intermédiaires du Dévonien-dinantien. Trait plein : analyses du Département Analyses du BRGM. Trait tireté : analyses par activation neutronique (Calvez et al., 1985). Dévonien supérieur : a : tuffo-lave basaltique ; b : basalte ; c : andésite et dolérite. Dinantien inférieur : d : basalte et andésite. 246, 75e, : numéros des échantillons (Delfour, 1987).

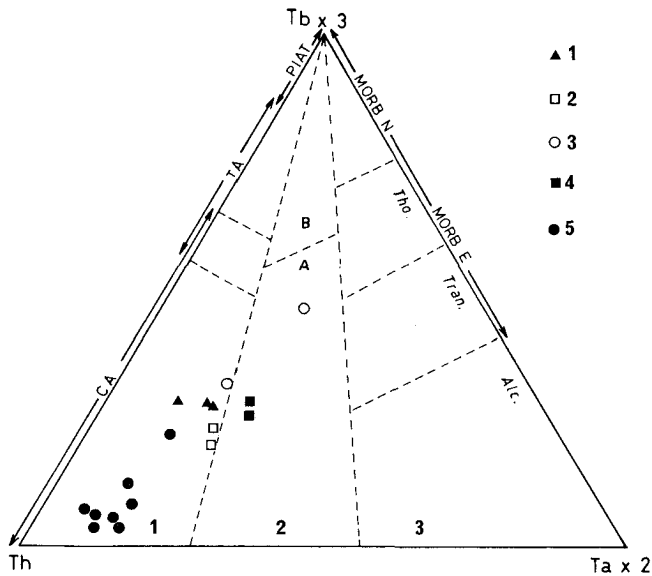


Fig. 11. - Position des roches volcaniques dévoniennes sur le diagramme discriminant les sites géodynamiques (Cabanis, Thiéblemont, 1986).

1 : domaine orogénique des arcs insulaires et des marges continentales actives ; 2A : domaine intermédiaire des tholéiites continentales au sens large ; 2B : domaine intermédiaire des séries des bassins avant-arc et arrière-arc immatures ; 3 : domaine non orogénique des séries volcaniques associées aux zones en distension : rift continental ou océanique ou série intraplaque ; MORB « E » : MORB enrichi ; MORB « N » : MORB normal ; Tho. : basaltes tholéiitiques ; Trans. : basaltes transitionnels ; Alc. : basaltes alcalins ; PIAT : tholéiites d'arc primitives ; IAT : tholéiites d'arc insulaire ; CAB : basaltes calco-alcalins.

Faciès volcaniques dévoniens :

- 1 : dolérite albitisée ; 2 : dacite d'extrusion ; 3 : tuffo-lave basaltique ;
- 4 : basalte ; 5 : soda-dacite.

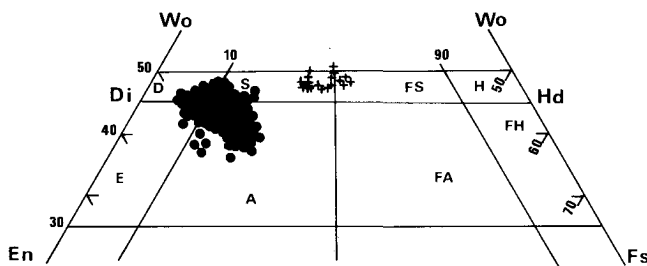


Fig. 12. - Classification des clinopyroxènes sur le diagramme Enstatite (En)-Ferrosilite (Fs)-Wollastonite (Wo).

D : Diopside ; E : Endiopside ; S : Salite ; A : Augite ; FS : Ferrosalite ; FA : Ferroaugite ; H : Hedenbergite ; FH : Ferrohedenbergite.

- + : clinopyroxènes primaires des basaltes porphyriques et des tufs et brèches basaltiques du Famennien.
- : clinopyroxènes secondaires développés par le métamorphisme de contact du granite de Luzy dans les basaltes porphyriques du Famennien.

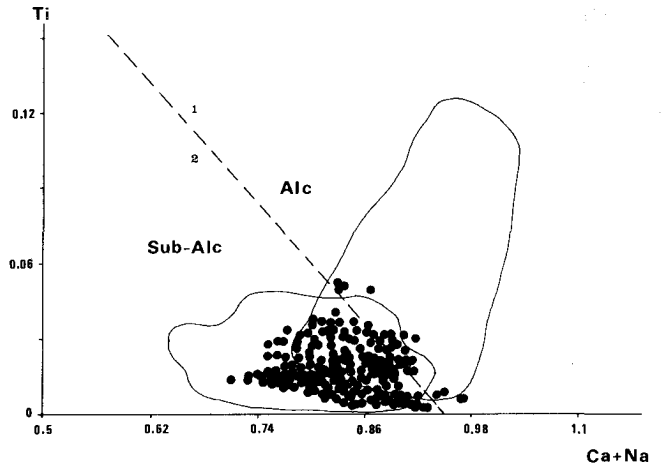


Fig. 13. - Position des clinopyroxènes des basaltes, tufs et brèches basaltiques du Dévonien (Morvan et Pays d'Urfé) sur le diagramme discriminant les basaltes alcalins et sub-alcalins (Leterrier et al., 1982).

1 : 86 % des clinopyroxènes des basaltes alcalins.

2 : 92 % des clinopyroxènes des basaltes sub-alcalins.

Roches intrusives

Les roches plutoniques

Le leucogranite de Chavence ne forme que deux petits pointements affleurant sur quelques centaines de m², situés respectivement à 3 et 6 km au nord-est de Diou. Le plus grand, proche de Chavence, est intrusif dans les siltites et tufs remaniés dévoniens ; le second, au sud de la Praye recoupe les grès du Dinantien inférieur.

C'est un granite beige clair, à phénocristaux de quartz, oligoclase, feldspath potassique, lépidolite, fluo-topaze en petits cristaux dispersés (Fantin, 1973) et occasionnellement cassitérite en gros cristaux.

Deux filons satellites de microgranite greisenifié affleurent à proximité du stock de Chavence et l'un contient de la topaze et de la fluorine dans un fond de quartz à muscovite.

L'étude détaillée du stock de Chavence (Mourey, 1985 a) a révélé trois phases d'altération qui ont modifié successivement la paragenèse primaire à quartz, albite, feldspath potassique et biotite :

- albitisation ;
- développement de topaze, quartz et zinnwaldite contenant des inclusions de monazite, xénotime, zircon, niobotantalate et minéralisation de cassitérite, mispickel et chalcopryrite ;
- microclinisation.

Géochimiquement, le leucogranite de Chavence s'apparente au granite de Beauvoir ou de Montebrais (NW Massif central). Sa mise en place serait de la fin du Carbonifère, Stéphanien B ou C (Mourey, 1985)

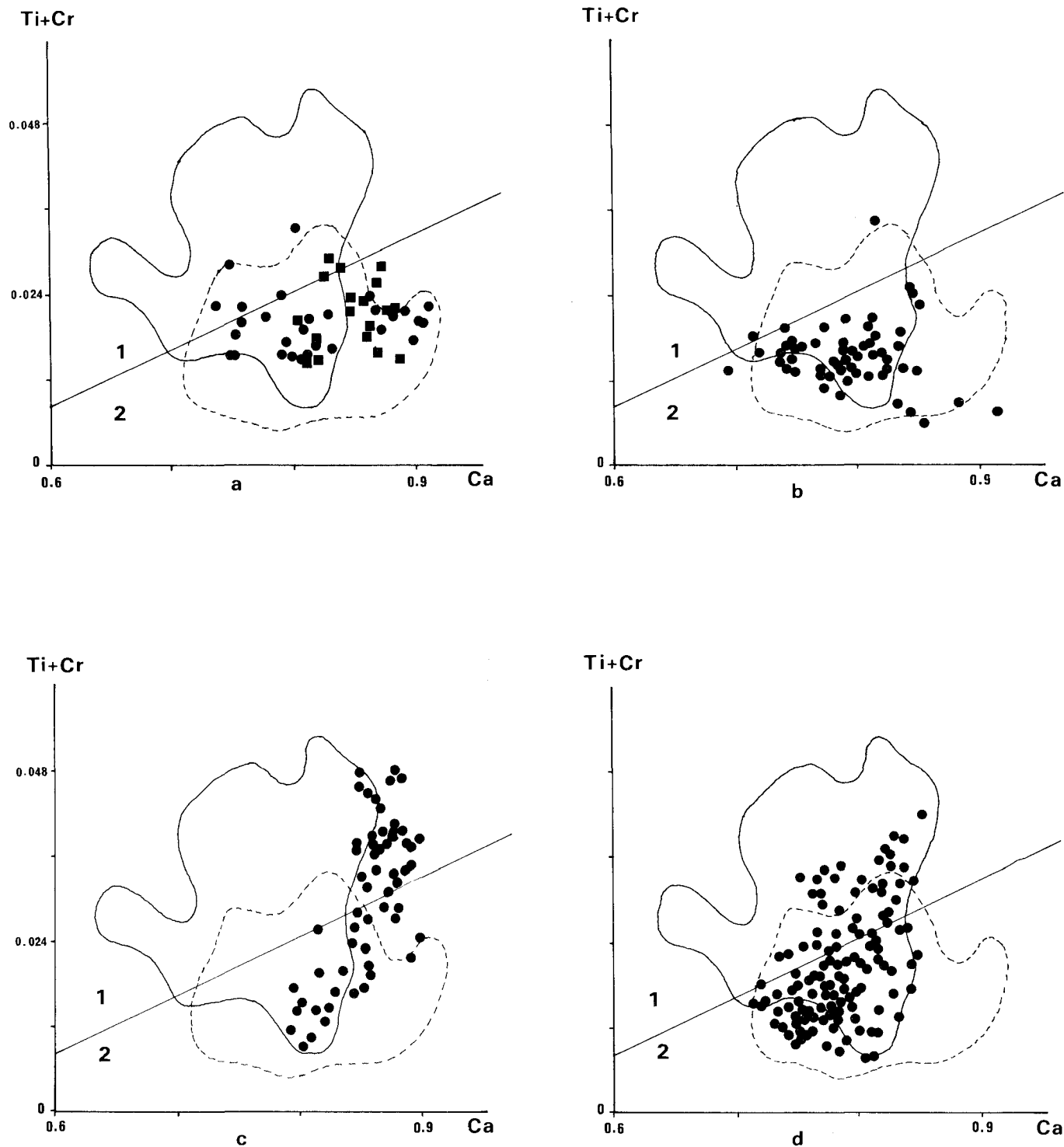


Fig. 14. - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes orogéniques et non orogéniques (Leterrier et al., 1982) :

Droite de partage entre :

1 : 86 % des clinopyroxènes des basaltes non orogéniques.

2 : 80 % des clinopyroxènes des basaltes orogéniques.

a : basaltes porphyriques famenniens

du massif de Chizeuil : ■

du massif de Cressy-sur-Somme : ●

b : tufs et brèches remaniés famenniens du secteur de Diou.

c : andésite basique de Givallois.

d : basaltes porphyriques du Pays d'Urfé (secteur d'Aix).

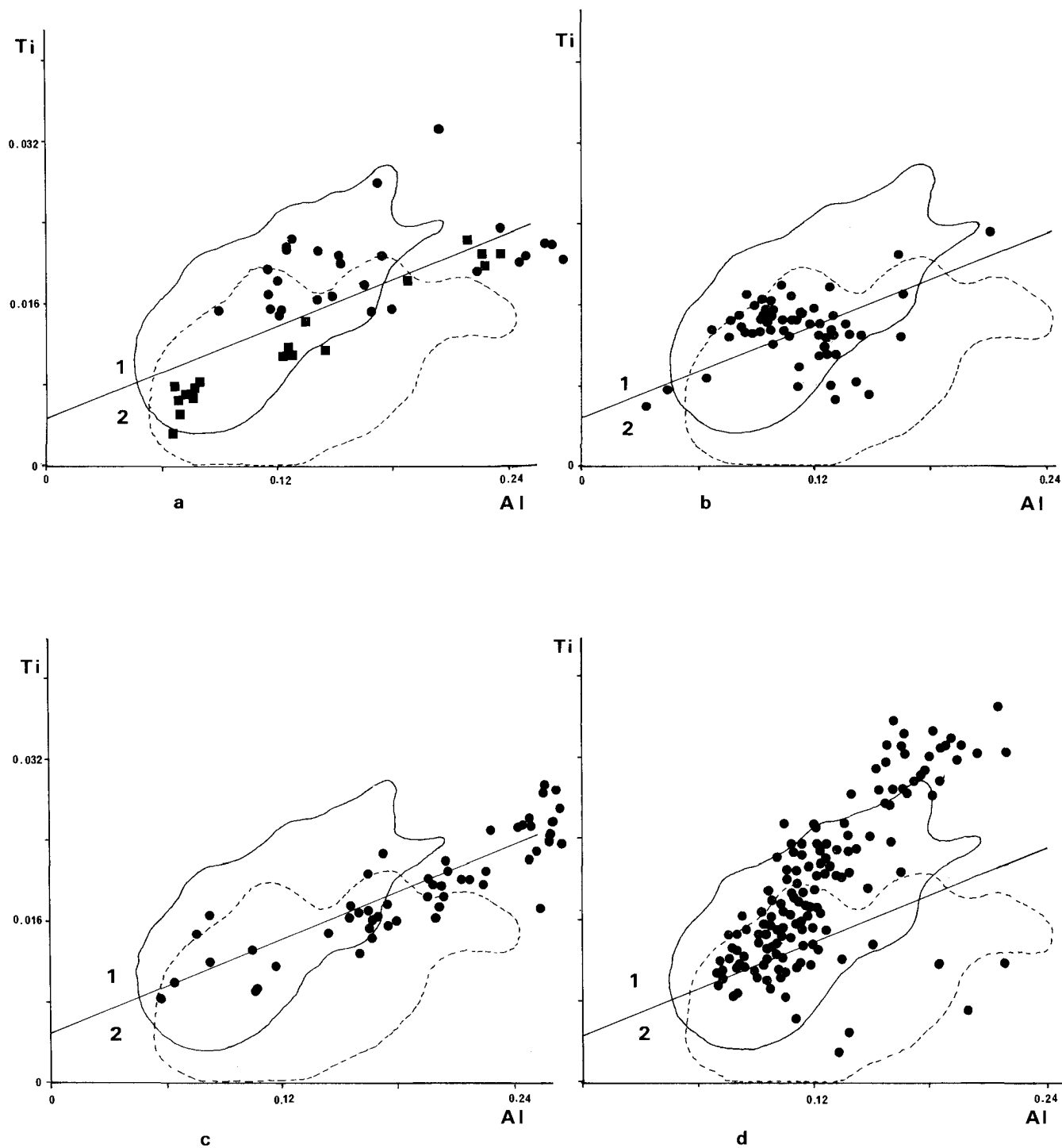


Fig. 15. - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes calco-alcalins et tholéitiques de la série orogénique (Leterrier et al., 1982).

Droite de partage entre :

1 : 77 % des clinopyroxènes des basaltes non orogéniques.

2 : 81 % des clinopyroxènes des basaltes tholéitiques.

a : basaltes porphyriques fameniens

du massif de Chizeuil : ■

du massif de Cressy-sur-Somme : ●

b : tufs et brèches remaniés fameniens du secteur de Diou.

c : andésite basique de Givallois.

d : basaltes porphyriques du Pays d'Urfé (secteur d'Aix).

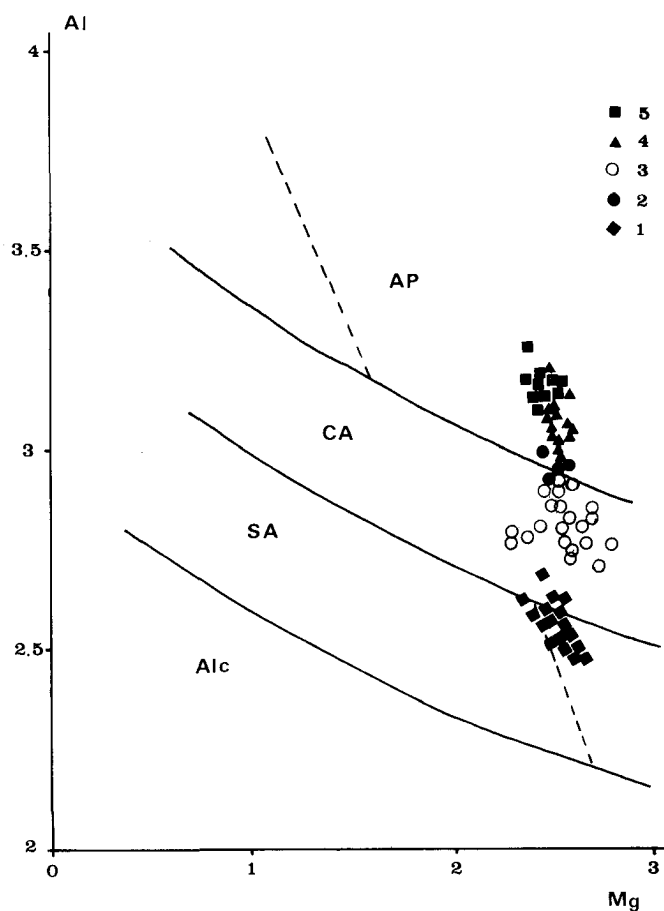


Fig. 16. - Position des biotites primaires des tufs ignimbritiques rhyodacitiques et des granophyres du Viséen supérieur sur le diagramme Al-Mg (Nacht et al., 1985).

Alc : lignée alcaline ; SA : lignée sub-alcaline ; CA : lignée calco-alcaline ; AP : lignée aluminopotassique.

1 et 3 : phénocristaux de biotite de tuf ignimbritique,

2 : biotite blindée de tuf ignimbritique,

4 et 5 : cristaux de biotite de granophyre.

Localisation : secteur d'Onlay.

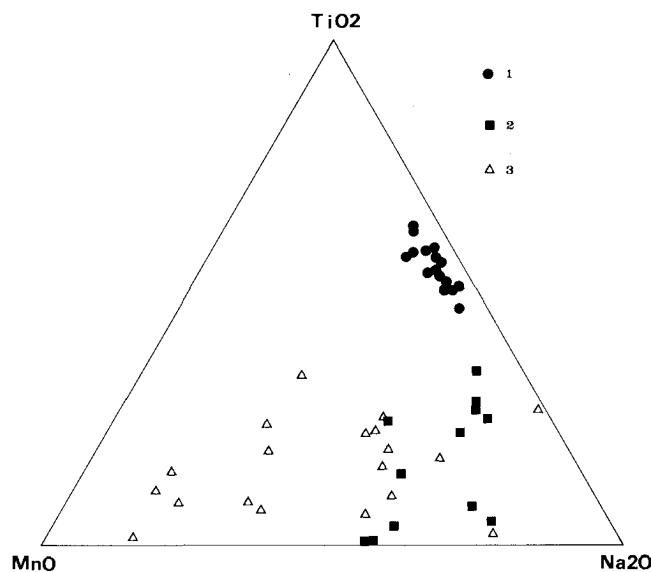


Fig. 17. - Position des amphiboles sur le diagramme TiO_2 - MnO - Na_2O .

1 : amphibole magmatique dans basalte dévonien de Cressy-sur-Somme,

2 : amphibole de métamorphisme de contact dans basalte dévonien de Cressy-sur-Somme,

3 : amphibole de métamorphisme de contact dans dacite du Dinantien inférieur, 4,2 km SSW de Chiddes.

Les roches filoniennes

Le contact entre les granites du batholite de Luzy et les terrains dévono-dinantien est fréquemment envahi par des filons et des sills de **granophyre rose** dont les épaisseurs, très variables, atteignent par exemple 250 m au nord de Chizeuil. Le granophyre a des contacts irréguliers mais très tranchés avec l'encaissant, formant des veines et des apophyses de plusieurs mètres de puissance où la roche est soit à grain fin, soit pegmatitique.

A l'intérieur du domaine volcano-sédimentaire, mais à peu de distance du granite, des grands filons de granophyre peuvent atteindre quelques décimètres d'épaisseur et plusieurs kilomètres de long. Ils s'étendent plus ou moins parallèlement à la bordure du granite.

Le même type de roche se rencontre dans les faisceaux filoniens qui traversent le granite du Folin suivant la direction N 130° E.

Quel que soit le type d'intrusion, filons ou sills, et le terrain encaissant, le granophyre présente la même texture porphyrique et micrographique. Les phénocristaux subautomorphes de quartz et d'oligoclase sont auréolés de fines associations symplectiques de quartz et feldspaths. Les feldspaths potassiques sont généralement xénomorphes et mâclés Carlsbad. Le fond micrographique est plus ou moins largement cristallisé, parfois avec des sphérolites quartzo-feldspathiques en abondance. La biotite en phénocristaux, est décolorée ou chloritisée. La muscovite, présente ou abondante, est en lamelles et en gerbes.

Les filons de **lamprophyre**, sensibles à l'altération météorique, ne sont visibles que dans les entailles artificielles. Dans les travaux miniers de Chizeuil, le granophyre rose est recoupé par plusieurs filons de lamprophyre (Soulé de Lafont, 1960). Ces filons sont également abondants dans le granite de Luzy. Leurs directions sont généralement subméridiennes et ils peuvent atteindre quelques mètres de puissance. La composition minéralogique varie peu, avec de la biotite rouge dans un fond de feldspath potassique pœcilitique, oligoclase et quartz, contenant des petits phénocristaux de clinopyroxène entièrement chloritisé. La roche est souvent envahie de carbonates secondaires.

Une autre génération de filons et de sills lamprophyriques s'est mise en place vers 333 Ma et daterait une phase sudète précoce (Bellotto, Zimmermann, 1983).

Métamorphisme thermique

La réactivation du batholite de Luzy au Carbonifère supérieur, a développé un métamorphisme thermique dans les séries dévono-dinantien plissées antérieurement lors de la phase orogénique sudète.

L'envoyage du batholite granitique sous les formations volcano-sédimentaires, observé en quelques localités, est modéré, de 30° à 40° vers l'ouest. Ce faible plongement explique la largeur de la zone (1 à 2 km) où le métamorphisme thermique est bien visible, ainsi que son tracé irrégulier.

Des zones métamorphisées réapparaissent à l'intérieur du faisceau ; il en résulte qu'une grande partie des formations dévono-dinantiennes est affectée par ce métamorphisme qui n'est le plus souvent décelable qu'au microscope par la présence de biotite fine de néoformation.

Il est bien exprimé dans les sédiments silteux pris dans l'aurole de contact du granite et se manifeste par l'apparition de taches sombres de 1 à 2 mm, des phénoblastes de cordiérite qui se surimposent, sans les masquer, aux fines laminations. A proximité du granite, les siltites acquièrent une foliation frustrée et un faciès de cornéenne caractérisé par l'abondance des fines biotites rouges et la disparition des structures sédimentaires.

Dans les roches volcaniques, la nature et l'association des minéraux de métamorphisme varient selon le type lithologique. Dans les volcanites basiques, les tufs et les brèches d'origine basaltique dévoniennes (ex. massifs de Chizeuil et de Cressy-sur-Somme), l'actinote et la biotite sont abondantes dans la mésostase.

Les amphiboles métamorphiques se démarquent bien des amphiboles magmatiques (hornblende ferro-pargasitique à ferro-pargasite) par des compositions variées (fig. 17) telles que l'actinote, la hornblende actinolitique et la Fe- ou Mg-hornblende.

Les phénocristaux d'augite sont partiellement ouralisés ou même, à proximité du granite, transformés en salite (fig. 12).

L'association minérale contenue dans les amygdales des laves est également bien représentative de ce métamorphisme ; au quartz et aux carbonates, s'ajoutent l'actinote-hornblende, la biotite rouge, l'épidote, la prehnite, le pyroxène (salite) et la pyrite.

Quelques lentilles de skarn à clinopyroxène et grenats apparaissent au contact du granite.

Les laves basiques et intermédiaires du Dinantien inférieur présentent le même développement de biotite rouge, d'actinote et de hornblende magnésienne (fig. 17).

Dans les roches volcaniques acides dévoniennes, la biotite néoformée et l'actinote sont accompagnées de façon caractéristique par une métagénèse potassique plus ou moins poussée de la mésostase et des phénocristaux de plagioclase. Ces derniers, voilés par le feldspath potassique, conservent néanmoins leurs mâcles d'origine. Des veinules d'adulaire recoupent également la roche.

L'étude géochimique détaillée des altérations des volcanites acides du massif de Chizeuil (Lemière, 1982 ; Delfour *et al.*, 1984 ; Lemière *et al.*, 1986) a montré la relation entre cette métagénèse potassique et la mise en place des granites. La zone d'altération suit le tracé du contact granitique et recoupe nettement les zones d'altérations hydrothermales, sériciteuses et alumineuses, formées antérieurement lors de l'activité volcanique dévonnaise.

A proximité du granite, les laves acides ainsi que les grès et les conglomérats du Dinantien inférieur sont recristallisés en une association de séricite-muscovite, feldspath potassique, biotite et parfois grenat. La pyrite disséminée dans ces roches ou dans les veinules sécantes (quartz, séricite et feldspath potassique) est fréquente et

conduit par altération météorique à la formation de vastes zones de roches décolorées, blanches ou plus ou moins intensément rubéfiées.

Le développement de biotite néoformée dans les diverses roches dévono-dinantiennes entraîne une réinitialisation du système K-Ar. Les essais de datation des roches volcaniques par cette méthode n'ont abouti qu'à mesurer des rajeunissements entre 335 et 300 Ma (Carrat, Zimmermann, 1984).

Évolution tectonique

Les déformations souples

Dès 1908 Michel-Lévy avait interprété la structure plissée du faisceau du Morvan, distinguant cinq anticlinaux d'orientations subméridiennes, basés sur la succession stratigraphique et sur la présence de calcaires rapportés au Dévonien.

La cartographie récente (pl. 1-a et b) souligne la réalité d'une grande structure anticlinale jalonnée par les terrains dévoniens, mais conduit à nuancer notablement les structures secondaires qui sont fortement affectées par la fracturation tardi-hercynienne et ses rejeux ultérieurs.

Les plis observés dans les terrains dévoniens et carbonifères présentent les mêmes caractères géométriques et résultent d'une seule phase majeure de déformation, la phase orogénique sudète qui a estompé les structures créées antérieurement lors des mouvements épirogéniques liés aux activités volcaniques du Famennien, du Viséen inférieur et du Viséen supérieur (phase intra-viséenne).

Les plis majeurs, d'ordre kilométrique et soulignés par la succession stratigraphique des terrains, sont des grandes ondulations à plan axial vertical, mais où les pendages varient de 10° à la verticale. Les plis mineurs, pluri-hectométriques à pluri-métriques, s'ils sont parfois directement observables, sont perçus surtout par les orientations et les pendages des sédiments finement stratifiés telles que les alternances de lithologies différentes ou les siltites à fines laminations.

Les plis mineurs, également à plans axiaux verticaux, ont tendance à être dissymétriques, leurs flancs ouest étant plus raides que leurs flancs est.

Les charnières d'axes de plis observées, plongent modérément de 0° à 30° vers le nord. Ce type de structure coïncide avec l'ennoyage progressif des terrains du sud vers le nord.

Toutes les autres directions observées dans les stratifications des siltites ou autres roches sédimentaires, paraissent dues à des déplacements et des rotations dans des compartiments situés à proximité d'accidents cassants d'âges tardi- à post-hercyniens.

Les déformations cassantes

Les terrains dévono-dinantiens mais aussi les granites du Carbonifère supérieur ont subi une forte

fracturation qui se manifeste à divers niveaux d'observation.

A l'échelle de l'affleurement, les diaclases espacées de quelques centimètres à quelques décimètres et les petites failles se répartissent dans cinq plans principaux :

- D = N 130°-160° E, P = 90° à 70° N,
- D = N 100°-110° E, P = 90°,
- D = N 60°-90° E, P = 90°,
- D = N 35°-50° E, P = 90°,
- D = N 15° E, P = 80° E.

Le découpage du relief, marqué par des thalwegs étroits et le cours en ligne brisée des rivières, se fait suivant les deux directions principales N 110°-130° E et N 60°-70° E, auxquelles s'ajoute plus localement la direction subméridienne. Les dépressions du relief sont dues au passage des failles accompagnées de roches cataclasées sur les flancs des vallons et de rejets d'unités lithologiques pouvant inclure les terrains mésozoïques comme dans le graben de Ternand.

Ce système de fractures résulte donc d'épisodes tectoniques qui se sont succédés du Carbonifère supérieur jusqu'à une époque récente. En l'absence de repères stratigraphiques dans le faisceau dévono-dinantien, il faut se référer aux terrains sédimentaires plus récents qui le bordent (Gros, Martin, 1981 ; Bonijoly, Castaing, 1984 ; Blès *et al.*, 1989).

Ces terrains ont été fracturés successivement par :

- la période polyphasée de compression tardi-hercynienne,
- la distension liasique,
- la compression pyrénéenne de l'Éocène moyen à supérieur,
- la distension de l'Éocène supérieur-Oligocène,
- la compression alpine durant le Miocène supérieur.

Il n'a pas été possible de déceler les structures liées au volcanisme famennien et aux contrecoups de la phase orogénique bretonne, ni celles ayant accompagné le volcanisme du Dinantien inférieur.

L'extension du volcanisme du Viséen supérieur suivant une direction N 60°-70° E, également bien soulignée par l'allongement des intrusions subvolcaniques de granophyre et de microgranite, indique une distension NNW-SSE ou tout au moins une dilatation suivant cette direction dans un domaine soumis à un régime général de compression.

La fracturation tardi-hercynienne se décompose en trois épisodes tectoniques qui ont contrôlé la formation et la sédimentation des bassins stéphano-permiens (Bonijoly, Castaing, 1984) :

- compression N-S du Westphalien supérieur au Stéphanien B inférieur, engendrant des décrochements dextres N 10°-50° E, senestres N 140°-170° E et des failles inverses N 80°-120° E,
- compression NW-SE du Stéphanien B inférieur au Stéphanien C supérieur, engendrant des décrochements dextres N 120° E et senestres N 160°-180° E,
- compression E-W au Stéphanien C moyen, avec décrochements dextres N 60°-80° E, senestres N 90°-140° E et failles inverses N 160° à 10° E.

Ces principales directions se retrouvent dans celles des diaclases et des failles affectant le Dévono-dinantien, ainsi que dans celles du système de kinks fréquemment associés aux diaclases dans les siltites dont deux plans verticaux sont orientés N 70° E et N 130° E, le troisième étant sub-horizontale.

L'étude géologique du gisement de fluorine d'Argentolle et des conditions structurales de dépôt, a permis de dresser la chronologie de la fracturation mésozoïque et cénozoïque dans les terrains dévono-dinantiens (Valette, 1983) :

- la distension NW-SE, active du Lias au Jurassique moyen, réactive en failles normales les accidents N 60°-90° E et N 140°-160° E,
- la compression NS à NE-SW, pyrénéenne, fait jouer les failles anciennes N 50°-70° E en décrochements dextres, et celles N 30° E en décrochements senestres,
- la distension ENE-WSW, Éocène-Oligocène, reprend en failles normales les accidents N 140°-160° E,
- la compression NW-SE, alpine, est peu marquée, réactivant les mêmes accidents N 140°-170° E.

La zone linéaire et faillée de Chizeuil-Ternand qui contrôle le graben mésozoïque, a dû se former au cours de ces deux derniers épisodes.

Minéralisations

Les minéralisations volcano-sédimentaires

Environ cinq millions de tonnes de pyrite furent exploitées à la mine de Chizeuil entre 1896 et 1965 (Coudert, Mosnier, 1960 ; Soulé de Lafont, 1960). Ce gisement est le seul connu dans le faisceau du Morvan (Chiron, 1972 ; Delfour *et al.*, 1984), mais il offre de nombreux traits communs sur le plan géologique avec les gisements de Sain Bel et de Chessy (Rhône).

Ces gisements sont encaissés dans les laves sous-marines, acides à basiques, d'âge Dévonien. Le volcanisme a des caractères tholéitiques dans la série de la Brévenne (Piboule *et al.*, 1983 ; Vuagnat, 1984) et calco-alcalins dans le Morvan (Bébiën, 1970 ; Lemièrre, 1982).

La minéralisation sulfurée, polymétallique (Fe, Zn, Cu, Pb), s'y trouve sous deux formes correspondant à deux types de dépôt qui sont étroitement liés :

- en amas massifs et stockwerks (Sain Bel et Chizeuil) essentiellement pyriteux et enracinés dans les volcanites acides : soda-dacites ou quartz-kératophyres. Les circulations hydrothermales, contemporaines et induites par l'activité volcanique, chaudes (350°) et acides (pH < 3), ont, après avoir percolé à travers les laves acides et les avoir profondément altéré, déposé les sulfures aux griffons des sources sous-marines. Les laves ont ainsi été transformées en « quartzites » alumineux dans l'auréole interne et en « quartzites » sériciteux dans l'auréole externe (Delfour *et al.*, 1984 ; Vuagnat, 1984 ; Lemièrre *et al.*, 1986) ;

— en lentilles stratiformes de barytine (Chizeuil) ou de barytine et sulfures : pyrite, blende, chalcopryrite et galène (Chessy, Vieilles Mines à Sain Bel) qui ont été sédimentés au voisinage des griffons.

Les masses minéralisées ont été déformées plus ou moins intensément par les plissements hercyniens.

Les minéralisations liées aux granites

Le **granite de Luzy** qui s'étend très probablement en profondeur sous l'ensemble du faisceau du Morvan, y a développé au cours de sa mise en place, des manifestations très irrégulières.

A Chizeuil, sous l'action du granite proche, les paragenèses minérales ont été modifiées. L'andalousite apparaît dans les quartzites alumineux, tandis que la pyrite recristallise et que se dépose une minéralisation de type hydrothermal de haute température à cassitérite, stannite, bismuthinite, molybdénite, puis à chalcopryrite, cuivre gris, colusite et stannite arsénisée. Dans la lentille de barytine se substituent énarquite et stannite (Vincienne *et al.*, 1959 ; Picot *et al.*, 1963).

Quelques veines sulfurées recoupent les roches situées dans l'auréole de contact du granite près de Cressy-sur-Somme. Peu épaisses, environ 10-20 cm, elles sont à gangue de quartz et chlorite et à minéralisation massive ou disséminée de pyrite, mispickel, pyrrotite et un peu de chalcopryrite.

De larges zones de roches sédimentaires et volcaniques du Dinantien inférieur, principalement à proximité du granite, ont subi une altération caractérisée par une silicification et une séricitisation, accompagnées de pyrite disséminée. A cette altération diffuse affectant l'ensemble de la roche, se superpose un réseau de fines veinules de quartz, feldspath potassique et chlorite, ainsi que sporadiquement de la pyrite et plus rarement chalcopryrite, blende et galène.

Le **leucogranite de Chavence** contient des grains disséminés de cassitérite, colombo-tantalite, wolframite, mispickel et chalcopryrite (Mourey, 1985). La wolframite est en grands cristaux dans le greisen situé à proximité (Fantin, 1973).

Dans la région de Gilly-sur-Loire, une minéralisation polysulfurée et stanifère a été rencontrée en sondages sous forme d'imprégnations et de veinules à gangue d'amphibole et de chlorite, dans les terrains dévono-dinantien. D'abord considérée comme d'origine volcano-sédimentaire et exhalative (Bellotto, 1983 ; Mourey, 1983), ces minéralisations ont été rattachées au leucogranite de Chavence (Mourey, 1985, 1985 a).

Les filons de quartz

Recoupant toutes les formations volcano-sédimentaires et éruptives, ils se sont mis en place lors de la distension du Lias-Jurassique moyen (Baubron *et al.*, 1980 ; Valette, 1983) et sont donc contemporains des filons et des silicifications qui affectent les sédiments de la base du Mésozoïque dans la bordure du Morvan.

Dans le faisceau, les filons ont quelques décimètres à plusieurs mètres de puissance et s'allongent sur des

centaines de mètres, parfois sur quelques kilomètres. Ils sont en majorité orientés N 40°-60° E, verticaux, mais prennent localement une direction sub-méridienne.

Dans une bande de terrain de plusieurs kilomètres de large, orientée NE-SW, qui va des environs de Sémelay à ceux de Saint-Prix, les filons de quartz sont plus abondants, plus puissants et parfois groupés. Cette bande de terrain coïncide avec le passage du grand linéament de La Machine-La Serre (Gélard, 1978) qui se traduit dans la traversée de cette partie du faisceau, par une teinte plus claire sur les images satellites. Cette teinte est due à la présence des filons et aux nombreux éboulis de quartz blanc qu'ils donnent.

Les filons de quartz se sont formés à basse température et sont généralement stériles, à structure massive, bréchique et géodique. Suivant les conditions locales, par exemple l'encaissant de calcaire cristallin à l'Argentolle, une minéralisation à fluorine et barytine subordonnée, est associée à divers sulfures, principalement pyrite, blende, galène et chalcopryrite.

Les filons de quartz contiennent aussi une minéralisation essentiellement pyriteuse (Forêt de Chatillon, 4 km au NW de Toulour) pouvant être remplacée par des masses d'hématite manganésifère (La Boula, 1 km au SE de Saint-Prix).

Synthèse stratigraphique et paléogéographique régionale

Dans le NE du Massif central, les terrains dévono-dinantien distribués suivant les trois faisceaux volcano-sédimentaires de la Brévenne, de la Loire et du Morvan (pl. 1-e), présentent suivant une séquence stratigraphique assez homogène, des faciès lithologiques semblables (fig. 18).

Cependant on observe du sud au nord et à travers ces trois faisceaux, des variations lithologiques, magmatiques et structurales notables qui sont liées au cadre paléogéographique de ce segment de la chaîne hercynienne et à son évolution géodynamique lors de l'orogénèse varisque.

L'analyse de ces variations permet de dégager l'environnement paléogéographique du Dévono-Dinantien (fig. 19).

Le domaine Brévenne-Beaujolois (I)

Au Dévonien, il est caractérisé par l'ouverture d'un rift océanique dans un bâti cristallophyllien émergé et en voie d'érosion. Cette ouverture s'accompagne d'épanchements sous-marins de laves basiques à structures en coussins (Peterlongo, 1960, 1970) et acides (extrusions). Ce volcanisme bimodal à caractère tholéitique (Piboule *et al.*, 1982, 1983 ; Vuagnat, 1984), est accompagné de remontées magmatiques basiques et ultra-basiques à caractère ophiolitique (Sider, 1985 ; Sider *et al.*, 1986 ; Sider, Ohenstetter, 1986 ; Ohnensetter, Sider, 1988 ; Delfour *et al.*, 1989).

La sédimentation silteuse, bien que réduite, est néanmoins présente durant les accalmies de l'activité volcanique.

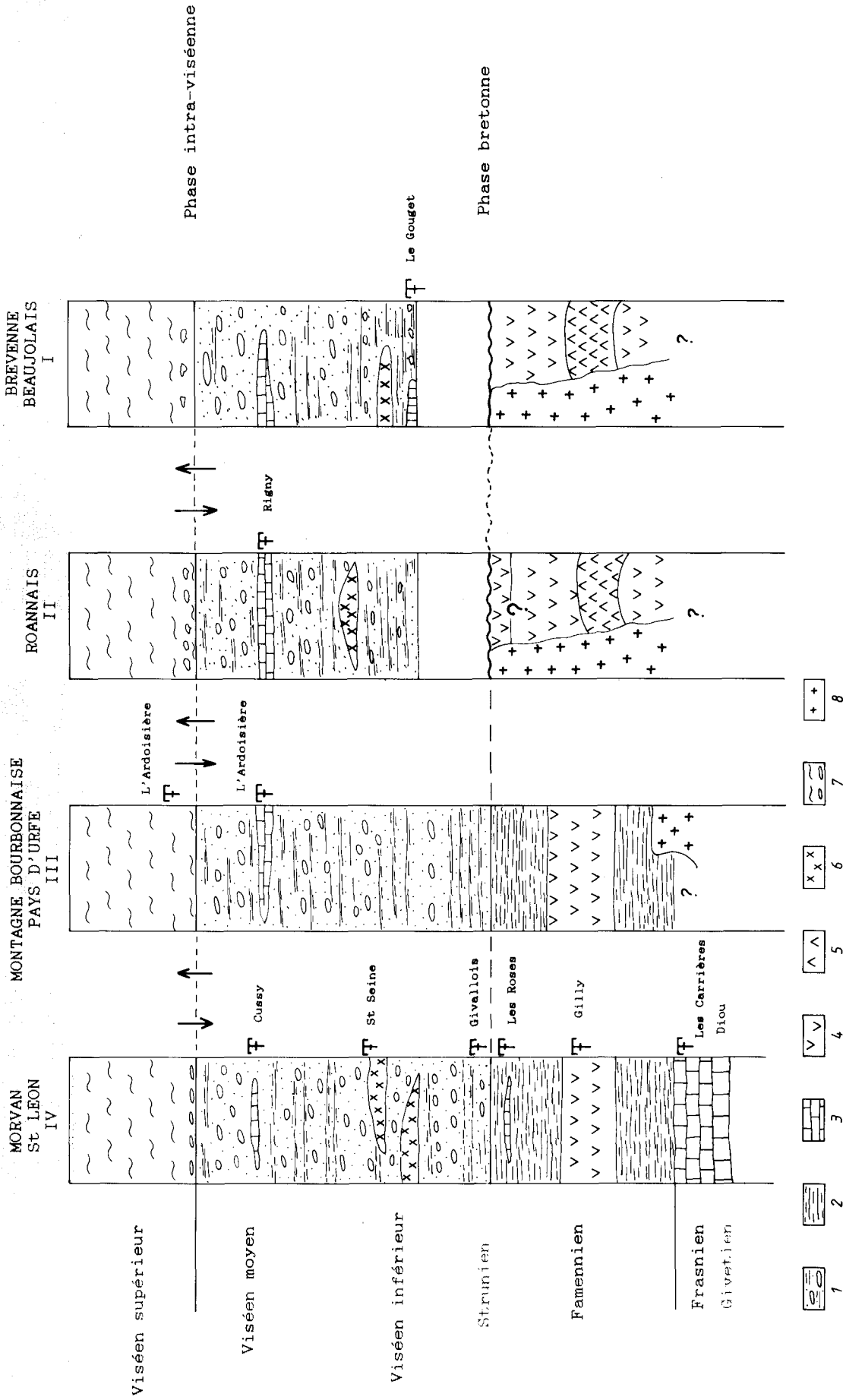


Fig. 18. - Essai de corrélation entre les diverses séquences lithostratigraphiques du Dévono-Dinanien dans le nord-est du Massif central.
 Lithologie : 1 : conglomérat, grès, siltite ; 2 : siltite, tuf basaltique ; 3 : calcaire ; 4 : volcanisme marin basique et intermédiaire ; 5 : volcanisme acide ; 6 : volcanisme aérien dacitique ; 7 : volcanisme aérien thyo-dacitique ; 8 : socle cristallophyllien anté-dévomien.

La fermeture partielle de ce rift lors de la phase orogénique bretonne, s'accompagne de la déformation et du métamorphisme épizonal de la série dévonienne qui est affectée de plis synschisteux repris par une crénulation dans un régime de plis étirés et écaillés (Feybesse *et al.*, 1988).

Le Viséen inférieur et moyen est transgressif sur le socle cristallophyllien (Jung, Raguin, 1935) et peut-être sur la série dévonienne plissée et métamorphisée (Delfour *et al.*, 1989). Cet étage montre l'association lithologique commune à l'ensemble de NE du Massif central, c'est-à-dire des alternances de siltites, de grès et de conglomérats à galets de quartz, quartzite, lydienne et localement de calcaire provenant du remaniement syn-sédimentaire de couches calcareuses. La déformation qui n'est pas accompagnée de métamorphisme, produit des plis souples et amples.

Le Viséen supérieur est constitué par des grands épanchements de rhyolites dacitiques issus de la fusion de la croûte continentale. Ceux-ci et les nombreuses intrusions subvolcaniques qui les accompagnent, forment une fosse volcano-tectonique (fosse de la Loire, Leistel, Gagny, 1984) qui prend en écharpe, suivant la direction N 70° E, les terrains du Dévonien et du Viséen inférieur-moyen et sépare le domaine Brévenne-Beaujolais de celui du Roannais.

Le domaine roannais (II)

L'existence du Dévonien supérieur y reste problématique (Bertaux, Rubiello, 1981).

Le Viséen inférieur repose en discordance et en transgression sur les gneiss anté-dévonien (Rubiello, 1980).

Le Viséen inférieur et moyen est bien représenté par une sédimentation silto-gréseuse et conglomératique et par le développement de calcaires datés du Viséen moyen (Mamet, 1968). Ces dépôts de plate-forme carbonatée sont érodés et repris latéralement dans les divers faciès conglomératiques. Le volcanisme viséen inférieur n'a que peu d'extension.

Le Viséen supérieur de la fosse volcano-tectonique de la Loire (Leistel, Gagny, 1984) limite ce domaine vers le sud.

Le domaine de la Montagne Bourbonnaise et du Pays d'Urfé (III)

Le Dévonien supérieur pourrait y être représenté par une sédimentation silteuse dans laquelle s'intercalent des laves basiques de nature calco-alcaline (Leistel, Bébien, 1982). Localement le volcanisme basique, complexe d'Aronnes (Chichery, 1938), est associé à des laves acides.

La sédimentation silteuse passe en continuité à celle du Carbonifère inférieur. Le Viséen inférieur et moyen est constitué de siltites, grès et conglomérats et contient des lentilles calcaires ainsi que leurs équivalents latéraux : calcaires conglomératiques et conglomérats à galets de calcaire (Chichery, 1938 ; Di Nota, 1970).

Le Viséen supérieur est représenté par les épanchements ignimbritiques de rhyodacites et leurs cortèges

d'intrusions subvolcaniques, filons et sills de microgranite, stocks de granophyre. L'extension de cette association volcano-plutonique est assez réduite, mais se situe dans le prolongement NE de celle, plus importante, de la région de Gannat (Vennat, 1985).

Le domaine du Morvan (IV)

Le socle cristallophyllien anté-dévonien n'affleure pas à l'intérieur du faisceau du Morvan, mais apparaît fréquemment et parfois assez largement dans les domaines granitiques avoisinants : gneiss et anatexites des régions du Donjon, de Montjeu et de Chastellux.

Dans le faisceau du Morvan, la sédimentation la plus ancienne est celle des calcaires du Givétien et du Frasnien, ces derniers contenant en outre des conodontes remaniés, hérités du Dévonien inférieur-moyen. Le volcanisme sous-marin débute vers 350 Ma par des épanchements de soda-dacites et se poursuit durant tout le Famennien par des coulées de basalte et d'andésite et des extrusions de dacite et d'andésite.

Ce volcanisme calco-alcalin et possédant quelques affinités tholéitiques, forme des massifs intercalés dans la sédimentation silteuse. Il est à l'origine des puissantes accumulations de tufs et de brèches basaltiques déposées latéralement aux édifices volcaniques.

Comme dans le domaine de la Montagne Bourbonnaise et du Pays d'Urfé, il y a continuité sédimentaire entre le Dévonien et le Carbonifère, mais seuls le Strunien et le Viséen inférieur sont datés paléontologiquement (Guffroy, 1957 ; Lys *et al.*, 1961 ; Coulon *et al.*, 1980).

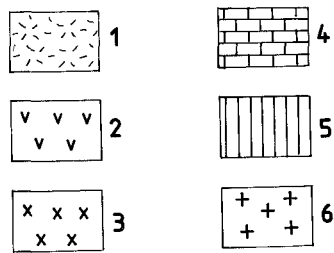
Le Dinantien inférieur est caractérisé par les alternances de siltite, de grès et de conglomérats (à galets de quartz, quartzite et lydienne) dans lesquelles s'intercale un volcanisme calco-alcalin, essentiellement dacitique et de mise en place aérienne. Localement, cette activité volcanique peut dominer largement sur la sédimentation détritique, comme par exemple dans la bande de terrain de Sémelay-Vieille Montagne. Quelques lentilles de calcaire recristallisé sont interstratifiées dans les sédiments détritiques. A Viséen moyen, les calcaires fossilifères ne sont connus que dans la partie nord du faisceau (Mamet, 1968 ; Vachard, 1976).

Le Viséen supérieur, toujours caractérisé par le volcanisme aérien rhyodacitique, forme une grande bande de terrain orientée NE-SW, où abondent les intrusions subvolcaniques : filons de microgranite et stocks de granophyre. Cette bande constitue en quelque sorte une troisième fosse volcano-plutonique de type Loire.

Conclusion

Les domaines dévono-dinantiens résultent de la structuration par deux phases de l'orogénèse hercynienne, la phase intra-viséenne et la phase sudète qui se superposent dans le domaine Brévenne-Beaujolais à la phase bretonne éovarisque.

En contrôlant la mise en place et l'extension du volcanisme acide d'origine crustale du Viséen supérieur



— Limites des aires A, B, C

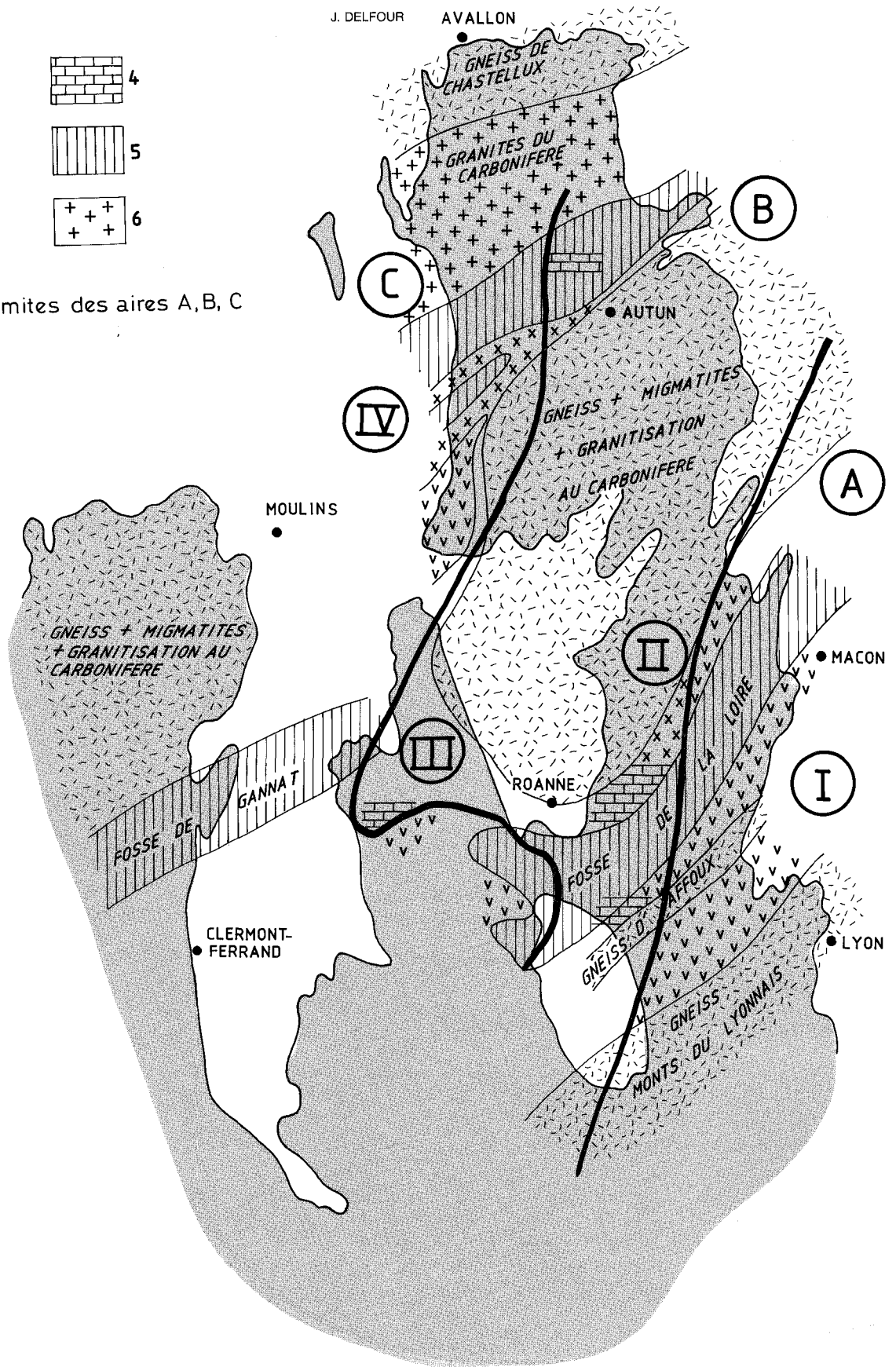


Fig. 19. - Esquisse paléogéographique du Dévono-dinantien du Nord-Est du Massif central.

Domaines dévono-dinantiens : I : Brévenne-Beaujolais ; II : Roannais ; III : Montagne Bourbonnaise-Pays d'Urfé ; IV : Morvan.

Domaines paléogéographiques :

A : aire de distension crustale (océanique) avec volcanisme tholéitique (Dévonien) et fermeture lors de la phase orogénique bretonne.

B : aire sans volcanisme dévonien (?), sédimentation de plate-forme au Dinantien inférieur-Viséen moyen.

C : aire de sédimentation de plate-forme du Dévonien moyen et supérieur au Viséen moyen, accompagnée d'un volcanisme calco-alcalin.

Lithologie :

1 : gneiss anté-dévonien ; 2 : volcanites dévoniennes ; 3 : volcanites du Dinantien inférieur-Viséen moyen ; 4 : calcaires du Viséen moyen ; 5 : volcanisme et hypovolcanisme du Viséen supérieur ; 6 : granites carbonifères.

suivant une direction ENE-WSW, la phase intra-viséenne, à caractère épirogénique, a joué un rôle important dans la structuration du NE du Massif central.

Les unités antérieures à cette phase, telles que les ensembles volcaniques et les sédiments carbonatés, se répartissent selon des structures subméridiennes qui bien qu'héritées des plissements des phases bretonne et sudète, restent significatives sur le plan paléogéographique.

On peut ainsi distinguer trois aires (fig. 19) :

— L'aire (A) soumise au Dévonien supérieur à une distension crustale qui ouvre un rift à tendance océanique où s'épanche un volcanisme sous-marin de nature tholéitique et bimodal (basique et acide). Celui-ci est accompagné de venues plutoniques basiques et ultrabasiqes et de différenciations plus acides, diorite et trondhjemite. La part des sédiments est très restreinte. L'ensemble constitue la série de la Brévenne et du Beaujolais.

Ce rift se ferme à la fin du Dévonien, lors de la phase orogénique bretonne. Les sédiments du Viséen inférieur et moyen qui se déposent sur le socle anté-dévonien, témoignent de l'instabilité de la plate-forme épicontinentale ; les siltites, puis les calcaires sont coupés de nombreux apports gréseux et conglomératiques.

— Sur l'aire (B), durant le Dinantien inférieur, le même type de sédimentation se dépose en discordance sur le socle cristallophyllien anté-dévonien. Le Dévonien supérieur y paraît absent.

— L'aire (C) comprend les formations dévono-dinantiennes du Morvan, de la Montagne Bourbonnaise et du Pays d'Urfé qui reposent très probablement sur le socle cristallophyllien bien que celui-ci n'apparaisse pas dans ces domaines. La sédimentation s'étend du Dévonien moyen au Viséen moyen et présente les mêmes faciès détritiques que ceux de l'aire (B). Cependant les intercalations volcaniques y sont fréquentes, voire abondantes.

Actif au Dévonien supérieur et au Dinantien inférieur, le volcanisme calco-alcalin (à affinité tholéitique) comprend des termes basiques, intermédiaires et acides et caractérise un environnement de type arc insulaire évolué, à croûte continentale.

Il témoigne de la permanence d'un régime de compression, ponctué localement et temporairement de phase distensive (Famennien du Morvan), qui apparaît complémentaire, d'abord de la distension dévonienne de la Brévenne-Beaujolais, puis de la compression initiée avec la phase orogénique bretonne et qui va se poursuivre durant tout le Carbonifère inférieur.

La nature des terrains et les caractères tectoniques du faisceau du Morvan s'intègrent bien dans l'évolution géodynamique de la zone moldanubienne, zone centrale de la chaîne varisque. Cette zone s'étend en arrière d'un plan de subduction qui fut actif du Dévonien au Carbonifère dans la bordure sud de la zone rhéno-hercynienne (Behr *et al.*, 1984, 1987 ; Weber, 1984). Durant cette période, l'évolution de la zone moldanubienne, est marquée par des écaillages de la croûte continentale anté-dévonienne, mais aussi par des distensions locales qui ouvrent des rifts où se mettent en place des volcanismes et des plutonismes tholéitiques à ten-

dance océanique : série de la Brévenne et du Beaujolais, Ligne des Klippes (Pin, Carme, 1988). Un volcanisme calco-alcalin orogénique se manifeste latéralement sur les domaines épicontinentaux.

Entre la fermeture des petits domaines à tendance océanique lors de la phase bretonne et la phase paroxysmale sudète marquée par un écaillage crustal important, l'activité volcanique se poursuit, de nature encore calco-alcaline au Dinantien inférieur, puis nettement de fusion crustale au Viséen supérieur.

Après la phase sudète, la montée des granites à la fin du Carbonifère et le volcanisme acide du Permien témoignent de la persistance des phénomènes de fusion dans la croûte continentale, favorisés par la fracturation tardi-hercynienne.

Bibliographie

- AUTRAN A. (1980). - Évolution structurale du Protérozoïque aux distensions post-hercyniennes ; in *Évolutions géologiques de la France. Mémoire BRGM Fr.*, n° 107, pp. 10-17.
- BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980). - Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, D, **290**, n° 14, pp. 951-953.
- BÉBIEN J. (1970). - Étude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy, 110 p.
- BÉBIEN J. (1971). - Éléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, D, **273**, n° 4, pp. 466-468.
- BÉBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1981). - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. 26^e C.G.I., Paris, Colloque C.6, pp. 213-225.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984). - The Variscan Belt in Central Europe : main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, **109**, pp. 15-40.
- BEHR H.J., HEINRICH T. (1987). - Geological interpretation of DEKORP 2-S : A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, **142**, pp. 173-202.
- BELLOTTO S. (1983). - Étude de deux manifestations métallifères en environnement volcano-sédimentaire (Paléozoïque, Nord-est du Massif central français). Les amas sulfurés de Sain Bel (Lyonnais), les indices minéralisés du prospect de Gilly-sur-Loire (Morvan). Essais comparatifs, guides de prospection. Thèse 3^e cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 220 p.
- BELLOTTO S., ZIMMERMANN J.L. (1983). - Datation par la méthode K-Ar d'un sill lamprophyrique dans la série volcano-sédimentaire minéralisée de l'extrémité SW du Morvan, secteur de Saint-Aubin - Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **297**, II, pp. 577-580.
- BERTAUX J. (1982). - Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central français. *Bull. Minéral.*, **105**, pp. 212-222.
- BERTAUX J., RUBIELLO M.-F. (1981). - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy, 313 p.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974). - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcalines. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, **97**, pp. 445-449.
- BEURRIER M., PIBOULE M., DURAND C. (1980). - Gisement, pétrographie et géochimie des plagiogranites dévono-dinantiens des Monts de Tarare et du Beaujolais méridional (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, D, **290**, pp. 147-150.

- BLÈS J.L., BONJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989). - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, **169**, pp. 79-111.
- BONJOLY D., CASTAING C. (1984). - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **103**, pp. 187-199.
- CABANIS B. (1986). - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. *Mém. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curie*, Paris, n° 86-47, 690 p., Thèse d'État Paris.
- CABANIS B., THIÈBLEMONT D. (1988). - La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3*^{Tb}-2*^{Ta}. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, n° 6, pp. 927-935.
- CALVEZ J.Y., DELFOUR J., LEMIERRE B., COCHERIE A. (1985). - Caractéristiques magmatiques et âge du volcanisme dévonien de Chizeuil (Saône-et-Loire). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM - 1985, RS 1999, pp. 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, pp. 839-859.
- CARRAT H.G. (1969). - Le Morvan cristallin - Étude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse Université de Nancy, 379 p.
- CARRAT H.G. (1969 a). - Évolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **11**, n° 4, pp. 574-587.
- CARRAT H.G., WEBER F. (1958). - Présence dans le Morvan d'un nouveau granite hercynien antérieur au granite de Luzzy. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **246**, n° 6, pp. 963-966.
- CARRAT H.G., ZIMMERMANN J.L. (1984). - Ages K-Ar des roches volcaniques du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **299**, (II), n° 12, pp. 801-803.
- CHICHERY M. (1938). - Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière, près de Vichy (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **206**, pp. 263-265.
- CHIRON J.C. (1972). - Rapport préliminaire sur la géologie et la métallogénie de la série dévono-dinantienne dans le Nord-Est du Massif central. Rapport BRGM 72 SGN 124 MET, 40 p.
- CORSIN P., GUFFROY J. (1969). - Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **269**, pp. 683-684.
- COUDERT, MOSNIER (1960). - Monographie des mines de Chizeuil. *Rev. Ind. Min. Fr.*, **42**, n° 12, pp. 929-941.
- COULON M. (1978). - Découverte d'une structure annulaire de microgranites reprise dans une tectonique de compression dans la région de Saint-Prix (Morvan). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **287**, (D), pp. 583-586.
- COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980). - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-dinantien du Morvan. *Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun*, n° 95, pp. 3-12.
- DELFOUR J., ISNARD P., LÉCUYER E., LEMIERRE B., LHOÏTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEY M. (1984). - Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. *Document BRGM Fr.*, n° 73, 37 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, pp. 331-340.
- DELFOUR J. (1987). - Géologie de la partie sud du faisceau dévono-dinantien du Morvan. Rapport BRGM 87 SGN 819 GEO, 102 p.
- DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., FEYS R., FLEURY R., (1988). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Dompierre-sur-Besbre (599). Éditions du BRGM, Orléans. Notice explicative par DELFOUR J., FEYS R., CARRAT H.G., CLOZIER L. avec la collaboration de MERCIER-BATARD F., CORNET J. (1989), 116 p.
- DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., LEFAVRAIS-RAYMOND A., MAUGENEST M.C. (1988). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bourbon-Lancy. Éditions du BRGM, Orléans. Notice explicative par DELFOUR J., CARRAT H.G., CLOZIER L., LEFAVRAIS-RAYMOND A.
- DELFOUR J., BEURRIER M., TEGYEY M., LEMIERRE B., KERRIEN Y., MOUTERDE R., JOHAN V., DUFOUR E., LARDEAUX J.M., CAIA G., PELLATON C., VECSEI A., SONDO D., CAILLET C., FEYBESSE J.L. (1989). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Tarare (697). Éditions du BRGM, Orléans. Notice explicative par DELFOUR J., DUFOUR E., FEYBESSE J.L., JOHAN V., KERRIEN Y., LARDEAUX J.M., LEMIERRE B., MOUTERDE R., TEGYEY M. (1989), 120 p.
- DELFOUR J., ARÈNE J., CLOZIER L., CORNET J., DELANCE J.H., LEMIERRE B. (en prép.). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Autun. Éditions du BRGM, Orléans.
- DELFOUR J., ALABOUVETTE B., CLOZIER L., MERCIER-BATARD F. (en prép.). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Fours. Éditions du BRGM, Orléans.
- DELFOUR J. (en prép.). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Donjon. Éditions du BRGM, Orléans.
- DESPOIS J., SANSELME H., VIALETTE Y. (1963). - Granitisation viséenne au NE du Massif central. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **256**, n° 10, pp. 2193-2195.
- DI NOTA R. (1970). - Étude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand, 133 p.
- FANTIN J.D. (1973). - Géologie de la région sud-est de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). Massif central français. Thèse 3^e cycle, Université de Clermont-Ferrand, 101 p.
- FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M., JOHAN V., TEGYEY M., DUFOUR E., LEMIERRE B., DELFOUR J. (1988). - La série de la Brévenne (Massif central français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **307**, (II), pp. 991-996.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978). - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, **21**, 3-4, pp. 291-306.
- GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981). - Mise en évidence d'une tectonique tangentielle Sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (NE du Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **293**, (II), pp. 1007-1010.
- GÉLARD J.P. (1978). - La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. *Rev. Géographie phys. et Géol. dynam. Fr.*, (2), **20**, n° 1, pp. 5-28.
- GROS Y., MARTIN P. (1981). - La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de La Machine, Neuville, St-Pierre-le-Moutier). Étude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p.
- GUFFROY J. (1957). - La série dinantienne du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **248**, 4-5, pp. 632-635.
- GUFFROY J. (1959). - Sur l'existence des Conodontes dans les calcaires paléozoïques du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **248**, pp. 710-712.
- GUFFROY J. (1960). - Sur l'origine des diabases du Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **251-251**, p. 2380.
- GUFFROY J. (1964). - Sur l'existence du Givétien dans le Morvan. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **258**, n° 9, pp. 2619-2620.
- GUFFROY J. (1966). - Découvertes de nouvelles espèces d'Attrypidae dans le Morvan. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **8**, pp. 302-304.
- GUFFROY J., PILLET J. (1966). - Découverte d'un nouveau gisement de trilobites dans le Morvan. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **6**, pp. 236-237.
- JOSEPH D. (1974). - Étude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône-et-Loire, France). Thèse 3^e cycle, Université d'Orléans, 82 p.
- JULIEN A. (1881). - Sur le terrain dévonien de Diou (Allier) et de Gilly (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, séance du 4 avril.
- JULIEN A. (1896). - Le terrain carbonifère marin de la France centrale. Un vol., in 4, 303 p., 17 pl., Paris.
- JUNG J., VACHIAS O. (1937). - Sur la nature volcanique du complexe des Cornes vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **78**, pp. 81-83.
- JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939). - Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. *Mémoire de la Société Géologique de France*. Nlle série, n° 38.
- JUNG J., RAGUIN E. (1935). - Discordanace du Viséen sur le socle cristallophyllien entre Balbigny, Néronde et Violay (Loire). Ext. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **16**, pp. 248-250.
- LACROIX A. (1918). - Le gîte pyriteux de contact du granite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et ses roches métamorphiques. *Bull. Soc. Fr. Minéralogie Cristallographie*, **41**, pp. 14-21.
- LÉCUYER E. (1982). - Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement géologique. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 146 p.
- LEISTEL J.M. (1984). - Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne au Carbonifère dans le Nord-Est du Massif central français (Plateau d'Urfé, cartes de Noirétable et Feurs au 1/50 000). Le fossé volcano-tectonique de la Loire. Thèse Doct. Univ. Nancy I, 1 vol., 315 p.
- LEISTEL J.M., BÉBIEN J. (1982). - Caractéristiques minéralogiques calco-alcalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supé-

- rieur-Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **294**, (II), pp. 985-988.
- 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. Dyn. et Géog. Phys.*, **25**, 1, pp. 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., *Document du BRGM Fr.*, n° 54, (1983).
- LEMIÈRE B., DELFOUR J., MOINE B., PIBOULE M., PLOQUIN A., ISNARD P., TEGYEV M. (1986). - Hydrothermal alteration and the formation of aluminous halos around sulfide deposits. A model for alterites at Chizeuil (Morvan, France). *Mineral. Deposita*, **21**, pp. 147-155.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982). - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth planet. Sci. Lett.*, **59**, pp. 139-154.
- LE ROUX C. (1975). - Étude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan. Thèse 3^e cycle, Univ. Pierre-et-Marie-Curie, Paris, 146 p.
- 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. *Revue de l'IFP*, **16**, 5, pp. 538-567.
- MAMET B. (1968). - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. *Bull. BRGM Fr.*, Sect. I, n° 2, pp. 57-62.
- MÉHIER B. (1976). - Carte géologique de la région du Haut-Folin (Nièvre) à 1/25 000 (inédit).
- MICHEL-LÉVY A. (1908). - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. *Bull. des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines*, n° 120, **17**, 1907-1908, 297 p.
- MICHEL-LÉVY A. (1908 a). - Métamorphisme et tectonique des terrains paléozoïques du Morvan et de la Loire. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **146**, séance du 9 mars 1908, pp. 1-3.
- MICHEL-LÉVY A. (1926). - Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. *Bull. volcanique*, **6**, pp. 57-63.
- MOREL B. (1976). - Les formations éruptives dévono-dinantiennes de la bordure ouest du Bassin d'Autun (Saône-et-Loire, France). Thèse 3^e cycle, Université Claude-Bernard - Lyon, 116 p.
- MOUREY Y. (1983). - Premières observations sur les minéralisations stannifères du prospect de Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **297** (II), pp. 585-587.
- MOUREY Y. (1985). - Le leucogranite à topaze de Chavence. Un nouvel exemple de massif à Sn, W, Li dans le Nord du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **300**, (II), n° 19, pp. 951-954.
- MOUREY Y. (1985 a). - Les indices Sn-W-Cu-Zn liés au magmatisme stéphano-permien dans le Sud du Faisceau synclinal de la Somme (Morvan). Thèse 3^e cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, 335 p.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985). - Composition des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **301**, (II) n° 11, pp. 813-818.
- OHNENSTETTER M., SIDER H. (1988). - Contraintes géochimiques apportées par le magmatisme sur le développement du bassin marginal ensialique du Beaujolais au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 3, pp. 499-510.
- PAUL H. (1944). - Eine neue Tournai-Fauna aus dem nördlichen Morvan. Vorläufige Mitteilung. *N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh.*, B, 30-32, Stuttgart.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, pp. 290-300.
- PETERLONGO J.M. (1960). - Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif central français). *Ann. Fac. Sci.*, Univ. Clermont-Ferrand, **4**, pp. 1-187.
- PETERLONGO J.M. (1970). - Pillows-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans la Série métamorphique de la Brévenne (Rhône, Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **2**, pp. 190-194.
- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982). - Géochimie de quelques granites albitiques de l'Est du Massif central français. *N. Jb. Miner. Abh.*, **143**, 3, pp. 279-308.
- PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B., LACROIX P. (1983). - Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Véran et le magmatisme kérotophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. *Géologie de la France*, (2), I, n° 1-2, pp. 55-72.
- PICOT P., TROLY G., VINCENNE H. (1963). - Précisions nouvelles sur les minéralisations de Chizeuil (Saône-et-Loire). *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.*, **86**, n° 4, pp. 373-375.
- 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, pp. 669-676.
- PIN C., CARME F. (1988). - Écailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la « Ligne des Klippes », Vosges méridionales (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **306** (II), pp. 217-222.
- ROBELIN C. (1981). - Le Dévono-dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan, Massif central français) : Enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3^e cycle, Dijon, 159 p.
- RUBIELLO M.F. (1980). - Autochtonie des séries du Dévonien supérieur au Viséen supérieur sur un socle métamorphique de la région de Roanne (Loire). 8^e Réunion. Ann. Sci. Terre, Marseille, p. 316.
- SIDER H. (1985). - Évolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif central français. L'enchaînement géologique : d'une déchirure continentale à un fossé volcano-tectonique (Région du Beaujolais, feuille d'Amplepuis à 1/50 000). Thèse Doct. Univ. Nancy I, 372 p.
- SIDER H., LEISTEL J.M., GAGNY C. (1986). - Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), (II), n° 4, pp. 637-644.
- SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986). - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the Massif central (France). *Geolog. Rundschau* **75-2**, pp. 421-443.
- SOULÉ DE LAFONT D. (1960). - Géologie de la Concession de Chizeuil et étude des minéralisations. Rapp. interne, Cie Industrielle et Minière St-Gobain, Chauny et Cirey, 30 p.
- VACHARD D. (1976). - Microfaciès et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. *Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun*, n° 77, pp. 15-22.
- VALETTE C.O. (1983). - Karts et filons à fluorine dans le Faisceau synclinal du Morvan : le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Thèse 3^e cycle, Université d'Orléans. *Document du BRGM*, n° 58, 299 p.
- VENNAT G. (1985). - Le complexe volcano-plutonique de Gannat-les-Ancizes (Massif central français). Études pétrographique, structurale, géochimique et dynamique. *Bull. BRGM Fr.*, n° 4, Géologie de la France, pp. 341-364.
- VIALETTE Y. (1973). - Age des granites du Massif central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **15**, n° 3-4, pp. 260-270.
- VINCENNE H., FONTEILLES M., TABOURET M. (1959). - La minéralisation cuivreuse du gîte de Chizeuil (Saône-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **249**, n° 13, pp. 1125-1127.
- WEBER C. (1975). - Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. BRGM Fr.*, (2^e série), Sect. II, n° 3 et 4, pp. 219-343.
- WEBER K. (1984). - Variscan events : early Palaeozoic continental rift, metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. In variscan tectonics of the north atlantic region. Edited by D.H.W. Hutton & D.J. Sanderson. *The Geological Society*, pp. 3-22.
- WEYER D. (1965). - Etroengt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abhandlungen Z.G.I.*, **1**, pp. 290-302.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976). - Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **3**, pp. 459-469.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977). - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, (4), pp. 325-344.

TARIF D'ABONNEMENT 1990	FRANCE	ÉTRANGER
Hydrogéologie. 4 numéros _____	440 F	500 FF
Géologie de la France. 4 numéros _____	440 F	500 FF
Chronique de la recherche minière. 4 numéros ____	440 F	500 FF
Les 3 revues. 12 numéros _____	1 200 F	1 300 FF

Un specimen gratuit est envoyé à toute personne souhaitant prendre connaissance d'une revue avant de s'abonner.

Les commandes directes sont à adresser à :

CDR - CENTRALE DES REVUES
11 RUE GOSSIN
92543 MONTROUGE CEDEX FRANCE
TÉL. : 1.46.56.52.66

Les prix indiqués sont en francs français. Ce sont des prix TTC. La CDR se réserve le droit de modifier ses prix en cours d'année.

Les frais d'affranchissement par voie de surface sont compris dans les tarifs d'abonnement. Pour un acheminement accéléré, la surtaxe aérienne est facturée en sus.

La mise en service d'un abonnement se fait une fois le règlement enregistré.

- Pour les commandes directes, joindre le règlement à l'ordre de :

CDR - GAUTHIER-VILLARS.

- Pour les virements postaux, indiquer :

CDR - GAUTHIER-VILLARS La Source 33-368-61-N.

- Pour les virements bancaires :

Compte Crédit du Nord 194 196 002.

En l'absence de règlement une facture pro-forma est automatiquement envoyée.

Les abonnements sont pris pour 12 mois et coïncident avec le début de l'année civile. Le renouvellement des abonnements étant fait sur demande expresse, aucune annulation n'est recevable.

Toute modification d'adresse doit être signalée avec le rappel de l'ancienne adresse.

COLLECTIONS ANCIENNES NUMÉROS SÉPARÉS

La CDR traite les commandes pour l'année en cours et l'année antérieure.

Les numéros anciens, collections et volumes annuels sont vendus par les soins des :

Éditions du BRGM
Avenue de Concyr
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS cedex 2 - France
Tél. : 38.64.30.28

Prix de vente au numéro :

année en cours et année précédente
années antérieures (réduction de 50 %)

150 FF
75 FF

Hydrogéologie

Rédacteur en chef : J. MARGAT
Adjoint au rédacteur en chef : P. MOUSSU

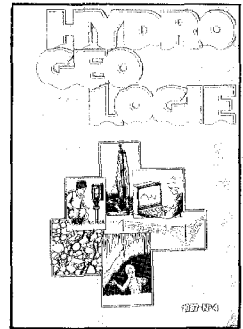
Ce périodique publie des articles originaux ainsi que des synthèses et consacre certains numéros à des thèmes spécifiques dans le domaine de l'hydrogéologie notamment en matière d'hydrodynamique souterraine (géothermie...) d'évaluation des ressources en eau et de leur gestion, d'hydrologie générale, de protection de la qualité des eaux, etc.

1987 - N° 3

Recherche en hydrogéologie

1988 - N° 4

Études



4 numéros par an

ISSN 0300-936X

Géologie de la France

Rédacteur en chef : M. VILLEY
Adjoint au rédacteur en chef : A. AUTRAN

Cette publication comprend essentiellement les notes et travaux des collaborateurs et organismes responsables de la cartographie géologique de la France.

1988 - N° 1

**Géodynamisme du Massif Armoricaïn et de sa bordure
8 articles**



1988 - 4 numéros par an

ISSN 0246-0874

Chronique de la recherche minière

Rédacteur en chef : Jean-Jacques PERICHAUD

Cette revue trimestrielle, qui paraît depuis plus de 50 ans, publie des articles consacrés aux gîtes minéraux (descriptions de gisements, synthèses géologiques régionales ou thématiques, synthèses métallogéniques), à leur prospection (méthodes et outils de prospection, historique des recherches,...) et aux problèmes d'économie et de politique minières. Elle publie aussi des rubriques d'information scientifique et technique (réunions internationales, technologie de l'exploration,...), des notes de lecture rédigées par des spécialistes et une sélection bibliographique. Tous les articles sont accompagnés de résumés français et anglais et d'un résumé espagnol, italien... suivant les pays concernés.

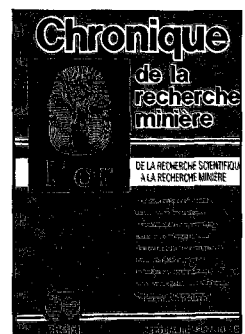
MARS 1988 - N° 490

Les amas de substitution tardi-hercyniens de La Rabasse (Hérault) - Les minéralisations sous-marines actuelles et récentes à sulfates et/ou manganèse - Pétrologie structurale du prospect à tungstène des Chênelettes (Ardèche) - Les gisements de fluorine du Brésil - L'analyse des minéraux lourds en exploration minière

JUIN 1988 - N° 491

INVENTAIRE MINIER DU GABON

Acquisition et interprétation des données aéroportées - Aérogéophysique du socle gabonais - Apports de la télédétection à la connaissance géologique du Gabon - Apport de la géochronologie isotopique - Le profil d'altération du prospect aurifère de Mébaga-Mvomo - Valorisation géologique des feuilles Mitzic, Boué et Mouila - Apport à la connaissance des feuilles Libreville, Kango et Lambaréné - La carbonatite de Mabounié



1988 - 56^e année - 4 numéros par an

ISSN 0182-564 X

DOCUMENTS DU BRGM

RÉCEMMENT PARUS

- N° 174 — J. TOURENQ — Les sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur. Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. 1 vol., 340 p., 140 fig., 109 tabl., 7 pl. photo (1989). - 350 FF.
- N° 175 — J.P. CAPDEVILLE — Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du bassin Aquitain entre Lot et Dordogne. 1 vol., 302 p., 78 fig., 12 tabl. (1989). - 400 FF.
- N° 176 — Programme géologie de la France. Programme national. Forages scientifiques de l'Ardèche. 1 vol., 116 p., 38 fig., 8 tabl. (1989).
- N° 177 — M. POUPON — Les altérations hydrothermales associées aux amas sulfurés de Chessy et de Sain Bel (Paléozoïque, série de la Brévenne, Massif central français) (1989). - 300 FF.
- N° 178 — D. PRIMEY et G. FARJANEL avec la collaboration de D. FAUCONNIER — Étude paléobotanique et palynologique des gisements stéphano-autuniens de Lucenay-lès-Aix et Devay (Bassin de Decize, Nièvre). 1 vol., 210 p., 51 fig., 10 tabl., 8 pl. photo (1989). - 250 FF.
- N° 179 — M. DONSIMONI avec la collaboration de J.F. BECO-GIRAUDON, J. BOIS, M. DEGOUY, G. GONZALEZ, D. MARITON, J.F. PASQUET, D. PRIMEY, C. REMOND — Le gisement de charbon de Lucenay-lès-Aix (Nièvre). Essai de synthèse géologique d'après les sondages récents (1981-1986). 1 vol., 84 p., 18 fig., 6 tabl. (1988). - 250 FF.
- N° 180 — J.M. PUIG — Le système karstique de la fontaine de Vaucluse. 1 vol., 214 p., 69 fig., 27 tabl. (1990). - 200 FF.
- N° 181 — Colloque : « Valorisation des ressources du sous-sol », recueil des communications. Paris, 27-28 novembre 1984. 1 vol., 76 p., 23 fig., 5 tabl. (1990). - 70 FF.
- N° 182 — Colloque-bilan : « Valorisation des ressources minérales », recueil des communications. Paris, 27-28 septembre 1988. 1 vol., 324 p., 80 fig., 20 tabl. (1990). - 350 FF.
- N° 183 — Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. Manifestations, mécanismes, prospection. (Mobility and concentration of base metals in sedimentary cover rocks. Manifestations, mechanisms, prospection). Coordonné par H. Péliissonnier, J.F. Sureau. 1 vol., nb. illustrations (1990).
- N° 184 — J. ROJAS, D. GIOT, Y.M. LE NINDRE, A. CRIAUD, C. FOUILLAC, M. BRACH, A. MENJOZ, J.C. MARTIN, M. LAMBERT, avec la collaboration de J.P. CHILES, A.M. FOUILLAC, H. PAUWELS — Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger, Bassin Parisien, France. Rapport final. 1 vol., 240 p., 138 fig., 32 tabl. (1990).
- N° 185 — A. GENTER — Géothermie roches chaudes sèches, le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). 1 vol., 246 p., 82 fig., 16 tabl., 4 ann., 4 pl. photo (1990).
- N° 186 — D. BILLAUX — Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique. 1 vol., 296 p. (1990). - 300 FF.



En vente chez votre libraire habituel

ou à défaut aux :

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans cedex 2 - France Tél. : 38.64.30.28

accompagné de votre titre de paiement auquel il convient d'ajouter 20 FF de frais de port et d'emballage.

Bulletin d'abonnement 1990 aux périodiques BRGM

à retourner à :

La Centrale des revues - Gauthier Villard, 11, rue Gossin, 92543 Montrouge Cedex

Veillez me faire parvenir dès parution les numéros de 1990 de *

- Chronique de la recherche minière (trimestriel)
- Géologie de la France (trimestriel)
- Hydrogéologie (trimestriel)

Nombre d'exemplaires	Prix de l'abonnement pour 1 an par périodique		Prix de l'abonnement groupé pour 1 an aux trois périodiques		
	France	Étranger	France	Étranger	
—	440 FF	500 FF	1 200 FF	1 300 FF
—	440 FF	500 FF		
—	440 FF	500 FF		
			TOTAL		
			Frais de port éventuel		
			TOTAL à régler		

* Mettre une croix dans les cases correspondantes

Nom

Adresse

Je joins un chèque postal ou bancaire du montant de ma commande à l'ordre de la Centrale des Revues.

**SCHEMA STRUCTURAL
DE LA PARTIE SUD DU FAISCEAU DEVONO-DINANTIEU
DU MORVAN
(b)**

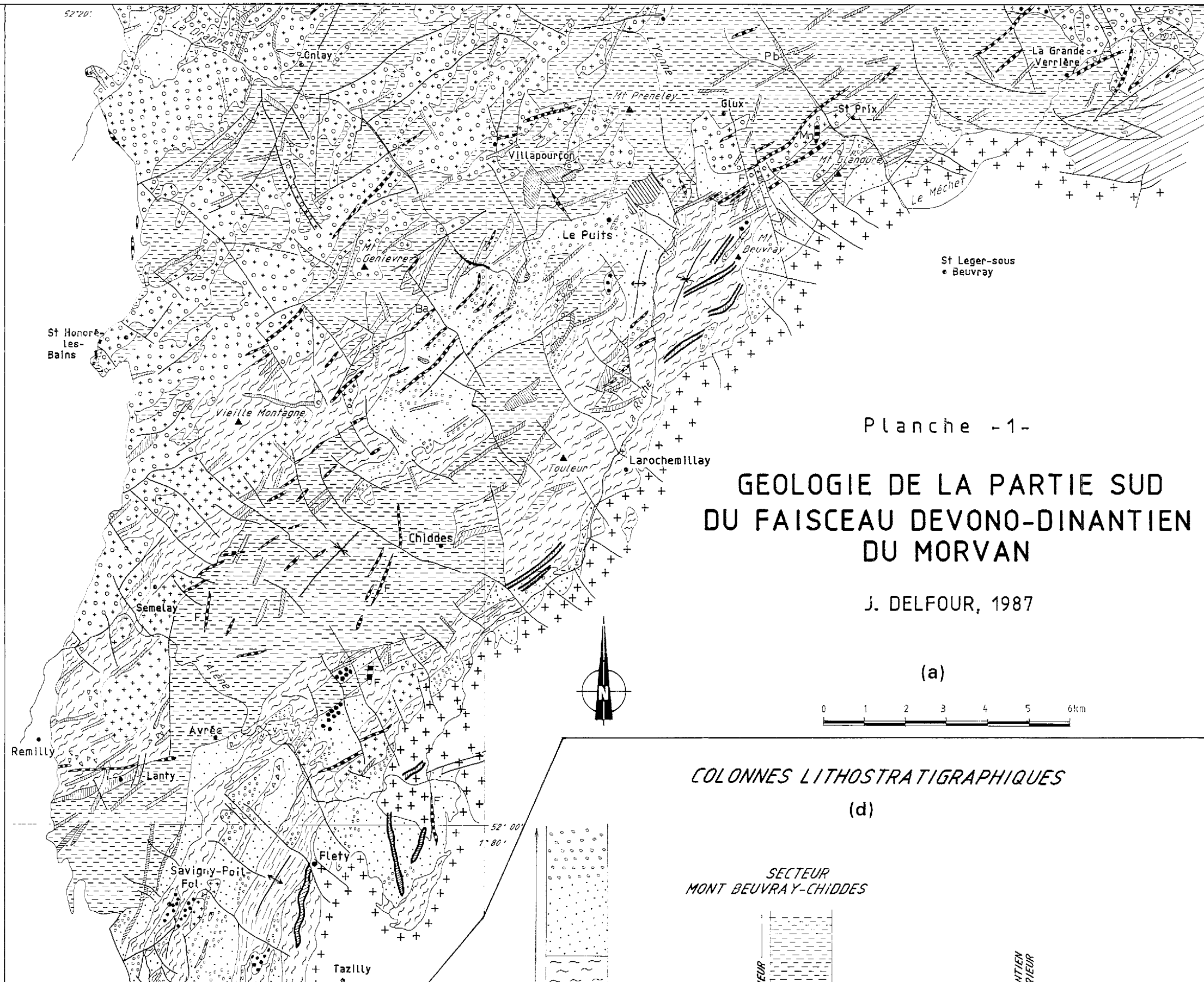
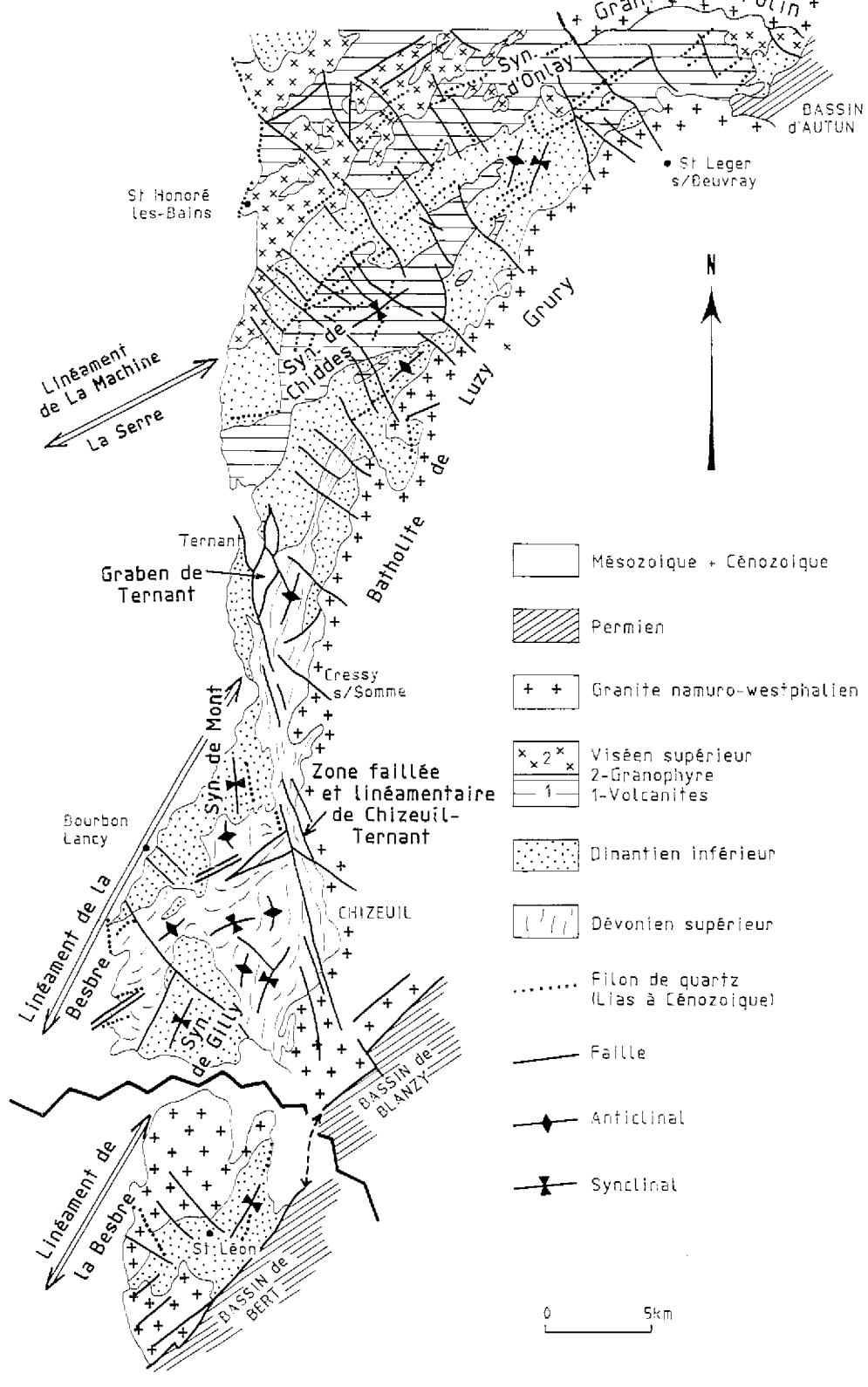


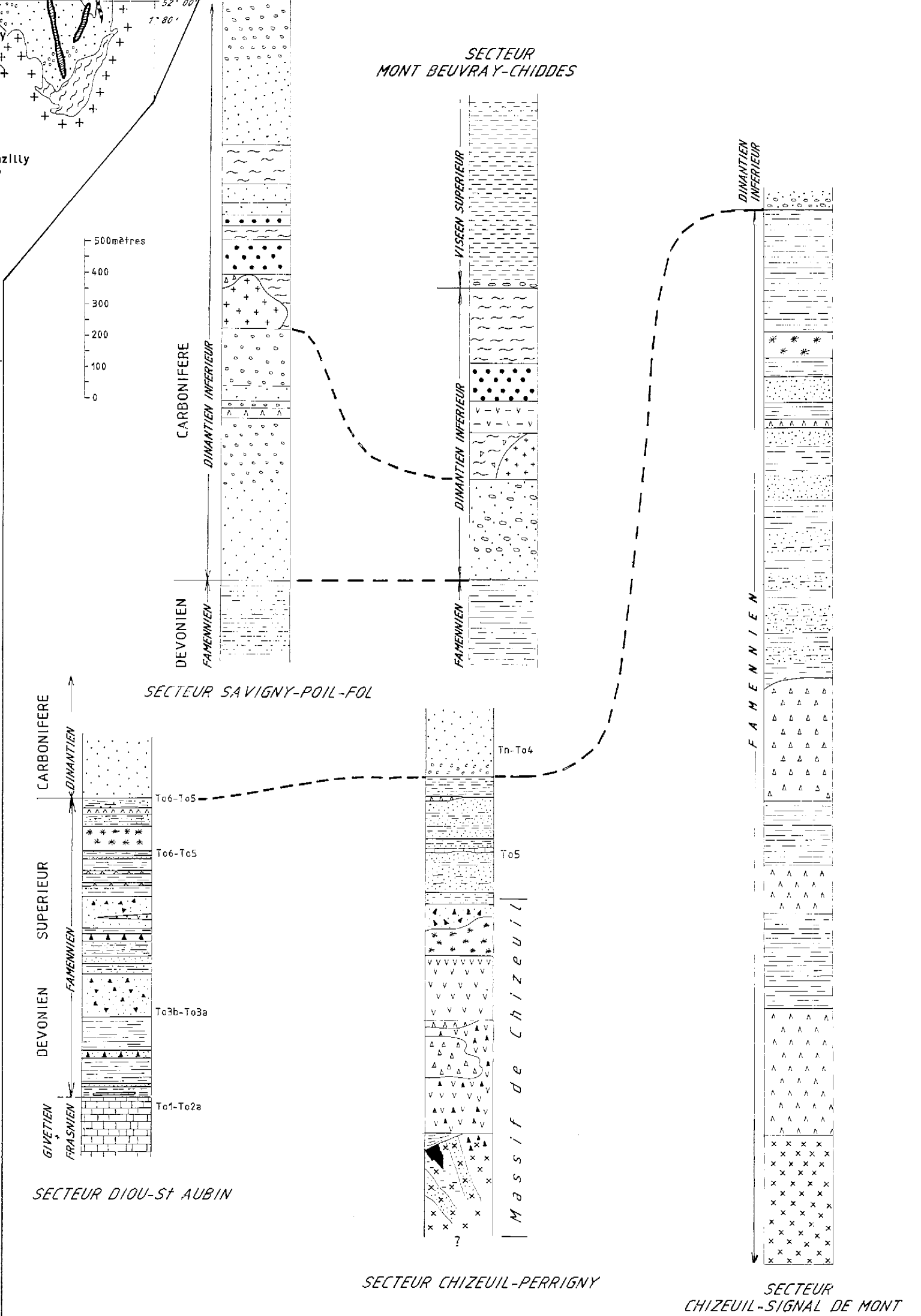
Planche -1-

**GEOLOGIE DE LA PARTIE SUD
DU FAISCEAU DEVONO-DINANTIEU
DU MORVAN**

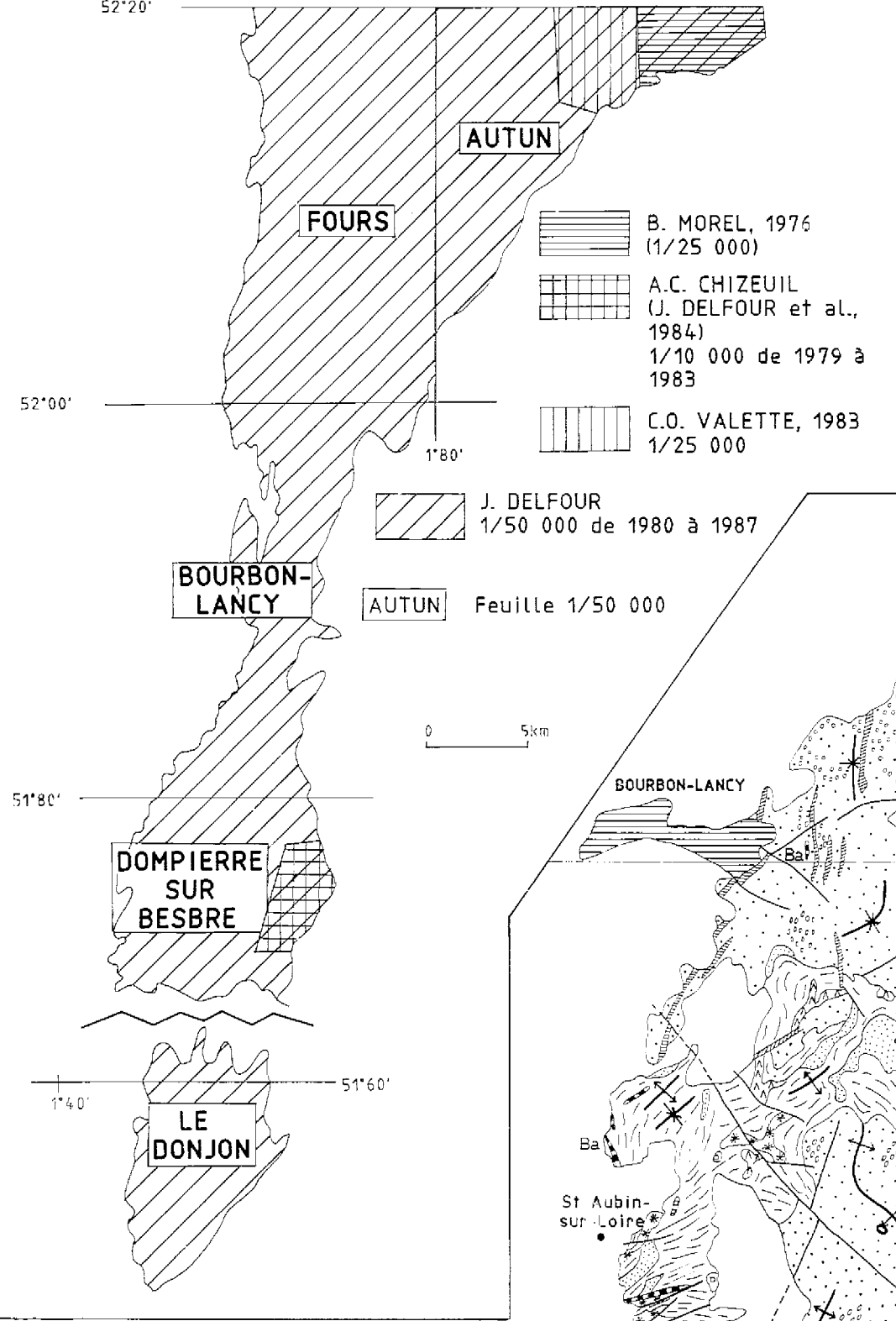
J. DELFOUR, 1987

(a)

**COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES
(d)**



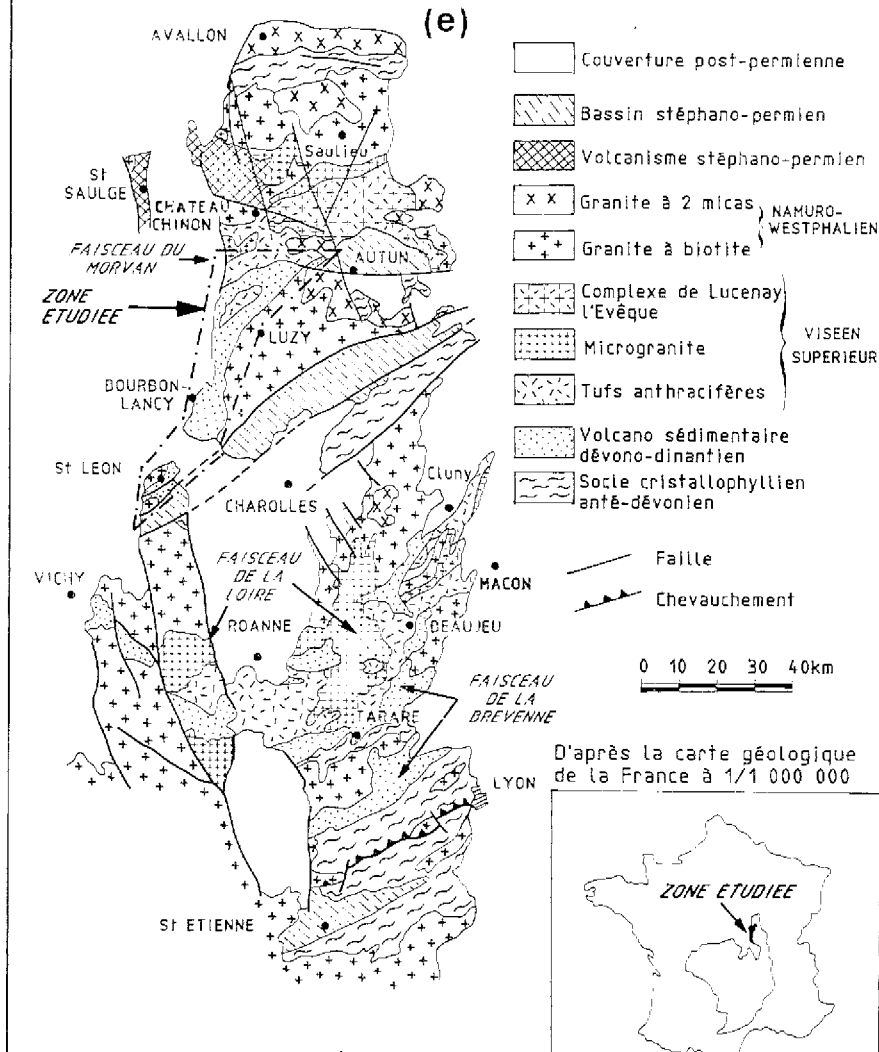
**FAISCEAU DEVONO-DINANTIEU DU MORVAN
SOURCES CARTOGRAPHIQUES
(c)**



**LEGENDE GEOLOGIQUE
Carte et colonnes lithostratigraphiques**

- | | |
|---|---|
| MESOZOIQUE ET CENOZOIQUE | FAMENNIEN |
| PERMIEN | Tuf et brèche remaniés, d'origine basaltique |
| 1-Microgranite | Tuffo-lave andésitique à basaltique |
| 2-Leucogranite de Chavence | Extrusion dacitique |
| NAMURO-WESTPHALIEN | Andésite porphyrique |
| Granite à biotite et muscovite | Basalte porphyrique, microclitique, auto-bréchique |
| Granite à biotite et amphibole | Siltite, siltite tuffacée |
| Granodiorite | FRASNIEN |
| Microgranite porphyrique | Calcaire et dolomie |
| Granophyre | Soda-rhyolite, soda-dacite localement brèche volcanique |
| Tuf soudé, ignimbrite rhyo-dacitique | Zone d'altération sériciteuse |
| DINANTIEU INFERIEUR | Zone d'altération aluminieuse |
| Micro-trondjemite | |
| Ignimbrite dacitique localement brèche volcanique | |
| Conglomérat à galets de roches volcaniques | |
| Extrusion dacitique à basaltique | |
| Andésite et basalte | |
| Calcaire-marbre | |
| Siltite, grès et conglomérat | |
| | Filon de quartz |
| | Da : Barytine Pb : Plomb |
| | F : Fluorine Mn : Oxyde de manganèse |
| | Amas pyritiques (Chizeuil) |
| | Faillite |
| | Anticlinale |
| | Synclinal |
| | To5 Age d'après faune de Conodontes |

**LES FAISCEAUX DEVONO-DINANTIENS
DU N.E. MASSIF CENTRAL
(e)**



D'après la carte géologique de la France à 1/1 000 000

