

Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (ouest du Massif central français)*

Patrick ROLIN (1)

Jean-Marc STUSSI (2)

Michel COLCHEN (3)

Michel CUNEY (4)

Hercynian post-collisional deformation and magmatism in the Confolens area (West French Massif Central)

Géologie de la France, n° 3, 1999, pp.49-69, 13 fig., 3 tabl.

Mots-clés : Roche plutonique, Dévonien supérieur, Carbonifère, Analyse éléments-majeurs, Analyse éléments traces, Composition calco-alkaline, Composition peralumineuse, Composition subalcaline, Orogenèse hercynienne, Massif central français, Confolentais.

Key words: Plutonic rocks, Upper Devonian, Carboniferous, Major-element analyses, Trace-element analyses, Calc-alkaline composition, Peraluminous composition, Subalkaline composition, Hercynian Orogeny, French Massif Central, Confolens area.

Résumé

Le magmatisme hercynien de la bordure occidentale du Massif central (Confolentais) s'est mis en place après la collision dévonienne, au cours de deux cycles tectono-magmatiques, au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (entre 370 et 350 Ma). Les premiers plutons sont pétrologiquement très diversifiés. Ils sont représentés par des gabbrodiorites, diorites quartzifères et tonalites calco-alkalines, par des monzodiorites quartzifères et monzogranites subalcalins pénécontemporains et par des granites peralumineux de type Guéret. Leur mise en place s'est effectuée à la fin de la phase D2 dans un encaissant déjà structuré lors d'un raccourcissement N-S à NE-SW. Ces dernières sont responsables, dans un premier temps, de leur déformation ductile syn- à tardi-magmatique (foliation concordante avec celle de l'encaissant), puis, dans un deuxième temps, du plissement de la foliation des plutons et de l'encaissant métamorphique. Ce plissement (N130°) synschisteux et rétromorphique est accompagné

ou suivi des premiers jeux dextres ductiles de décrochements NW-SE qui découvrent la région en blocs. Au Carbonifère supérieur (290-323 Ma), les plutons sont plus différenciés (granodiorites et adamellites calco-alkalines, granites monzonitiques et granites subalcalins, leucogranites peralumineux) et non déformés tectoniquement. La mise en place de ces intrusions est suivie du jeu dextre cataclastique des décrochements NW-SE.

La mise en place des magmas basiques à intermédiaires calco-alkalins, subalcalins et peralumineux dévonien supérieurs à carbonifères inférieurs ne peut être envisagée dans le cadre d'une tectonique de subduction antérieure à la collision éodévonienne et s'explique difficilement dans le cadre d'une subduction au Dévonien supérieur d'un océan rhéique. Les arguments structuraux et les données géochronologiques disponibles sur la région, s'accordent davantage avec des événements tectono-magmatiques syn- à post-collisionnels. Les granitoïdes du Carbonifère supérieur se

rapportent à un magmatisme crustal post-collisionnel synchrone d'une tectonique transcurrente. L'hypothèse de la présence de nappes de charriages dans le Confolentais n'a pu être étayée, les contacts tectoniques entre les unités étant assurés par des failles décrochantes.

Abridged English version

The Variscan structure of the Confolens area results from two tectono-magmatic stages: a Late Devonian-Early Carboniferous stage and a Late Carboniferous stage.

The Late Devonian - Early Carboniferous intrusions consist of coeval calc-alkaline gabbrodiorites, quartz diorites and tonalites, quartz-monzodiorites, quartz-monzonites, monzogranites and cordierite-bearing granites. These rocks define three principal magmatic associations of calc-alkaline (consisting of both normal and leucocratic subsuites), subalkaline (transalkaline) and peraluminous nature. Genetic relationships among the components of the calc-alkaline and sub-

* Manuscrit reçu le 18 mars 1999, accepté le 15 juin 1999.

(1) Département de Géosciences - E.A. 2642, CDE, UFR Sciences et Techniques, Université de Besançon, Place Maréchal Leclerc, 25030 Besançon Cedex.

(2) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex.

(3) Laboratoire de Tectonique et Géodynamique, Université de Poitiers, 40, Avenue Recteur Pineau, 86000 Poitiers.

(4) Centre de recherches et de Valorisation des Matières premières - CREGU-UMRG2R, BP 23, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex.

alkaline associations are best interpreted as resulting from assimilation - fractional crystallization processes (AFC) involving mantle-derived and crustal magmas.

Except for part of the monzogranite pluton, the intrusions show an E-W to NW-SE vertical magmatic foliation defined by the planar fabric of the miner-

als and xenoliths. No stretching lineation is observed. The magmatic fabric is parallel to the elongate shape of the plutons and to the foliation of the metamorphic surroundings. These structures indicate that the plutons were emplaced in connection with a N-S to NE-SW compression, which was also responsible for the regional folding of the metamorphic host

rocks that were metamorphosed both before and after pluton emplacement. The N130°E folds were accompanied or followed by the early development of NW-SE dextral strike-slip faults affecting the area. The intrusions generally show ductile late- to post-magmatic deformation.

The Late Carboniferous intrusions consist of undeformed granodiorites, adamellites, monzogranites, granites and leucogranites that define calc-alkaline, subalkaline (transalkaline) and peraluminous associations. These granitoids are considered as resulting mainly from crustal anatexis, a mantle-derived contribution being not excluded for some of them. The plutons mostly present an elongate, either E-W or N-S, shape resulting from intrusion along tension gashes. The intrusions are affected by cataclastic NW-SE dextral transcurrent faults.

Structural and geochronological characteristics of the Late Devonian to Early Carboniferous calc-alkaline and subalkaline (transalkaline) intrusions indicate their relationship to late- to post-collisional thickening tectonism rather than to a subduction-related magmatism, whereas the Late Carboniferous granitoids are associated with post-collisional transcurrent tectonism. The presence of thrusts in the Confolens area cannot be assessed, the boundaries between the principal litho-tectonic units consisting of strike-slip faults.

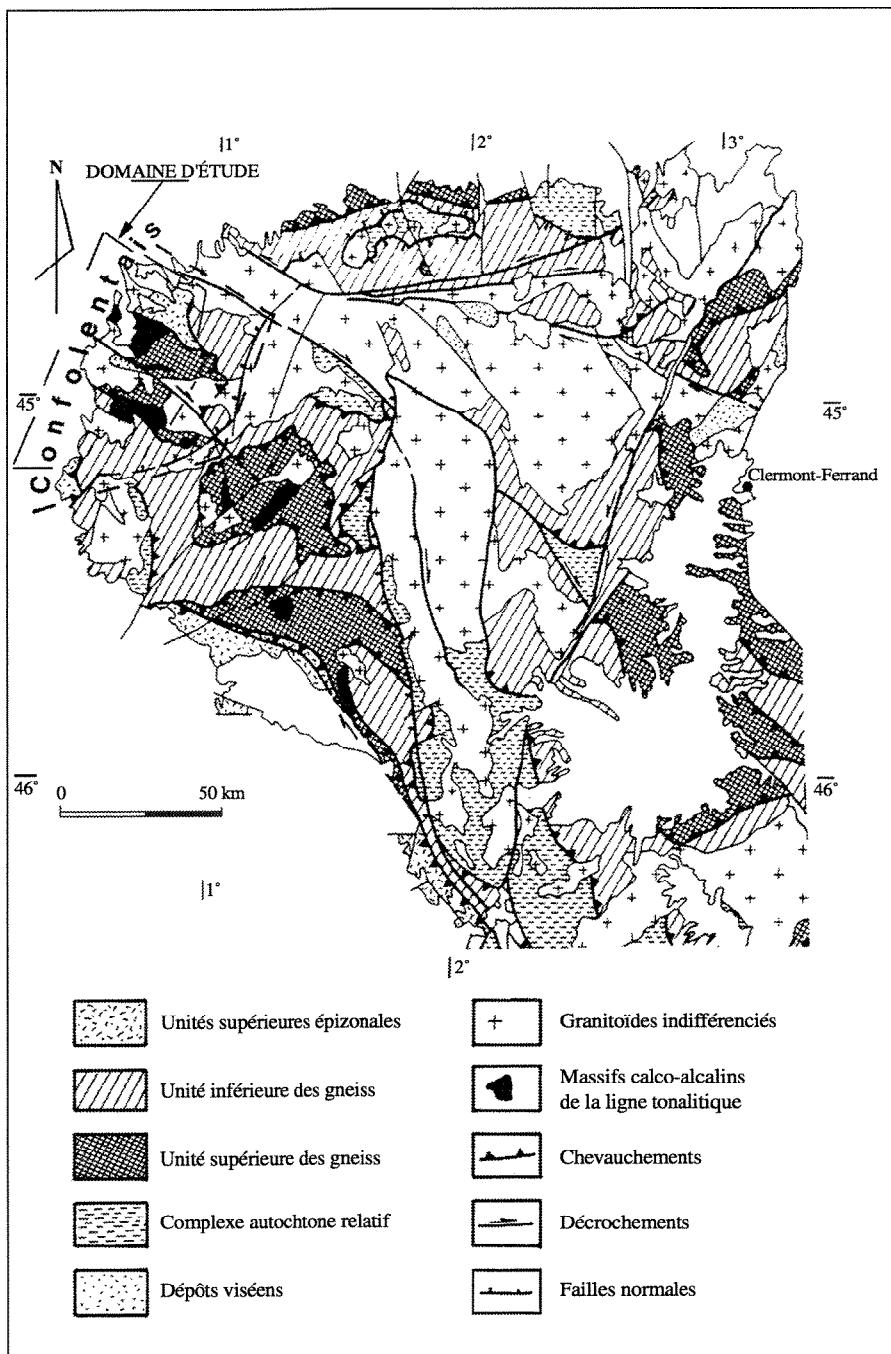


Fig. 1.- Le Confolentais dans le contexte géologique de l'ouest du Massif central, d'après Ledru *et al.* (1989) modifié.

Fig. 1.- Sketch map of the Confolens area in the western part of the French Massif Central, after Ledru *et al.* (1989) modified.

Introduction

Situé à l'ouest du Massif central, le Confolentais (fig. 1) fait partie de la zone interne de la chaîne varisque ouest-européenne. Il est caractérisé par le développement d'un important magmatisme intrusif dans un encaissant à degré métamorphique élevé.

Selon Ledru *et al.* (1989), Santallier, Floc'h (1989) et Floc'h *et al.* (1993), la structure globale du Confolentais résulte d'un empilement de nappes, à l'image du Limousin voisin dont il est séparé par la faille de Nantiat. L'autochtone relatif de l'édifice structural confolentais (fig. 2) serait constitué par les gneiss de Rochechouart ainsi que par les migmatites de Lanneau et d'Oradour-sur-Glane (datées à 375 ± 6 Ma ; Duthou *et al.*, 1984, par la méthode Rb/Sr sur roche totale). Ces

formations seraient, d'après ces auteurs, les équivalents de l'unité inférieure des gneiss (UIG) du Limousin. Cet autochtone relatif est chevauché par les gneiss (localement métatectiques) de Mézières-sur-Issoire corrélés à l'unité supérieure des gneiss (USG) du Limousin. Cet édifice serait, à son tour, chevauché sur sa bordure nord par l'unité micaschisteuse et métavolcanique de la Gartempe (Santallier, Floc'h, 1989 ; Floc'h *et al.*, 1993) et sur sa bordure sud par celle des micaschistes de Mazerolles (Bambier *et al.*, 1983). Ces deux dernières unités sont rattachées aux unités supérieures épizonales du Massif central (Ledru *et al.*, 1989). Les migmatites de Lanneau et d'Oradour-sur-Glane recoupent diapiriquement, par contact de faille normale ductile (Floc'h *et al.*, 1993), les unités de Mézières-sur-Issoire et de la Gartempe (fig. 2 et 3). Ce dispositif tectonique confolentais est actuellement disloqué par de grands décrochements de direction NW-SE.

Le magmatisme est représenté par deux grands ensembles (fig. 3 et 4). Le premier est constitué d'intrusions basiques à intermédiaires définies par (Peiffer, 1985 a et b, 1986) comme tholéïtiques, calco-alcalines et shoshonitiques, rapportées à la « ligne tonalitique limousine » (Didier, Lameyre, 1971) ; l'appellation de « ligne tonalitique » proposée par ces auteurs est consacrée par l'usage, malgré une disposition très grossièrement linéaire de ces massifs. Ils s'étendent en direction NW-SE, du Limousin, où ils occupent une surface importante, à la Vendée où leur aire d'extension est étroite et linéaire. Ces intrusions se sont mises en place au Dévonien supérieur entre 379 et 355 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Pin, 1989 ; Shaw *et al.*, 1993 ; âges U/Pb sur zircon). Elles sont contemporaines des granites à biotite et cordiérite peraluminéux d'âge similaire de Vaulry-Cieux (352 Ma par Rb/Sr sur roches totales ; Duthou *et al.*, 1984) et d'Oradour-sur-Glane de l'est du Confolentais. Le second ensemble magmatique est formé de granitoïdes de nature calco-alcaline, subalcaline monzonitique (ou calco-alcaline magnésio-potassique) ou peraluminéuse (Dutreuil, 1978 ; Chèvremont, 1992) dont la mise en place est datée entre 315 et 300 Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale ; Duthou *et al.*, 1984 ; Pin, Duthou, 1990). Les

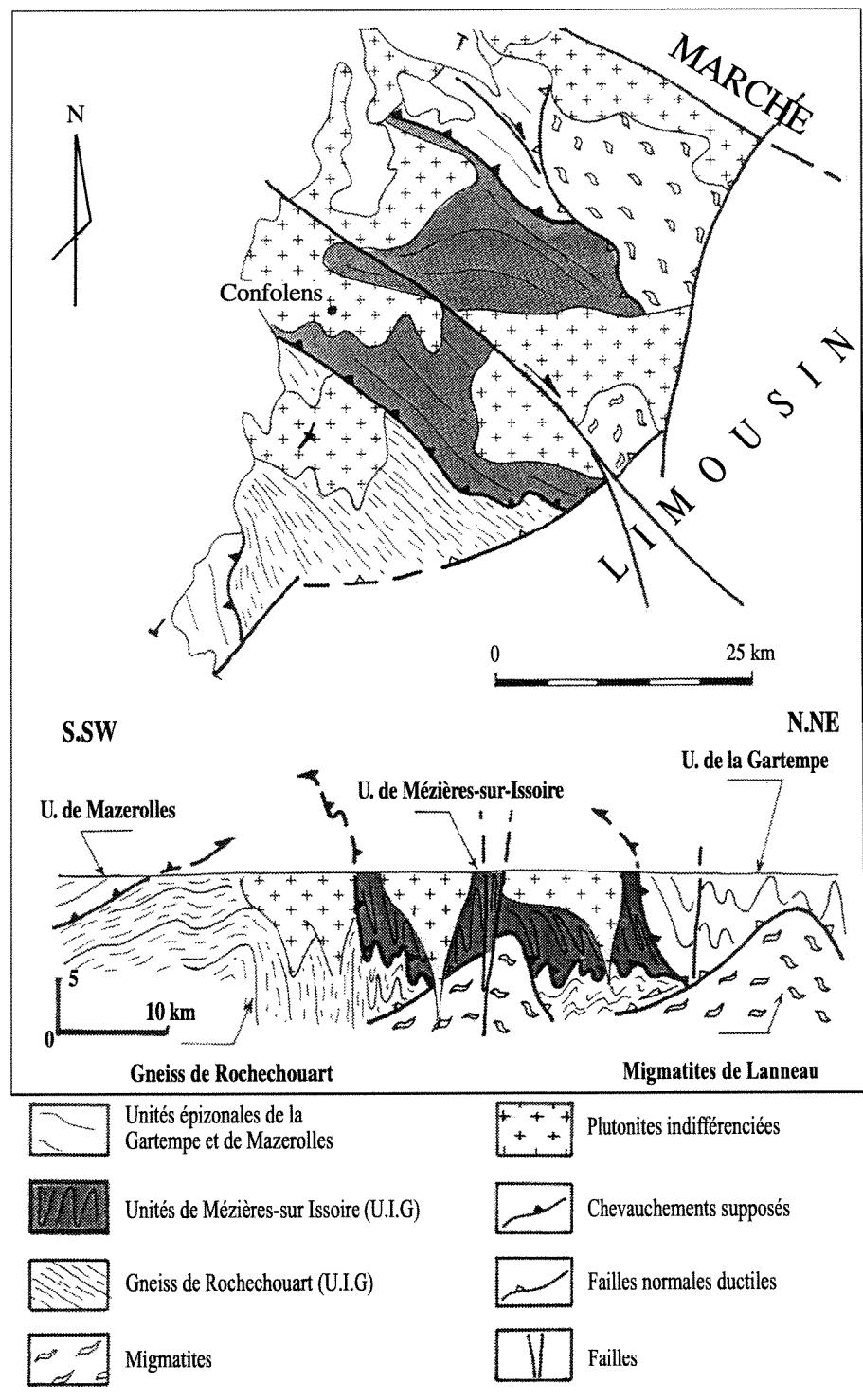


Fig. 2.- Schéma structural et coupe du Confolentais à partir des travaux de Bambier *et al.* (1983), Mourier *et al.* (1989), Chèvremont *et al.* (1992), Capdeville *et al.* (1983) et Floc'h *et al.* (1993).

Fig. 2.- Structural sketch map and cross section in the Confolens area after Bambier *et al.* (1983), Mourier *et al.* (1989), Chèvremont *et al.* (1992), Capdeville *et al.* (1983) and Floc'h *et al.* (1993).

corps basiques à intermédiaires rapportés à la « ligne tonalitique limousine » seraient intrusifs, d'après ces auteurs, dans la seule unité de Mézières-sur-Issoire (Ledru *et al.*, 1989, Chèvremont,

1992), rattachée à l'USG. Les intrusions granitoïdes de nature calco-alcaline, subalcaline monzonitique ou peraluminéuse du second ensemble magmatique recoupent indifféremment les formations

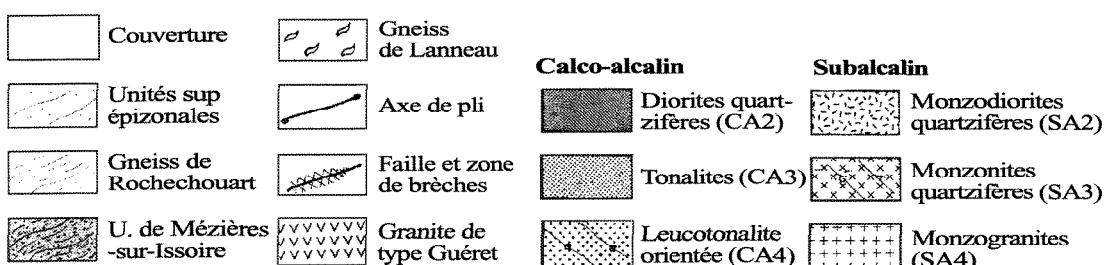
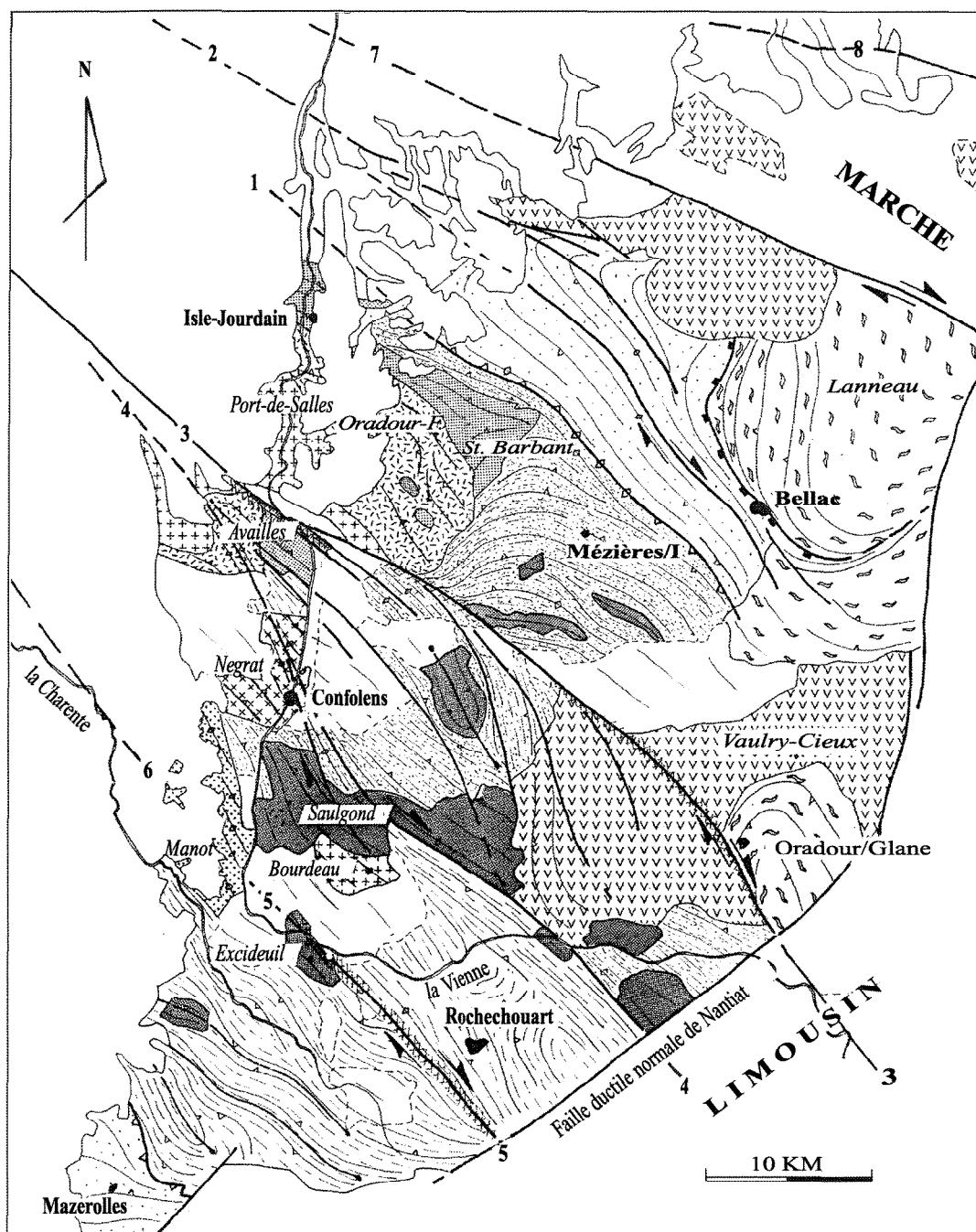


Fig. 3.- Carte structurale du Confolentais et des intrusions orientées syntectoniques du Carbonifère inférieur. Noms des failles principales (1) faille de la Gartempe ; (2) cisaillements ductiles de la Gartempe ; (3) faille d'Availles Limouzine - Oradour-sur-Glane ; (4) faille de Saulgond - Négrat ; (5) faille d'Exideuil - Rouchechouart ; (6) faille d'Alloue - Ambernac ; (7) faille d'Ouzilly ; (8) faille de la Marche.

Fig. 3.- Structural map of the Confolens area and of the Early Carboniferous syntectonic intrusions. Principal regional faults: (1) Gartempe fault; (2) Gartempe transcurrent ductile fault; (3) Availles-Limouzine - Oradour-sur-Glane fault; (4) Saulgond - Négrat fault; (5) Exideuil - Rouchechouart fault; (6) Alloue - Ambernac fault; (7) Ouzilly fault; (8) Marche fault.

métamorphiques et magmatiques précédentes (fig. 4).

Deux cadres géodynamiques ont été envisagés pour l'interprétation du magmatisme de la ligne tonalitique du Limousin : cadre de subduction, cadre d'épaississement crustal.

Magmatisme syn-subduction

Le magmatisme de la «ligne tonalitique» a été attribué au fonctionnement d'une zone de subduction (Peiffer, 1985 a et b ; Shaw *et al.*, 1993). Deux hypothèses s'affrontent concernant les relations entre le magmatisme de la «ligne tonalitique» et une zone de subduction océanique sous le continent laurasiens.

La première hypothèse met ce magmatisme en relation avec une zone de subduction qui aurait fonctionné vers le nord-est sous le Massif central et la Vendée entre 379 et 355 Ma, en contexte de marge continentale active, antérieurement à la collision varisque (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Peiffer, 1985 a, b). Ce magmatisme serait déformé en cisaillement tangentiel plat dans le Limousin et circonscrit à l'une des nappes majeures du Massif central, l'Unité Supérieure des Gneiss (USG). Il est considéré par ces auteurs comme déraciné dans cette région et transporté avec la nappe. Cette interprétation a été étendue à l'ensemble de la ligne tonalitique considérée comme allochtonne et transportée par nappe sur le domaine interne varisque lors de la collision varisque (Peiffer, 1985 a, b). Cette hypothèse a pour conséquence de situer le stade de la collision au Dévonien supérieur autour de 360-350 Ma (Peiffer, 1985 b), alors que les interprétations généralement avancées admettent que ce stade serait atteint dès 385-380 Ma (Vidal, 1980 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Costa, 1991 ; Matte, 1991). Selon Shaw *et al.*, (1993), cette subduction serait mineure, tardive par rapport aux événements de convergence situés autour de 420 Ma (Matte, 1991), à courte durée d'existence et liée à la fermeture d'un petit bassin océanique localisé au sud-ouest du Massif central.

La seconde hypothèse admet une relation du magmatisme dioritique avec une subduction vers le sud plus tardive, autour de 360 Ma, d'un océan «Rhénique» sous la zone interne

varisque (Pin et Paquette, 1997 ; Faure *et al.*, 1997). La subduction de la croûte océanique et la fermeture de cet océan dont la ligne de suture serait représentée par la limite entre la zone rhéno-hercynienne et la zone saxo-thuringienne, seraient à l'origine, au Dévonien supérieur-Dinantien, d'un arc magmatique englobant le magmatisme calco-alcalin des Vosges, Morvan, Brévenne et la Ligne Tonalitique du Limousin. Cette hypothèse pose le problème de la distance du magmatisme calco-alcalin limousin par rapport à la zone de subduction présumée et de la présence dans les mêmes segments, d'intrusions péné-contemporaines de granites calco-alcalins, subalcalins à shoshonitiques et peralumineux à biotite et cordiérite.

Magmatisme d'épaississement crustal

Chèvremont (1992) explique l'origine des tonalites par fusion mantello-crustale consécutive à un épaissement post-collisionnel. Cette hypothèse pose le problème de la signature syn-subductive (Shaw *et al.*, 1993) de ces magmas.

A partir des données structurales et géochimiques nouvelles acquises dans le Confolentais où ce magmatisme a une importance volumétrique considérable, la présente note tente de préciser l'évolution spatio-temporelle du magmatisme au cours des événements tectono-métamorphiques variques et de discuter de la signification des massifs tonalitiques du Limousin dans leur cadre structural.

Les caractéristiques typologiques du magmatisme ont été réexaminées à partir des données analytiques existantes (Peiffer, 1985 a ; Dutreuil, 1978 ; Mourier *et al.*, 1989 *et al.*, 1993 ; Chèvremont, 1992) et de nouvelles analyses.

Structures régionales

Structures des formations métamorphiques

Les structures des phases 1 et 2

Les formations métamorphiques de toutes les unités confolentaises sont structurées par une foliation S2 pénétra-

tive qui transpose une foliation antérieure S1 (le plus souvent marqué par des exsudats de quartz, parfois par un fin litage ou un rubanement métatectique quartzo-feldspathique) que l'on observe uniquement dans les têtes de plis P2 (fig. 5), la schistosité généralement observée est donc une S1-2. Les minéraux qui la jalonnent sont synchrones dans toutes les unités d'une paragenèse épi- à mésozonale à quartz, oligoclase, biotite et muscovite de grosses tailles, parfois à staurolite / sillimanite. Ce stade a été précédé, lors de la phase D1, dans l'unité de Mézières-sur-Issoire et localement dans la partie sud-est de celle de la Gartempe, par un début d'anatexie marqué par le développement de leucosome (à quartz, feldspaths potassiques et muscovite) dans S1. Cette S1 est replissée par des microplis P2, admettant S2 pour plan axial (fig. 5), dissymétriques anisopaques d'échelle centimétrique à décimétrique de direction N65° à N160° (fig. 6a). Le déversement systématique des plis P2 globalement vers le sud à sud-sud-est (fig. 5) suggère une déformation rotationnelle syn D2 résultant d'un couple de cisaillement vers cette direction. S1-2 porte parfois une linéation minérale L_{m1-2} (fig. 5) peu développée de direction moyenne N120° (fig. 6b) homoaxiale de la direction moyenne des plis P2 (fig. 5). Elle est matérialisée par un étirement modéré des quartz et par l'alignement de minéraux (biotite et muscovite généralement), aucun critère de cisaillement ne lui étant associé cette linéation est interprétée comme une direction d'étirement de la matière selon l'axe X de l'ellipsoïde de la déformation. Les minéraux alignés dans la linéation étant les mêmes que ceux constituant la foliation métamorphique S1-2, il semble donc naturel d'attribuer cet étirement à la phase D2. Mais, le parallélisme entre la linéation (correspondant à l'axe X de l'ellipsoïde de la déformation) et les axes de plis (matérialisant l'axe Y) suggèrent que ces structures ne sont pas contemporaines.

Les structures de phases 3 et 4 interférentes avec la S1-2

Des plis centimétriques à métriques P3, faiblement anisopaques et droits, replissent la foliation S1-2. De direction axiale moyenne N130° (fig. 6c), ces plis P3 sont associés à une schistosité S3 de

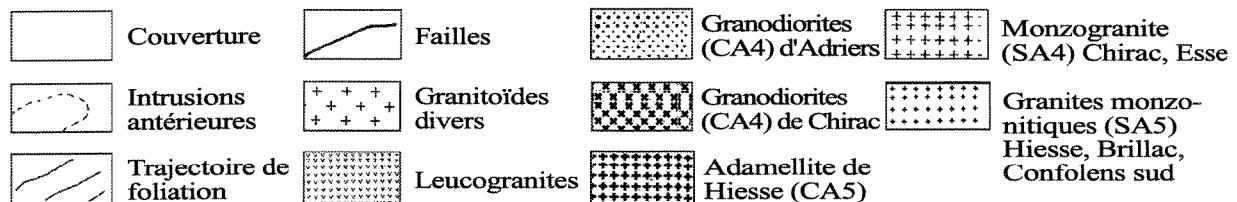
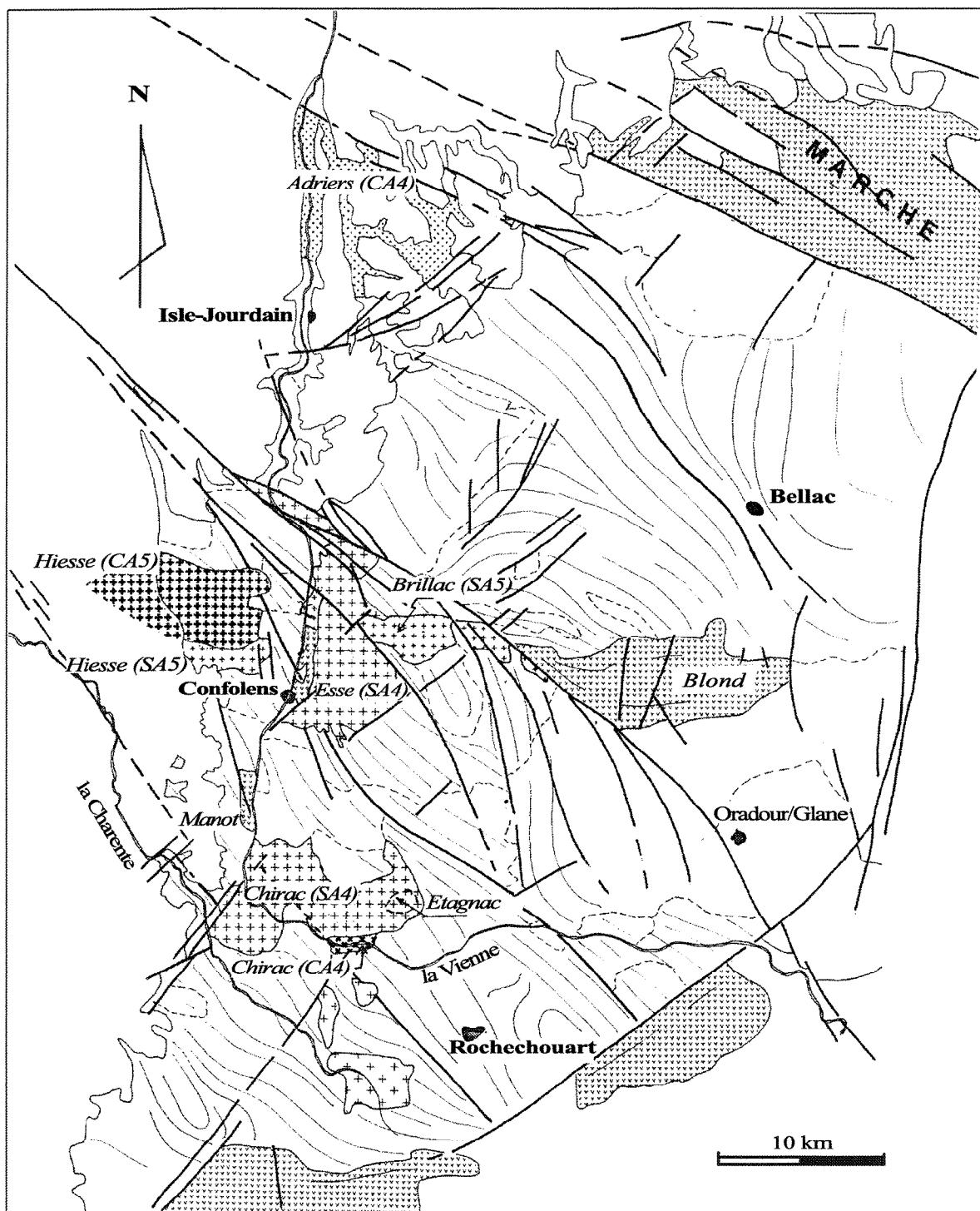


Fig. 4.- Carte des intrusions tardi- à post-tectoniques non orientées du Carbonifère supérieur.

Fig. 4.- Map of the late- to post-tectonic Late Carboniferous intrusions.

crénulation ou de fracture de plan axial, très locale, développée en conditions encore métamorphiques (présence de biotite et/ou de muscovite de petites tailles, recristallisées ou néoformées dans S3). A cette phase de plissement N130°, nous attribuons la formation des grands plis droits d'échelle cartographique qui déforment la foliation régionale (fig. 3 et 7).

La déformation D4 se produit en conditions plus froides marquées par des plis post-schisteux en chevrons ou des kinks de même direction que les plis P3 et que l'on différencie parfois difficilement. Ces plis sont droits, post-schisteux (S3 localement déformée), décimétriques.

Accidents entre unités

Les contacts entre les unités du Confolentais définies ci dessus (cf. introduction) ont été interprétés comme des chevauchements amenant les unités en superposition tectonique (Floc'h *et al.*, 1993 ; Chèvremont, 1992).

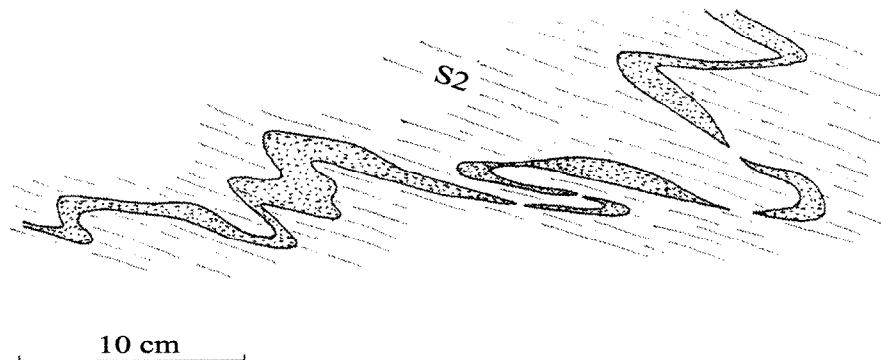
La faille de Mouterre-sur-Blourde

Elle est située entre les unités de la Gartempe et de Mézières-sur-Issoire (1, fig. 3). C'est une faille qui redresse la foliation régionale, subverticale, pentée vers le nord ou vers le sud. Elle jalonne le massif tonalitique de Saint-Barbant qu'elle orthogneissifie, la tonalite présente une foliation de direction N90° pentée fortement vers le nord ou le sud suivant les secteurs. Cette foliation moule des porphyroclastes de feldspaths potassiques, porte une linéation d'alignement de minéraux et des stries à pitch moyen vers le nord-ouest, localement elle est recoupée en dextre par des plans de cisaillement « C », peu exprimés. Ces structures et la dissymétrie des queues de cristallisation des porphyroclastes suggèrent un jeu dextre inverse pour cette faille.

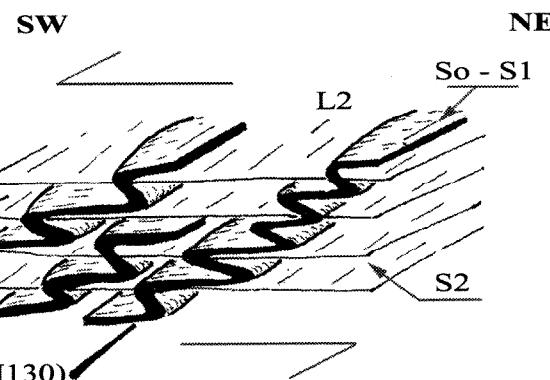
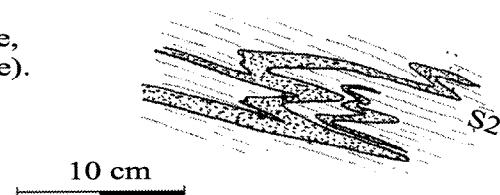
Le contact entre les unités de Mézières-sur-Issoire et de Rochechouart

Le contact sud de l'unité de Mézières-sur-Issoire interprété comme un chevauchement (cf. fig. 2) et cartographié avec un contour onduleux (fig. 2) par Chèvremont (1992) nous est apparu plus rectiligne que figuré sur

Exemple de plis P2 syn S2 replissant un litage S1 (quartz d'exsudation) relevé dans les gneiss de Rochechouart (proximité Saillat, rive droite de la Vienne).



Exemple de plis P2 syn S2 replissant un litage S1 (leucosome quartzo-feldspathique) relevé dans les gneiss de Mézières-sur-Issoire (proximité Ansac/Vienne, rive gauche de la Vienne).



Exemple synthétique de structures de phase D2 syn-cisaillement tangentiel

Fig. 5.- Exemples de plis P2 syn S2 relevés dans les gneiss de Rochechouart et de Mézières-sur-Issoire. - Et exemple synthétique de structures de phase P2 syn-cisaillement tangentiel.

Fig. 5.- Examples of syn-S2 P2 folds observed in the Rochechouart and Mézières-sur-Issoire gneisses, and synthetic example of synkinematic P2 phase shear structures.

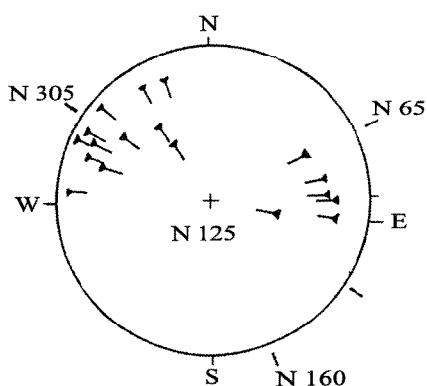
cette carte (fig. 2). Il correspond à la limite d'extension de la diorite quartzifère foliée de Saulgond (fig. 3). La foliation de cette diorite et des gneiss de Rochechouart qui la bordent sont verticales et concordantes. Les microstructures (torsion de S1-2 reprise par plans de cisaillement « C » verticaux portant des stries horizontales, plis d'entraînement à axes verticaux), montrent que ce contact correspond à un décrochement

dextre. L'interprétation de l'allochtonie des gneiss de Mézières-sur-Issoire sur ceux de Rochechouart ne peut donc pas être objectivement argumentée par les faits de terrain.

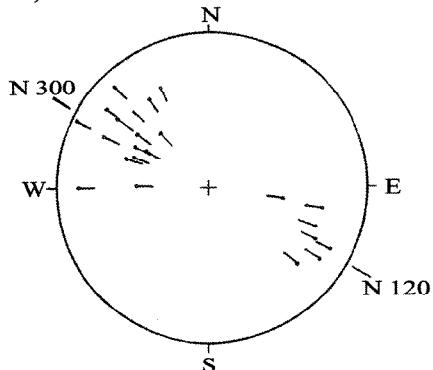
Faille de Saulgond-Négrat (4, fig. 3)

A convexité sud-ouest, cette faille courbe traverse le massif de Négrat, les gneiss de Mézières-sur-Issoire et le massif

a) plis P2 anisopaques synschisteux



b) linéation minérale L1-2



c) plis P3 post-schisteux

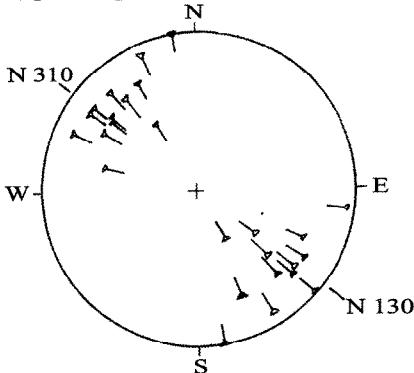


Fig. 6.- Stéréogrammes (canevas de Wulff, hémisphère inférieur) des données structurales des formations du Confolentais. (a) Axes de plis P2 synschisteux (syn-S2) relevés dans l'unité de Mézières-sur-Issoire. (b) Linéation minérale relevée dans les gneiss de Mézières-sur-Issoire et dans les micaschistes de la Gartempe. (c) Axes de plis post-schisteux (post-S2) et kinks P3 replissant la schistosité S1-2. En blanc, axes mesurés dans l'Unité de Rochechouart ; en noir, axes mesurés dans l'Unité de Mézières-sur-Issoire.

Fig. 6.- Wulff stereograms (lower hemisphere) for the structural data from the Confolens area. (a) P2 fold axes in the Mézières-sur-Issoire unit; (b) Mineral lineation in the Mézières-sur-Issoire gneisses and in the Gartempe mica schists. (c) Axes of post-S2 folds and P3 kinks refolding the S1-S2 schistosity. White: axes observed in the Rochechouart Unit; black: axes observed in the Mézières-sur-Issoire Unit.

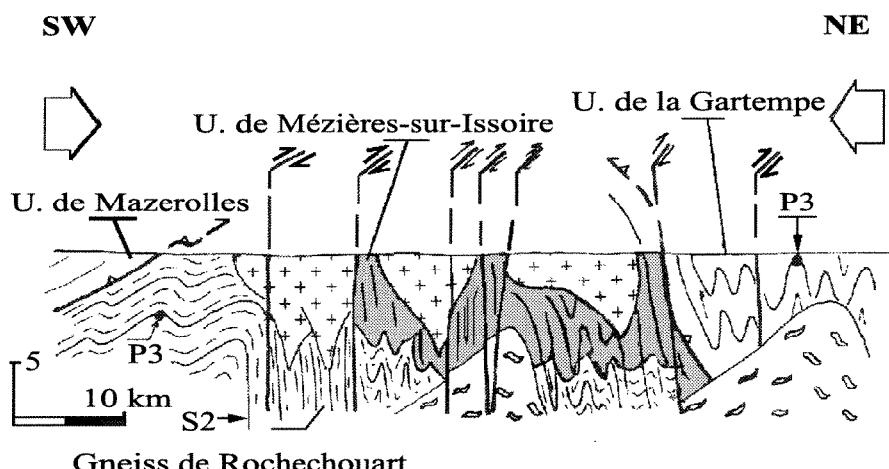


Fig. 7.- Coupe interprétative schématique du Confolentais à la suite de la phase D3 d'après les travaux de Bambier *et al.* (1983), Mourier *et al.* (1989), Chèvremont *et al.* (1992), Capdeville *et al.* (1983), Floc'h *et al.* (1993) modifiés à partir des données de la présente étude.

Fig. 7.- Schematic interpretative cross section of the Confolens area after the D3 phase, from Bambier *et al.* (1983), Mourier *et al.* (1989), Chèvremont *et al.* (1992), Capdeville *et al.* (1983), Floc'h *et al.* (1993) modified by the new data from the present study.

de Saulgond qu'elle décroche en dextre sur plus de 5 km. Le premier jeu, ductile, de cette faille se traduit par un couloir de foliation verticale dans les gneiss et par une réorientation de la foliation de la diorite quartzifère de Saulgond et de la monzonite de Négrat (fig. 8). Dans cette dernière, la réorientation de la foliation se traduit par une torsion cartographique d'échelle kilométrique et par un couloir de monzonite mylonitique affectée d'une schistosité de direction N140° à N110° (pentée 60° à 80° vers le nord) et portant une linéation minérale et des stries horizontales. Les structures de cisaillement « C » et « S » des mylonites de Négrat et des gneiss impliqués par la faille, des plis d'entraînement dans ces gneiss et la torsion de la foliation dans le massif de Négrat (fig. 8) attestent de la cinématique dextre de cette faille. Les rejeux se traduisent par une zone de brèches apparemment discontinue dans la partie axiale de ce couloir folié. Cette faille est antérieure à la mise en place des massifs de Confolens et d'Esse qui la recoupent.

Les cisaillements ductiles de la Gartempe (2, fig. 3)

D'après Floc'h *et al.* (1993), la série micaschisteuse de la Gartempe est traversée par plusieurs cisaillements dextres qui la découpent. Ces accidents sont jalonnés de couloirs mylonitiques verticaux

qui présentent parfois une forte texture plano-linéaire à linéation sub-horizontale et des structures « C » et « S » dextres. Ces couloirs de cisaillement sont déviés par le dôme migmatitique de Lanneau ou se raccordent aux mylonites périphériques qui le ceinturent, cette disposition s'explique par le fonctionnement de ces accidents pendant ou peu après le diapirisme. Ce qui, en tenant compte de l'âge vraisemblable dévonien supérieur de l'anatexie (Duthou *et al.* 1984 ; Floc'h *et al.* 1993), suggère un diapirisme et un jeu décrochant dextre fini Dévonien à Dinantien inférieur.

Faisceau de failles d'Availles-Limouzine-Oradour-sur-Glane (3, fig. 3)

Il s'agit d'un faisceau de failles de direction NW-SE dont la plus importante est celle d'Oradour-sur-Glane. Celle-ci est jalonnée d'une puissante zone de cataclasites qui affectent le socle et le massif d'Availles-Limouzine mais pas les granites tardifs de Confolens, d'Esse, de Brillac et des Monts de Blond (fig. 4). Ces failles réorientent la foliation régionale, verticalisée, qui porte des stries mécaniques horizontales dextres. Par ailleurs, la mise en place d'importants filons de quartz, non déformés, dans les branches de direction proche de N150° à N170°, atteste également de la cinématique dextre de ce faisceau d'accidents.

La faille d'Exideuil-Rochechouart (5, fig. 3)

Prolongeant la structure d'Alloue-Ambernac située plus à l'ouest, cette faille affecte les diorites d'Exideuil et les gneiss de l'unité de Rochechouart. Dans ces derniers, elle se matérialise par un couloir de 3 km de large résultant du redressement à la verticale et de la réorientation en N110° à N120° de la foliation régionale S2. De plus, elle est jalonnée, tout le long de son parcours dans les diorites et les gneiss, par une puissante zone de cataclasites de plus de 500 m de large. Au nord-ouest, elle bute contre le granite de Chirac très légèrement fracturé par les rejeux tardifs de cette faille. Cette intrusion, ainsi que celle de Manot située plus à l'ouest, masque le raccord avec la structure d'Alloue-Ambernac (6, fig. 3). Vers l'est, la faille recoupe la faille ductile normale de Nantiat sans qu'aucun décalage cartographique ne soit visible et semble s'amortir dans le Limousin au sud de Limoges.

Structures des intrusions

L'étude des structures internes des massifs (fabrique magmatique, déformations subsolidus) a conduit à distinguer des intrusions foliées dont la foliation est concordante avec la foliation régionale S2 (fig. 3) et les intrusions isotropes sécantes sur cette foliation (fig. 4).

Intrusions foliées

Les diorites quartzifères et tonalites (massifs de Saulgond, Saint-Barbant, Saint-Quentin, Lacouture, Exideuil), les monzodiorites quartzifères (Oradour-Fanaïs), les monzonites quartzifères (Négrat) et monzogranites (Bourdeau, *pro parte* de Port-de-Salles) (fig. 3) présentent une foliation fruste, irrégulière et discontinue de direction N90° à 140°, en moyenne d'extension N110°, généralement très raide et en accordance avec la foliation régionale S2 des métamorphites. Les feldspaths potassiques, amphiboles, micas sont alignés, ils sont parfois tordus et brisés mais ce n'est pas le cas général ; le quartz est quelquefois étiré.

Aucune linéation minérale post-solidaire n'a été distinguée sauf :

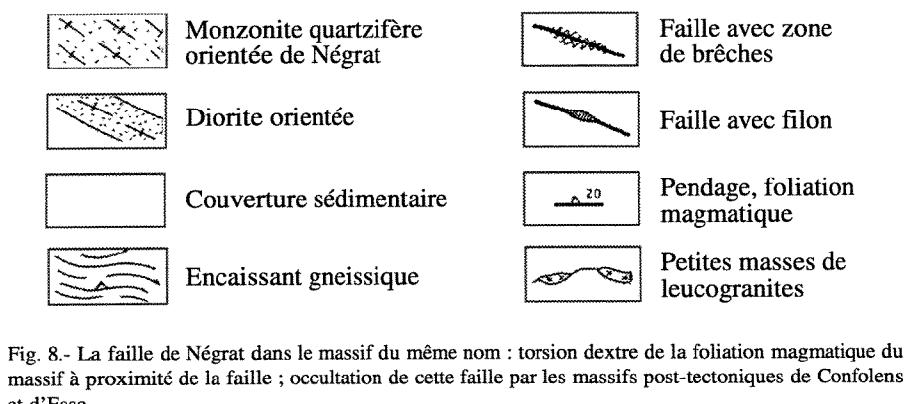
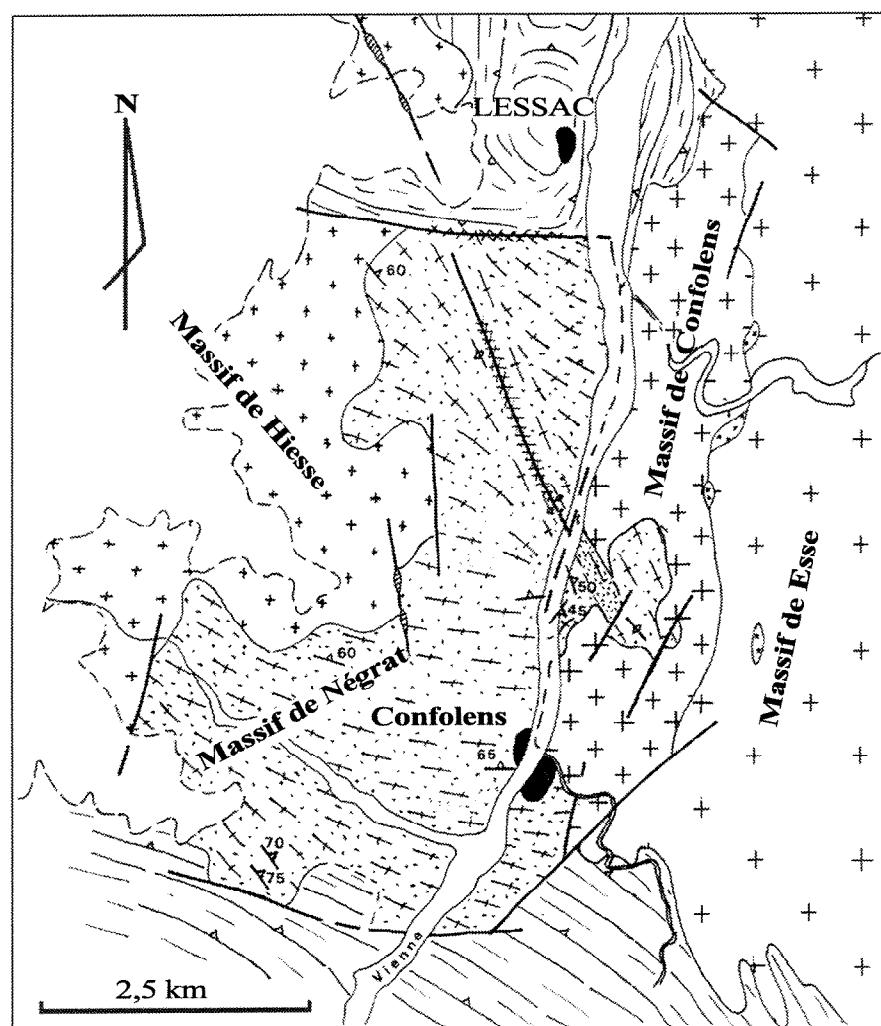


Fig. 8.- La faille de Négrat dans le massif du même nom : torsion dextre de la foliation magmatique du massif à proximité de la faille ; occultation de cette faille par les massifs post-tectoniques de Confolens et d'Esse.

Fig. 8.- The Négrat fault in the Négrat intrusion. The magmatic foliation presents a dextral curvature towards the fault. The post-tectonic Confolens and Esse plutons crosscut the Négrat fault.

- en bordure nord du massif de Saint-Barbant et sur une largeur kilométrique où l'on observe une linéation verticale, sans critère de cisaillement bien net, matérialisée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens, reprise le long de la faille de Mouterre-sur-Blourde par l'orthogneissification de la tonalite ;

- et, dans la monzonite quartzifère de Négrat une linéation horizontale (en relation avec le cisaillement transcurrent de la faille qui le traverse). La faible déformation des minéraux (tous magmatiques) indique que la fabrique planaire de ces intrusions a été acquise, pour l'essentiel, à l'état magmatique suivie d'une faible

déformation post-solidus. L'absence de structure de cisaillement probante à l'œil nu et au microscope optique (à l'exception des linéations faiblement pentées observées dans les deux massifs précités), suggèrent que cette déformation correspond à une déformation coaxiale, consécutive à un raccourcissement Z en direction NNE-SSW. La co-structuration de toutes ces intrusions semble indiquer une mise place contrôlée par le même système de contraintes. Dans le massif de Saint-Barbant, la foliation magmatique est déformée par des plis à grands rayons de courbure de direction N130°, rapportés à un épisode tectonique tardif, modéré, nettement post-solidus.

Intrusions isotropes

Hormis les monzogranites de Port-de-Salles et de Bourdeau, les granitoïdes calco-alcalins (Adriers, Chirac, Hiesse), subalcalins (Brillac, Esse, Chirac) et peralumineux (Confolens, Manot) sont dépourvus de foliation bien marquée. Ils forment des intrusions sécantes sur la foliation régionale des métamorphites et des intrusions plus précoce (fig. 4).

Chronologie relative

Les imbrications spatiales des tonalites (calco-alcalines) de Saint-Barbant et des monzodiorites quartzifères (subalcalines) d'Oradour-Fanais, les contacts à l'état visqueux de ces dernières avec les monzogranites (subalcalins) de Port-de-Salles (enclaves arrondies, disposition des deux types de magmas selon des bandes, contacts lobés à « persillés ») ainsi que la présence de filons composites de monzogabbro-diorites et leucotonalites dans le monzogranite de Port-de-Salles, montrent que les différents magmas calco-alcalins et subalcalins se sont mis en place dans un intervalle de temps inférieur à celui requis pour leur refroidissement et leur consolidation ; ils sont ainsi pénécontemporains. La pénécontemporanéité de mise en place des monzogranites de Port-de-Salles et des monzodiorites quartzifères, jusqu'alors considérés, en l'absence de données géochronologiques, comme hétérochrones, met en évidence l'existence d'un magmatisme acide précoce dissocié du magmatisme granitoïde des massifs d'Hiesse, Esse et Brillac.

Cartographiquement, le massif de Confolens est intrusif dans les massifs d'Esse et d'Hiesse qui recoupent la foliation du massif de Négrat (fig. 8). Le massif de Chirac est sécant sur la foliation du massif de Manot et oblitère la faille d'Exideuil-Rochechouart (fig. 3 et 4). La chronologie relative entre ces deux massifs est également argumentée par l'absence d'apophyses du massif de Manot dans le massif de Chirac.

Magmatisme

Les caractéristiques pétrographiques des intrusions (Peiffer, 1985 a ; Dutreuil, 1978 ; Chèvremont, 1992 ; Floc'h *et al.*, 1993 ; données des auteurs) sont résumées dans le tableau 1. D'après la classification TAS (Le Maitre, 1989) des roches magmatiques, les compositions vont de gabbrodiorites, monzogabbrodiorites à celles des granites (fig. 9 ; tabl. 2). Elles tendent à s'organiser selon deux suites magmatiques subalcalines et alcalines ou transalcalines selon Middlemost (1991). Plus précisément, selon la typologie magmatique de Debon et Le Fort (1988) et les données sur minéraux de Pastier (1992) et Chèvremont (1992), on distingue trois ensembles magmatiques, calco-alcalin, subalcalin (ou calco-alcalin magnésio-potassique) et peralumineux (fig. 10).

Magmatisme calco-alcalin

Il est représenté par :

- *des diorites quartzifères et des tonalites* (CA2 et CA3, fig. 10 ; massifs de Saulgond et Saint-Barbant) à composition faiblement potassique, métalumineuse et à caractère mésocrate (tabl. 2). Les spectres multiélémentaires des diorites et tonalites (fig. 11) sont voisins et montrent un enrichissement en éléments lithophiles dans les tonalites avec une anomalie systématique en Nb, Ta et P. Ces spectres sont comparables, à teneur en SiO_2 équivalente, à ceux des roches basiques et intermédiaires des systèmes orogéniques andins. A ces deux principaux faciès sont associés, en faible développement volumétrique, des gabbro-diorites et des diorites présentant le plus souvent une tendance au cumulat ferro-magnésien (culminant dans les hornblendites) ou plagioclase (diorites

CA1 ; fig. 10) et appauvris en éléments lithophiles par rapport aux diorites quartzifères mais présentant des spectres de terres rares similaires à celles-ci (fig. 11 et 12). Les diorites CA1 correspondent aux faciès définis improprement comme tholéitiques par Peiffer (1985 a), car leurs signatures géochimiques (éléments traces, terres rares) ne les discriminent pas typologiquement des autres diorites. Gabbrodiorites, diorites, diorites quartzifères et tonalites constituent une association magmatique calco-alcaline définie comme banale.

Selon Shaw *et al.* (1993), les diorites quartzifères ($8,6 < \epsilon\text{Sr}_{360} < 22,4$; $-0,2 < \epsilon\text{Nd}_{360} < 1,8$; valeurs respectivement la plus faible et la plus élevée pour les diorites de Saulgond) résulteraient d'un processus d'assimilation cristallisation fractionnée (ACF) à partir d'un magma parental à signature isotopique mantellique, contaminé par des matériaux mété-ignés et métasédimentaires. Une contamination par des sédiments océaniques subductés serait très faible. Les enrichissements en éléments lithophiles (K, Th, TR légères) ainsi que les anomalies négatives en Nb et Ta montrées par les diagrammes multi-élémentaires (fig. 11), argumentent également pour une contribution crustale dans l'origine des diorites quartzifères et faciès associés (gabbrodiorites, tonalites). En vertu des corrélations linéaires inter-élémentaires entre diorites quartzifères et tonalites, l'extrapolation du modèle ACF à l'origine des tonalites est l'hypothèse de travail la plus probable. En effet, bien que les bilans de masse sur éléments majeurs (fractionnement d'un extrait constitué de 53 % de plagioclase, 36 % de hornblende, 5 % de biotite, 1,2 % de phénacite, 3,3 % de magnétite et 1,3 % de magnétite) et les modèles de fractionnement utilisant les éléments traces Sr (Kd = 1,8), Rb (Kd = 0,15) et Ba (exigeant Kd = 0,55) soient compatibles avec une origine des tonalites par un processus de cristallisation fractionnée à partir des diorites quartzifères, les variations des terres rares sont par contre plus difficilement ajustables à un tel modèle. Les variations de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ et $(\text{La}/\text{Sm})_N$ impliquent un comportement incompatible des terres rares légères et intermédiaires associé à un comportement compatible des terres lourdes lié au fractionnement de l'amphibole. Une origine

	Gabbrodiorites Monzo-gabbrodiorites	Diorites quartzifères	Tonalites	Diorites quartzifères leucocrates	Leucotonalites - leucogranodiorites	Hornblendites
Massifs	St Barbant, St Quentin, Saulgond, Exideuil	Saulgond, St Quentin, Mazières, Lacouture, Exideuil	St Barbant	St Barbant, Isle Jourdain	St Barbant, Isle Jourdain, Saulgond, Manot, Port-de-Salle	St Barbant, Port-de-Salle, Saulgond, Exideuil, St Quentin, Lacouture
Structure	grenue, grain moyen, équant à orienté (PFM), déformation plastique	grenue, grain moyen à gros, équant à orienté (PFM), déformation plastique	grenue, grain moyen à gros, orientée, déformation plastique	grenue, gros grain, équante	grenue, isogranulaire, moyen-gros, déformation plastique	grenue, gros grain, équant, cumulat
Quartz	rare, onduleux	polycristallin, onduleux, sous-grains	globules polycristallins, engrené à étiré, sous-grain	mono- à polycristallin, taille variable, onduleux	globuleux, onduleux + rares, sous-grains, microgranulaire dans fractures	rare
Plagioclase	An ³⁵ à An ⁵⁰ (An ⁶⁰) peut être déformé	zoné An ³⁰ à An ⁴⁰ (An ⁵⁰)	zoné An ²⁰ -An ³⁵ , myrmérites	zoné An ³⁰ à An ⁴⁰	An ³⁰⁻³⁵	An ³⁰ -An ⁴⁰
Feldspath potassique		rare, microcline	rare ou absent	rare ou absent	rare	rare, microcline
Amphibole	hornblende verte, reliques CPX, inclusions sph, mt, bt	hornblende verte, rares reliques CPX ou actinote à symplectites	hornblende verte → actinote, inclusions bt, sph, ap, mt, pl	hornblende verte, pas de symplectites, inclusions pl, mt		actinote-trémolite, inclusions bt, pl
Biotite	brun foncé, ± flexueuse, chloritisée, ≥ hornblende dans mgbd	souvent en amas et chloritisée	brun marron foncé, ± déformée	petit amas, ≥ hornblende, brun foncé, ± chloritisée	brune, effilochée, chloritisée	< hornblende, ± chloritisée
Accessoires	sph, mt, ap	sph rare, mt, ilm, ap, zr, py	mt, ap, sph, épidoite secondaire	sph rare, mt	magnétite	CPX (diopside-salite) ap, mt, sph
Enclaves - Corps	hornblendites, microgrenues sombres	hornblendite, gabbro-diorite	hornblendite, gabbro-diorite			

	Granodiorite - adamellite à biotite ± hornblende	Monzogranites à biotite ± hornblende	Granites monzonitiques à biotite	Leucogranites à biotite et cordiérite	Leucogranites à biotite et muscovite	Monzodiorites quartzifères	Monzonites quartzifères
Massifs	Adriers, Manot, Hiesse, Chirac, Bourdeau	Port-de-Salles, Manot	Brillac, Esse, Hiesse	Adriers	Manot, Confolens	Etagnac, Oradour-Fanaïs	Négrat, Oradour-Fanaïs
Structure	grenue, grain fin à gros, équant à orienté (BD)	grenue, grain moyen porphy. (PS), équant à orienté (PS), cumulats	grenue, grain moyen à gros, équante, (sub)porphyroïde microgrenue (Esse)	grenue, isogranulaire fin, équant	grain moyen ou gros équant	grenue, grain moyen à gros, orientation ± intense	grenue, grain fin à gros ± orienté
Quartz	polycristallin ± onduleux, déformation plastique (BD)	globules polycristallins engrenés à étirés (PS)	globules ± onduleux engrenés à étiré (Esse)	onduleux, sous-grains	globuleux, onduleux, peu engrené	mono-polycristallin, onduleux, engrené	polycristallin onduleux, engrené
Plagioclase	An ⁴¹ -An ²⁷ An ²⁰⁻²⁵ (Manot) An ¹⁵⁻²⁰ syneusis, myrmékites	An ²⁰⁻²⁵ , An ²⁵⁻³⁵ (PS), myrmékites réactionnelles fréquentes	An ³⁵ -An ¹⁶ , syneusis, An ³⁰⁻²⁰ (Hiesse), An ³⁸⁻¹⁵ complexe (Esse)	zoné An ¹⁷ -An ²⁸ , myrmékites	An ⁵⁻¹⁰	An ²⁰⁻³⁸ An ³⁶⁻⁴⁸ (OF)	An ²⁰⁻³⁷ myrmékites
Feldspath potassique	microcline	mégacrist. orthose (PS) et plages xénom., microcline quadrillé inclus. bt, pl, ap, zr	mégacrist. orthose 2-3 cm perthites, inclusions bi-plag., microcline quadrillé	xénomorphe inclus. bi, cord, plag.	microcline quadrillé, perthites veines	microcline quadrillé, xénomorphe, inclusions plagioclases	microcline quadrillé, xénomorphe
Amphibole	hornblende verte prismatique	hornblende verte, zonée (PS), incl. sph, mt, ap, pl, bt				hornblende verte < bt, patchy zoning, reliques CPX ?	hornblende verte ± en amas, noyaux reliques à symplectites (CPX ?)
Biotite	± chloritisée	± chloritisés	petites, brun marron, chloritisées ± Lx, Mu, ox, Fe	brun marron à brun jaune ± chloritisée + ox. Fe	petits cristaux rares altérés en chlorite et hématite	> hornblende, inclus. sphère peu chloritisée + Ep II. ± déformée	bt > hb brun marron foncé, peu chloritisée
Muscovite	mu secondaire		mu secondaire	mu automorphe, aciculaire dans cordiérite pinitisée	muscovite automorphe primaire		
Accessoires	sph, ap, zr, all (BD), mu secondaire, Ep secondaire	zr, ap, sph, all, mt, ilm, Ep II (feldsp, hb, bi)	zr, ap, mt Ep secondaire	zr, ilm, ap	zr, ap	sph ± abondant, ap, zr, all, mt, Ep II	sph, mt, ap, zr, Ep II, mu II
Enclaves	microgrenues sombres, gabbro-diorites, hornblendites	microgrenues sombres, monzodiorite + microdiorites, quartzif., hornblendites	microgrenues sombres			gabbro-diorite, hornblende	microgrenues sombres, diorites quartzifères
Filons		leucotonalite, microdiorite					

Tabl. 1.- Pétrographie sommaire des platonites du Confolentais Sources : Peiffer (1985), Chèvremont (1992) et présente étude. Abréviations : PS : Port de Salles ; OF : Oradour-Fanaïs ; BD : Bourdeau ; PFM : plan de fluidalité magmatique.

Table 1. - Summary of the petrographic features of the plutonic rocks from the Confolens area. Sources: Peiffer (1985), Chèvremont (1992) and present study. Abbreviations: PS: Port de Salles; OF: Oradour-Fanaïs; BD: Bourdeau; PFM: magmatic fabric plane.

par ACF est donc plus probable, mais reste cependant à argumenter à partir de données isotopiques actuellement non disponibles.

- des diorites quartzifères leucocrates et leucotonalites qui constituent une association plus leucocrate que la précédente (CAL2 et CAL3 in fig. 10). Elles sont

enrichies en Sr en liaison avec leur composition plus plagioclasique et plus fractionnée en éléments compatibles Cr, Cu, V et Zn que les diorites quartzifères et tonalites. Leur composition (1,6 % < K₂O < 2,6 % ; teneurs en Th ≈ 4ppm, atteignant 35 ppm dans certaines d'entre elles (Lto.128 ; ΣTR > 100 ppm, jusqu'à 250 ppm dans les plus thorifères ; rapport

(La/Yb)_N > 14 comparable, dans les diorites leucocrates, à celui des tonalites ; fig. 11 et 12) les apparaissent à des magmas calco-alcalins et non à des magmas tholéïtiques. Les discontinuités observées dans les variations inter-élémentaires entre les constituants de la suite CAL et ceux de la suite CA (fig. 10) indiquent que les différents faciès de ces suites

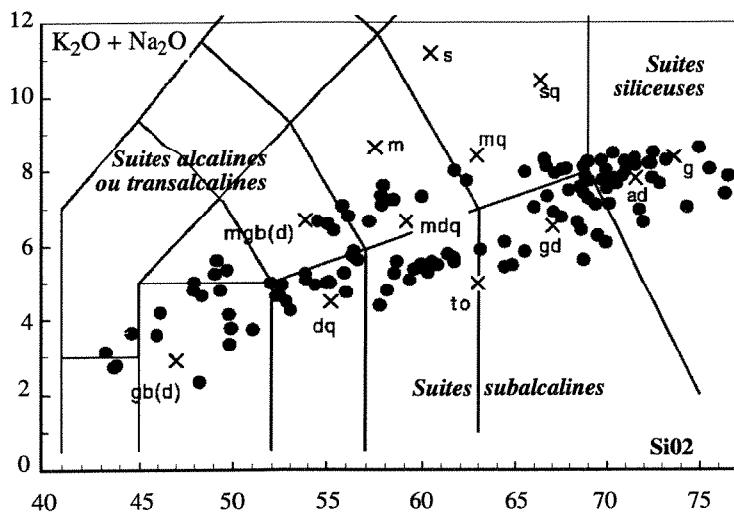


Fig. 9.- Composition des plutonites du Confolentais d'après les classifications TAS selon Le Maitre (1989) et Middlemost (1991). Croix obliques : compositions chimiques moyennes de référence selon Debon et Le Fort (1988). Abréviations : gb(d) : gabbro (diorites) ; dq : diorites quartzifères ; to : tonalites ; gd : granodiorites ; ad : adamellites ; g : granites ; mgb(d) : monzogabbro(diorites) ; m : monzonites ; mdq : monzodiorites quartzifères ; sq : syénites quartzifères ; s : syénites.

Fig. 9.- Composition of the Confolens area plutonic rocks plotted on the TAS diagram of Le Maitre (1989) and Middlemost (1991). Oblique crosses: reference plutonic compositions according to Debon and Le Fort (1988). Abbreviations: gb(d): gabbro (diorites); dq: quartz-diorites; to: tonalites; gd: granodiorites; ad: adamellites; g: granites; mgb(d): monzogabbro(diorites); m: monzonites; mdq: quartz-monzodiorites; sq: quartz-syenites; s: syenites.

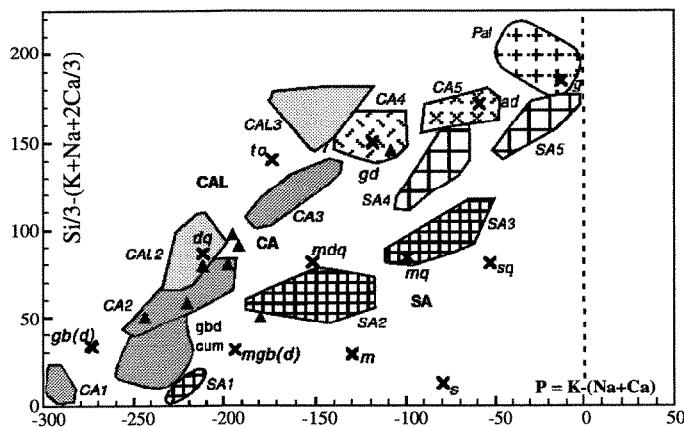


Fig. 10.- Typologie des plutonites du Confolentais d'après le diagramme de nomenclature des roches plutoniques selon Debon et Le Fort (1988). CAL1 à CAL3 : association calco-alcaline leucocrotique (intrusions mineures dans les massifs de Saulgond, Isle-Jourdain, Adriers) ; CA1 à CA3 : association calco-alcaline gabbro-diorite-tonalite (CA2 : massifs de Saulgond, Exideuil, Maizières, Saint-Quentin ; CA3 : Saint-Barbant, Isle-Jourdain, Abzac) ; gbd cum : cumulats gabbro-dioritiques calco-alkalins (massif de Saint-Barbant) ; CA4-CA5 : association calco-alcaline granitoidique (massifs de Manot, Hiesse, Adriers) ; SA1 à SA3 : association subalcaline monzonitique ; SA1 : petits corps dans le massif d'Oradour-Fanais ; SA2 : massif d'Oradour-Fanais ; SA3 : massif de Négrat ; SA4 à SA5 : association subalcaline granitoidique ; SA4 : massif de Port-de-Salles, Chirac, Esse ; SA5 : massifs d'Hiesse, Brillac, Confolens ; Pal : leucogranites peraluminous (massifs de Confolens, Manot). Autres abréviations : cf. fig. 11. Triangles noirs : analyses de Shaw et al. (1993).

Fig. 10.- Plutonic rocks of the Confolens area plotted on the Debon and Le Fort (1988) diagram. Oblique crosses: reference compositions according to these authors. CAL1 to CAL3: leucocrotic calc-alkaline association; CA1-CA3: gabbro-diorite-tonalite calc-alkaline association; gbd-cum: gabbro-diorite cumulates; CA4-CA5: granitoid calc-alkaline association; SA1-SA3: monzonite subalkaline (transalkaline) association; SA4-SA5: granitoid subalkaline (transalkaline) association; Pal: peraluminous leucogranites. Black triangles: analyses of Shaw et al. (1993).

ne peuvent s'inscrire dans un processus de différenciation simple et unique. Leucodiorites quartzifères et leucotonalites peuvent résulter du fractionnement, à partir d'un magma parental quartz-dioritique, de cumulats de composition différente (rapports Plag/[Hb+Bi+mt+ilm] respectivement de 1,2 et 0,9). Cependant, les modèles de fractionnements d'éléments traces (Sr, Rb, Ba) et surtout des terres rares s'accordent difficilement avec cette hypothèse. La diversité des compositions leucodioritiques et leucotonalitiques, en particulier la variabilité des teneurs en Th et en terres rares observée dans certaines leucotonalites suggèrent l'implication de magmas contaminants très diversement enrichis en éléments traces et terres rares entraînant des variations inter-élémentaires non compatibles avec de simples processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma de type diorite quartzifère. Ces faciès leucocrates, difficilement cartographiables en raison de leur extension limitée, sont étroitement associés aux diorites quartzifères et aux tonalites mésocrates des massifs de Saulgond et de Saint-Barbant. Ils sont mieux représentés dans le complexe plutonique sous couverture de la Vienne où on montre qu'ils sont de mise en place pénécontemporaine de celle des tonalites (Cuney *et al.*, 1999).

- des granodiorites et adamellites (CA4 et CA5 in fig. 10), dont la nature calco-alkaline est montrée par la composition calco-sodique ($4,6\% < \text{CaO}+\text{Na}_2\text{O} < 6,7\%$), faiblement potassique ($\text{K}_2\text{O} < 4,2\%$), faiblement peraluminouse ($\text{Al}[\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca}] < 30$; tabl. 2) et par la composition des biotites (Pastier, 1992). Les teneurs en Th (<20 ppm, de l'ordre de grandeur du clarke des granites) et terres rares (STR < 190 ppm ; $14 < \text{La/Yb}_N < 20$) sont également compatibles avec une telle typologie, mais sont plus élevées que dans les tonalites et leucotonalites fig. 11 et 12 ; tabl. 2). Les corrélations interélémentaires entre granodiorites et adamellites d'une part et tonalites et diorites quartzifères d'autre part indiquent que granodiorites et adamellites constituent une association génétiquement distincte de l'association diorito-tonalitique. Les faciès calco-alkalins de type CA4 et CA5 constituent une partie des massifs de Manot, d'Adriers, de Chirac et de Hiesse (fig. 3 et 4 et infra).

N. éch.	Y8021	Z9878	Z9874	X3226	C 35	A 77	A 78	A 17	C 8	D 27	B 88	A 17c	X3225	B 51	C 44	A 64	B 91	C 15	C 3	B 90	A 9	C 5		
Pétro.	g-b-d	d	dq	to	to	ldq	lto	lto	gd	mg	ad	mgbd	mdq	mq	mg	mg	ad	mg	g	g	lg	lg		
Unité	Lacou.	Saulg.	Quent.	Barb.	Barb.	Barb.	Barb.	Barb.	Manot	Chirac	Brillac	Salle	Orad.	Negrat	Bourd	Salle	Chirac	Esse	Hiesse	Brillac	Conf.	Manot		
Facies	Calc	CA1	CA2	CA3	CA3	CAL2	CAL3	CAL3	CA4	CA5	CA5	SA1c	SA2	SA3	SA4	SA4	SA5	SA5	SA5	SA5	Pal1	Pal2		
SiO ₂	49,71	47,97	52,40	59,53	61,67	59,85	68,75	69,49	68,83	69,96	70,99	51,60	54,52	58,42	67,14	67,50	67,80	68,73	68,74	70,30	72,45	75,52		
Al ₂ O ₃	19,01	21,17	18,35	17,21	16,43	18,77	16,20	15,42	15,77	15,37	14,31	17,82	17,43	16,56	15,30	15,70	15,34	14,98	14,93	14,66	14,26	13,33		
Fe ₂ O ₃	10,00	9,83	9,51	6,46	6,37	5,60	2,75	2,77	2,53	2,27	2,25	8,28	8,14	6,62	3,41	2,93	3,05	3,06	2,80	2,38	2,03	0,45		
MnO	0,14	0,17	0,17	0,13	0,12	0,14	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,20	0,14	0,10	0,06	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06	0,09	0,00		
MgO	4,66	3,84	4,17	3,00	2,59	1,80	0,84	0,97	0,90	1,23	0,96	5,71	3,60	3,16	1,23	1,01	1,29	1,46	1,42	0,97	0,61	0,02		
CaO	8,16	9,64	7,68	5,89	5,05	6,22	3,74	3,43	2,29	2,17	1,78	6,63	6,34	4,21	2,39	2,63	1,64	2,60	1,83	1,35	0,61	0,42		
Na ₂ O	3,79	4,15	3,62	3,50	3,50	4,25	4,10	4,28	4,33	3,80	3,49	4,07	3,29	3,17	3,87	3,75	4,01	3,45	3,31	3,34	2,92	3,58		
K ₂ O	1,56	0,65	1,08	1,87	2,08	1,23	1,53	1,99	3,50	3,74	4,53	2,54	3,37	4,07	4,09	4,29	4,07	3,97	4,81	5,16	4,92	4,50		
TiO ₂	1,25	0,98	1,20	0,71	0,78	0,47	0,30	0,32	0,32	0,28	0,30	0,97	0,97	0,81	0,46	0,31	0,38	0,47	0,43	0,33	0,26	0,03		
P ₂ O ₅	0,34	0,44	0,34	0,19	0,21	0,25	0,14	0,16	0,17	0,16	0,16	0,39	0,36	0,42	0,23	0,16	0,16	0,22	0,16	0,21	0,02			
P.F.	1,07	1,10	1,21	1,05	0,91	1,15	1,15	0,80	0,94	1,47	0,88	1,48	1,41	1,94	1,33	1,10	1,77	0,81	0,94	1,19	1,40	0,90		
Total	99,69	99,94	99,73	99,54	99,71	99,56	99,63	99,69	100,34	99,69	99,57	99,48	99,51	99,44	99,72	99,69	99,72	99,44	99,72	99,90	99,76	98,77		
Ba	714	146	504	500	695	394	545	336	955	1015	555	664	1444	1785	1251	2270	1328	629	761	867	402	195		
Cr	52	12	45	23								21												
Hf					4,5	3,9	3,6	4,7	4,7			5,7	7,8	7,7	4,6	6,1	4,4	5,3	5,4	3,4	2,5			
Nb	5,0	5,0	5,0	5,0		8,0	5,0	7,0	11,0		20,0	15,0	5,0	16,0	9,0	13,0	11,0	20,0	21,0	15,0	8,0			
Ni	12,0	11,0	18,0	12,0		39,0	56,0	57,0	46,0		90,0	83,0	16,0	75,0	45,0	61,0	62,0	61,0	71,0	51,0	54,0			
Rb	43	11	29	45	61	35	33	60	154		247	94	160	137	142	90	210	167	257	274	340	170		
Sr	676	1021	463	378	305	687	564	517	467	483	332	609	698	751	633	574	615	272	383	394	114	119		
Ta						0,40	0,20	0,50	1,40			3,40	0,70		1,80	0,80	1,60	1,30	3,30	3,60	3,80	1,30		
Th	2,3	1,1	1,9	4,4	8,8	6,2	4,0	35,3	18,0		26,0	8,0	16,5	31,4	31,1	37,2	24,7	21,5	26,4	25,9	14,7	17,1		
U	0,9	0,4	1,0	1,7	2,5	1,2	1,5	5,6	11,7		7,1	3,8	6,7	5,5	7,3	4,9	10,2	6,5	9,3	17,2	18,4	6,1		
Y	23	27	30	20	22	19	5	6	16		21	29	30	32	18	15	18	13	23	22	11	6		
Zr	100	157	192	132	172	177	156	172	158		160	219	170	283	263	190	220	166	184	177	108	62		
ΣTR	110	131	123	91	139	158	78	250	181		199	183	259	320	235	213	212	198	210	205	117	28		
La/Yb(N)	5,87	5,13	3,92	4,82	9,13	10,90	23,90	68,30	20,50		13,30	8,18	12,95	17,50	21,02	25,01	19,99	26,70	14,95	13,50	16,26	3,85		

Tabl. 2.- Sélection de compositions chimiques de plutonites des différentes intrusions du Confolentais. Abréviations pétrographiques : cf. fig. 9 ; Quentin : Saint-Quentin ; Saulg : Saulgond ; Lacout : Lacouture ; Barbant : Saint-Barbant ; Oradour : Oradour-Fanaïs ; Bourd : Bourdeau ; Confol : Confolens ; Salles : Port-de-Salles. Analyses nouvelles (ICP-MS et IP-ES, C.R.P.G., Nancy-Vandoeuvre) sauf D27 (Dutreuil, 1978). CA1 à CA5, SA1 à SA5, Pal1, Pal2 : faciès chimiques selon la figure 10.

Table 2.- Selection of chemical compositions from the principal intrusions of the Confolens area. All data from new analyses (ICP-MS and ICP-ES, C.R.P.G., Nancy-Vandoeuvre) except D27 (Dutreuil 1978). CA1 - CA5, SA1 - SA5, Pal: chemical varieties from Fig.10. Other abbreviations: see Fig. 9.

Magmatisme subalcalin (transalcalin)

Il est représenté par :

- des monzodiorites quartzifères (massifs d'Oradour-Fanaïs et pro parte d'Availles ; SA2 in fig.5) et des monzonites quartzifères (massif de Négrat ; SA3 in fig. 10). On rattache également à ce type de magmatisme les petites intrusions et filons de monzogabbrodiortes (SA1). Les faciès subalcalins sont, à index de différenciation Fe+Mg+Ti équivalent, moins siliceux, plus potassiques (K₂O > 2 % ; abondance de biotite ; développement de feldspath potassique) et plus riches en éléments lithophiles Ba, Zr, Th, U et terres rares (138 < ΣTR < 183 ppm ; 8,2 < La/Yb_N < 17,5 ; tabl. 2 ; fig. 11 et 12) par rapport aux faciès diorito-tonalitiques. Dans les diagrammes multi-élémentaires, ils se caractérisent par des anomalies en Nb, Ta et P comparables à celles des diorites et tonalites. Ce magmatisme subalcalin monzonitique correspond au magmatisme « shoshonitique » décrit par Peiffer (1985 a).

- des monzogranites et des granites qui, pour des teneurs en Fe+Mg+Ti équivalentes à celles des granitoïdes calco-alcalins, se caractérisent par une composition plus potassique (SA4, SA5 in fig. 10) et plus riche en Ba, Rb, Th, U,

Zr et terres rares. Ces monzogranites et granites sont par contre appauvris en Th, U et terres rares ((La/Yb)_N équivalents) par rapport aux monzodiorites et monzonites quartzifères précédentes (fig. 11 et 12 ; tabl. 2). La composition magnésienne et faiblement alumineuse de leur biotite est comparable à celle communément rencontrée dans les granitoïdes subalcalins de la chaîne varisque (Pastier, 1992 ; Chèvremont, 1992). Ces granitoïdes constituent les massifs de Port-de-Salles, Esse et Brillac, et pro parte d'Hicss, Manot, Chirac et Confolens. Typologiquement, ils présentent les caractéristiques des granitoïdes des suites shoshonitiques (Peccerillo et Taylor, 1976) ou transalcalines (Middlemost, 1991).

La composition isotopique (Sr_i = 0,7064 ; ε_{Nd} = -3,8 ; Pin et Duthou, 1990) des granitoïdes calco-alcalins et subalcalins (massifs d'Esse, Hicss et Brillac) leur confère une origine essentiellement crustale par anatexie de séries composites constituées de matériaux métasédimentaires et méta-ignés basiques à intermédiaires mantello-dérivés. Une contribution de magmas mantello-dérivés serait cependant plus importante dans les granites de Chirac (ε_{Nd} = +0,6; Sr_i = 0,706 ; Pin et Duthou, 1990).

Magmatisme peralumineux

Il est représenté par de petites intrusions de leucogranites à deux micas peralumineux (Al-[K+Na+2Ca] > 35) formant une partie des massifs de Manot, de Confolens et de Brillac (Chèvremont, 1992). Les différentes intrusions se distinguent essentiellement par l'abondance de la biotite (15 < Fe+Mg+Ti < 55, soit 3 à 10 % de minéraux colorés) et par leurs signatures en éléments traces et par leur appauvrissement en terres rares par rapport aux autres granitoïdes (fig. 12 ; tabl. 2).

Signature géotectonique

Les diorites quartzifères et tonalites présentent des compositions en éléments majeurs et signatures géochimiques en éléments traces et terres rares comparables à celles des dioritoïdes calco-alcalins des systèmes subductifs récents (enrichissement en éléments traces lithophiles, fractionnement de Ni, Cr, Ti ; anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti ; Atherton et Sanderson, 1985 ; fig. 2 in Shaw *et al.*, 1993 ; fig. 11). Leurs signatures Ta-Yb et Zr-Nb, de même que celles des monzodiorites quartzifères, monzonites quartzifères et monzogranites (Port-de-Salles), sont analogues à celles, respectivement, de magmas d'arc volca-

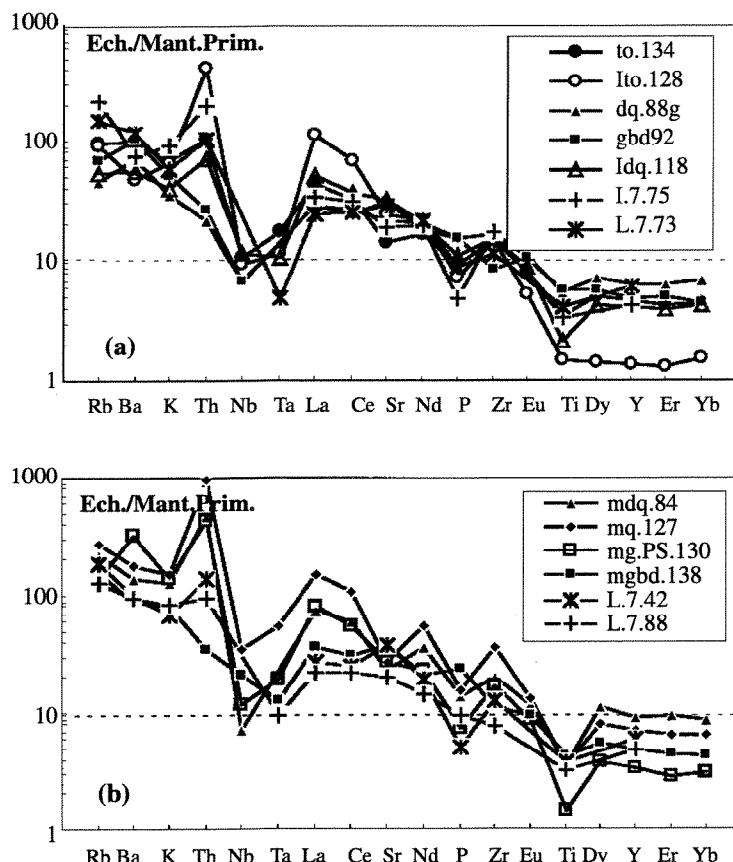


Fig. 11.- Diagrammes multiélémentaires (normalisation au manteau primitif selon Sun, McDonough (1989) d'une sélection de roches basiques - intermédiaires du Confolentais. gbd92 : cumulat gabbro-dioritique ; dq88 : diorite quartzifère CA2 : to.134 : tonalites CA3 : ldq.118 : diorite quartzifère leucocrate CAL2 ; lto.28 : leucotonalite CAL3 ; mgbd.138 : monzogabbrodiortite SA1 ; mdq.84 : monzodiorite quartzifère SA2 ; mq.127 : monzonite quartzifère SA3 ; mg.PS.130 : monzogranite SA4 ; I.7.75, L.7.73, L.7.42, L.7.78 : diorites quartzifères et tonalites de référence de la Cordillère des Andes (Atherton et Sanderson, 1985).

Fig. 11.- Spidergrammes (primitive mantle normalization, Sun and McDonough, 1989) of selected basic-intermediate plutonic rocks from the Confolens area: gbd92: gabbro-diorite cumulates; dq88: CA2 quartz-diorites; to.134: CA3 tonalites; ldq.118: CAL2 leucocratic quartz-diorites; lto.28: CAL3 leucotonalites; mgbd.138: SA1 monzogabbrodiortites; mdq.84: SA2 quartz-monzodiorites; mq.127: SA3 quartz-monzonites; mg.PS.130: SA4 monzogranites; I.7.75, L.7.73, L.7.42, L.7.78: quartz-diorite and tonalite reference compositions from the Andean Cordillera (Atherton and Sanderson, 1985).

nique (VAG) ou de magmas syn-subduction à post-collision (Pearce *et al.*, 1984 ; Thiéblemont et Tégyey, 1994 ; fig. 13). La signature Tb-Th-Ta selon Thiéblemont *et al.*, (1994) ne permet toutefois pas de discrimination entre les affinités pour les sites de zones de collision ou de marges de type andin. Les granitoïdes calco-alcalins et subalcalins, plus différenciés, présentent des signatures de magmas respectivement collisionnels à post-collisionnels. Selon la classification de Rogers et Greenberg (1990), les granitoïdes du Confolentais présentent des enrichissements en Zr et Y comparables à ceux des granites calco-alcalins tardiorogéniques liés à des zones de subduction de lithosphère océanique, tandis que

la classification K_2O vs. SiO_2 de ces auteurs les apparentent davantage aux granites post-orogéniques. Les leucogranites peralumineux se caractérisent par une signature de fusion crustale (syncollisionnelle).

Zonéographie

La répartition zonéographique des différents types de magmas fait l'objet des figures 3 et 4. Le magmatisme basique - intermédiaire est présent sur l'ensemble du Confolentais ; seules les tonalites semblent avoir une répartition préférentielle au nord de cette région. Reconnu jusqu'ici seulement dans le massif d'Oradour-Fanaïs (monzodiorites quartzifères ; Peiffer,

1985 a, b), le magmatisme subalcalin intermédiaire est également présent dans le centre (massifs d'Availles et de Négrat (monzonites quartzifères) et le sud (monzodiorite d'Etagnac à l'est du massif de Chirac) du Confolentais. Il s'en suit que la répartition de ce type de magmatisme ne présente pas, à l'échelle du Confolentais, de polarité magmatique par rapport au magmatisme calco-alcalin diorito-tonalitique. La co-structuration des monzodiorites quartzifères et des tonalites ainsi que l'existence de figures de mélanges magmatiques caractérisées par de fréquentes structures de contact « persillées » ou en « feuilles de chênes » (cf. ci-dessus paragraphe : chronologie relative) entre magmas de nature différente est par ailleurs incompatible avec l'existence d'une polarité magmatique.

De même, les granitoïdes calco-alcalins (granodiorites, adamellites) et subalcalins (granites) forment soit des intrusions de typologie homogène (Esse, Brillac) soit coexistent dans plusieurs massifs (Hiesse, Manot, Chirac) dans lesquels ils sont de mise en place pénécontemporaine. Leur distribution, du nord au sud du Confolentais, sur environ 40 km, ne définit également pas de polarité magmatique spécifique (fig. 4). Par ailleurs, les leucogranites peralumineux sont surtout développés dans la partie médiane du Confolentais sous forme de petites intrusions, stocks, dykes ou filons recoupant des granites calco-alcalins ou subalcalins. Ces intrusions très tardives indiquent l'existence en profondeur d'un magmatisme leucogranitique peralumineux plus important dont le massif des Monts de Blond (Barbier, 1967 ; Soufy et Gagny, 1987) représente une manifestation affleurante plus orientale. Aucune intrusion de composition similaire à celle des granites peralumineux à biotite et cordiérite de Vaulry-Cieux et Oradour-sur-Glane n'a été rencontrée dans le Confolentais.

Discussion

Cinématique de la déformation - relation avec les nappes

Le Confolentais a été structuré lors de trois phases de déformation majeures appartenant probablement au même continuum de déformation et à la même évolu-

tion métamorphique ; la quatrième phase post métamorphe est à peine exprimée.

La première est mal connue, elle est synchrone du paroxysme métamorphique accompagné de l'anatexie débutante qui affecte les gneiss de Mézières-sur-Issoire.

La phase D2 est responsable de la structuration majeure régionale en condition fortement métamorphique (staurotide/sillimanite). Elle correspond à une déformation non coaxiale vers le sud ou sud-sud-est, marquée par des plis déversés ou couchés dans cette direction replissant la schistosité apparue lors de D1. Cette phase présente des similitudes avec la phase D2 reconnue dans le Limousin (Floc'h, 1983). Dans ces deux régions, la schistosité S1 (de flux ou rubanement métatectique) est déformée par des microplis P2 N120° déversés vers le sud ou sud-sud-est, associés dans le Limousin à une crénulation de même direction (Guillot, 1981 ; Floc'h, 1983). La schistosité S2, plan axial de ces plis P2 est de flux dans le Confolentais, et de fracture ou de crénulation dans le Limousin (Guillot, 1981 ; Floc'h, 1983). A partir de l'orientation moyenne de la schistosité S1-2 et des axes de plis P2 du Confolentais nous pensons que la direction Z du raccourcissement régional devait être alors NNE-SSW. La direction d'allongement X correspondant à la linéation minérale Lm1-2 N120°, contemporaine de la paragénèse métamorphique syn D2, est parallèle aux axes des plis P2 qui matérialisent la direction Y de l'ellipsoïde de la déformation. Le parallélisme de ces deux structures est expliqué par une rotation des axes X et Y autour de Z durant la phase D2. Y sub horizontal et de direction N120° lors de la déformation non coaxiale (rotationnelle) vers le sud, passe en position subverticale (suite à un épaississement crustal ?) la direction d'extension X venant alors en position horizontale, et induit la linéation Lm1-2 (la déformation devenant coaxiale) ; avec un tel ellipsoïde de la déformation le début du jeu décroissant dextre des accidents régionaux est désormais possible.

L'attitude souvent très redressée de la S1-2 a été acquise ultérieurement, en climat rétromorphique, lors de la phase D3 responsable dans le Confolentais et dans le Limousin du plissement régional N130° et des grandes structures régionales. Elle

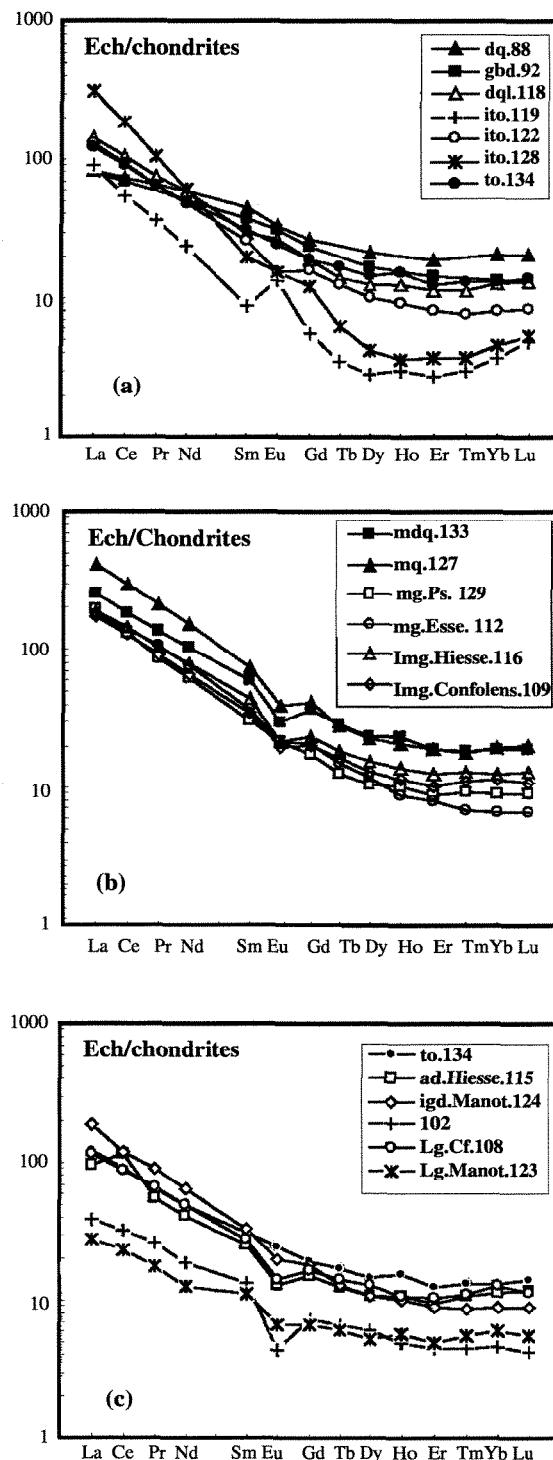


Fig. 12.- Spectres des terres rares (normalisées selon Evensen *et al.*, 1978) des plutonites du Confolentais. (a) lto.119 (Isle-Jourdain) et 122 (Manot) : leucotonalites CAL3 ; autres échantillons : cf. fig. 11 ; (b) faciès SA2 : mdq.133 (Oradour-Fanais) ; faciès SA3 : mq.127 (Négrat) ; faciès SA4 : mg.PS.19 (Port-de-Salles) et mg.Esse.112 ; faciès SA5 : lmg.Hiesse.116 et lmg.Confolens.109 ; (c) ad.Hiesse.115 ; adamellite CA4 ; lgd.Manot.124 et 102 (Brillac) : leucogranodiorites CA4 ; Lg.Cf.108 (Confolens) et Lg.Manot.123 : leucogranites peraluminieux.

Fig. 12.- REE fractionation patterns (normalization according to Evensen *et al.*, 1978) of the Confolens plutonic rocks. (a) lto.119 (Isle-Jourdain) and 122 (Manot): CAL3 leucotonalites; other samples: see Fig. 11; (b) mdq.133 (Oradour-Fanais): SA2 quartz-monzdiorite; mq.127 (Négrat): SA3 quartz-monzonite; mg.PS.19 (Port-de-Salles) and mg.Esse.112: SA4 monzogranites; lmg.Hiesse.116 and lmg.Confolens.109: SA5 leucomonzogranites; (c) ad.Hiesse.115: CA4 adamellite; lgd.Manot.124 and 102 (Brillac): CA4 leucogranodiorites; Lg.Cf.108 (Confolens) and Lg.Manot.123: peraluminous leucogranites.

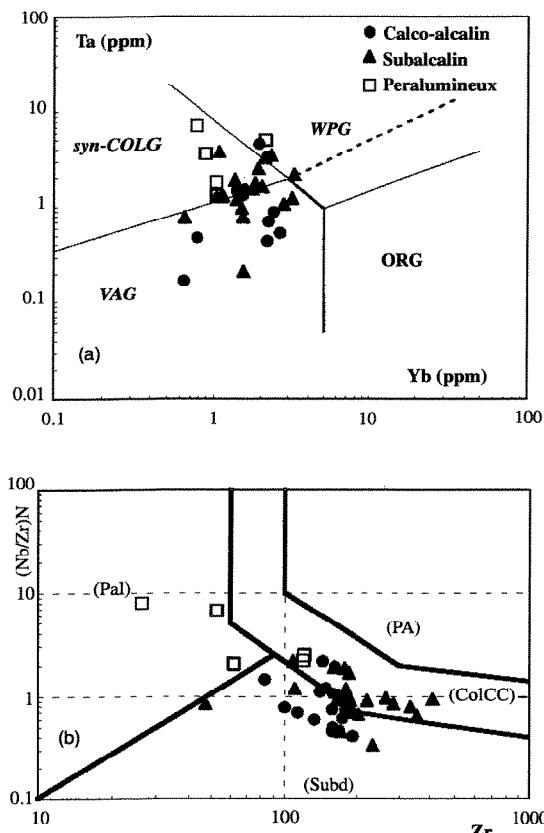


Fig. 13.- Affinités géotectoniques des dioritoïdes et granitoïdes du Confolentais d'après leurs signatures géochimiques Ta-Yb (a) selon Pearce *et al.* (1984) et Nb-Zr (b) selon Thiéblemont et Tégyey (1994).

Fig. 13.- Geotectonic affinity of the Confolens plutonic rocks according to these (a) Ta-Yb (Pearce *et al.*, 1984) and (b) Nb-Zr (Thiéblemont and Tégyey, 1994) geochemical characteristics.

correspond à un raccourcissement Z de direction moyenne NE-SW avec un axe Y NW-SE subhorizontal.

Le modèle structural admis pour le Confolentais (Ledru *et al.*, 1989 ; Santalier et Floc'h, 1989 et Floc'h, 1993) d'un empilement de nappe de charriage (cf. introduction de cette note) ne peut être discuté ici, car les éventuels chevauchements (non visibles) sont tronqués par des décrochements qui assurent seuls, actuellement, les limites des unités structurales. Si la structure générale du Confolentais résulte d'une mise en place de nappes la tectonique tangentielle qui en responsable doit se situer lors de D1 et/ou au début de D2. La fin de la phase D2 pouvant déjà s'accompagner du jeu de décrochements.

Aucune structure n'est actuellement rapportée à la tectonique en extension NW-SE post collisionnelle du Limousin (Faure, 1989), synchrone de l'ascension des leuко-granites namuro-westphaliens. A l'exception de la faille normale ductile de Nantiat

en bordure du Confolentais, mais hors du domaine étudié.

Relations magmatismes - déformations

L'accordance et la continuité des surfaces de foliation des intrusions foliées avec la schistosité S1-2 de l'encaissant montre que la déformation des magmas (foliation magmatique) est syn-D2. La présence d'une phase de déformation supplémentaire dans le socle que l'on ne retrouve pas dans les intrusions, réfute l'hypothèse d'une mise en place anté-collision des magmatismes calco-alcalin et subalcalin de mise en place dans un encaissant déjà structuré.

La différence de style de la déformation D2 entre les intrusions et leur encaissant (foliation sans structures rotationnelles ni micropli dans les intrusions / foliation S1-2 marqué par de nombreux critères rotationnels et des microplis P2 dissymétriques replissant S1 et déversés vers le

sud ou sud-sud-ouest dans l'encaissant) suggère une déformation des intrusions avec une cinématique différente de celle de l'encaissant plutôt qu'un comportement rhéologique différent lors de la phase D2. Cette différence peut s'expliquer par une mise en place tardive D2 des intrusions, le régime de déformation non coaxiale antérieur à leur intrusion ayant évolué en déformation coaxiale lors de leur mise en place. Les datations des intrusions tardives D2 permettent de proposer pour la fin de cette phase D2 un âge fini-Dévonien (cf. ci-après). Le plissement à grand rayon de courbure de la foliation magmatique du massif de Saint-Barbant étant rapportée soit au stade post-solidus tardive D2 soit à la phase D3.

Les intrusions non foliées sont sécantes sur la foliation régionale de l'encaissant et des intrusions précoce. Elles sont donc postérieures à la tectonique D2 du Confolentais et sont considérées comme post-collisionnelles.

Relations nappes - magmatisme

Cartographiquement, les intrusions appartenant à la ligne tonalitique débordent largement des limites sud de l'unité de Mézières-sur-Issoire rattachée à la nappe de l'USG et sont encaissées aussi dans les gneiss de Rochechouart (UIG). Dans l'éventualité où l'unité de Mézières-sur-Issoire appartient bien à l'USG et qu'elle est allochtone sur l'unité de Rochechouart (UIG), il faut admettre une injection des magmas postérieurement à la mise en place de la nappe, donc après la collision. Mais l'unité de Mézières-sur-Issoire est-elle réellement allochtone ? De toutes façons, l'extension des intrusions de la « ligne tonalitique » vers l'ouest montre qu'elles recoupent des unités tectoniques n'appartenant pas à l'USG : unité sud du Haut-Bocage vendéen (Cuney *et al.*, 1993), synclinorium du Choletais et socle cadomien des Mauges (Le Métour, 1989). Il n'est donc pas possible de considérer que la ligne tonalite soit transportée par la nappe de l'USG et que sa mise en place soit antérieure à la structuration majeure de l'édifice varisque. Nous n'excluons évidemment pas l'éventualité que l'édifice varisque résultant de la collision dévonienne soit tronqué à sa base et allochtone.

Relations intrusions - décrochements

La faille de Négrat (4 in fig. 3 et fig. 8) décroche les diorites quartzifères de Saulgond d'environ 5 km. Elle traverse le massif de Négrat dont la foliation est tordue en dextre sur une largeur de 1 à 2 km (fig. 8). Elle est recoupée par les granites non foliés de Confolens et de Esse. La torsion d'échelle kilométrique de la foliation du massif suggère que cette faille a fonctionné en dextre pendant ou peu après la mise en place du Massif de Négrat (cf. paragraphe : accidents entre les unités), encore fortement plastique, vers 349 ± 8 Ma (datation U/Pb sur zircon ; Bertrand *et al.*, 1998) et qu'elle avait cessé de jouer avant la mise en place des intrusions tardives de Confolens et d'Esse vers 315 Ma (datation Rb/Sr sur roche totale, Duthou *et al.*, 1984).

De même, les failles d'Availles-Limouzine et d'Exideuil-Rochechouart affectent des intrusions précoces (tonalites d'Availles-Limouzinc, diorites d'Exideuil) fortement bréchifiées et sont recoupées par les granites tardifs de Chirac (300 Ma) et d'Esse (315 Ma ; âges de fermeture des systèmes Rb/Sr ; Duthou *et al.*, 1984).

Ces données chronologiques montrent que la tectonique transcurrente a débuté vers la base du Dinantien en bordure du Massif central et qu'elle s'est achevée pour l'essentiel avant le Westphalien.

L'allongement des massifs de Esse, Confolens et même de Brillac suggère une mise en place dans des fentes ouvertes le long des failles majeures. Il n'apparaît pas de relations directes entre style structural des ouvertures et type de magmas mis en place.

Chronologie des intrusions

Les données structurales et géochimiques montrent qu'il existe deux cycles de mise en place d'intrusions calco-alcalines et subalcalines imbriquées :

Cycle d'intrusions syn- à tard-tectonique D2

Il est marqué par le magmatisme calco-alcalin diorito-tonalitique de la ligne tonalitique limousine, mais aussi déjà par un magmatisme subalcalin mon-

Système	Etage	Ma	Typologie magmatique		
			Peralumineux	Subalcalin (Ca-MgK)	Calco-Alcalin
PERMIEN		295			
CARBONIFERE	Stéphanien Westphalien	305	310 ± 5	Mont Blond	300
		315	315 ± 17 ?	St Mathieu	315 ± 10
	Silésien	325	324 ± 4	St Sylvestre	Brillac
	Namurien	345			325 ± 14 ? Piégut
Dinantien	Viséen	352	352 ± 17	Vaulry-Cieux	
		355	356 ± 10	Guéret	355 ± 2* St Jean Ligoure
	Tournaisien		356 ± 8	Aubusson	360* St Barbant
DEVONIEN			375 ± 6	Diatexites Oradour/Glane	
supérieur		375			373+6/11* Le Talud
		385			379 ± 19* St Paul-Eyjaud
	moyen	408			
	inférieur				

Tabl. 3.- Datations isotopiques Rb/Sr et U/Pb sur zircons (*) et typologie magmatique des principales intrusions du Confolentais et de quelques intrusions des domaines adjacents (Limousin, Vendée). Echelle des âges selon Gradstein et Odd (1996). Sources des données : Duthou *et al.* (1984) ; Holliger *et al.* (1986) ; Le Breton *et al.* (1986) ; Pin et Duthou (1990). Saint-Barbant : datation U/Pb sur sphène, Pin (1989). LTL : ligne tonalitique limousine.

Table 3.- Rb/Sr and U/Pb isotope dating on zircons (*) and magmatic nature of the principal intrusions from the Confolentais area and of selected intrusions from adjacent areas (Limousin, Vendée). Time scale after Gradstein and Odd (1996). Sources of data: Duthou *et al.* (1984), Holliger *et al.* (1986), Le Breton *et al.* (1986), Pin and Duthou (1990). Saint-Barbant: U/Pb dating on sphene, Pin (1989). LTL: Limousin tonalitic line.

zodioritique à monzogranitique. C'est ce cycle qui avait été interprété comme lié au développement d'un arc magmatique en contexte de subduction océanique (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Peiffer, 1985 b ; Shaw *et al.* ; 1993). Les datations U/Pb sur zircons obtenues par Bertrand *et al.* (1998) sur des diorites quartzifères de l'Isle Jourdain, les monzogranites de Port-de-Salles et sur leurs homologues sous le seuil du Poitou (site de la Vienne) indiquent des âges de mise en place des intrusions s'échelonnant entre 350 et 360 Ma (tabl. 3). Ces âges sont cohérents avec les datations U-Pb obtenues dans le Limousin sur des intrusions dioritiques et tonalitiques : 379 ± 17 Ma (diorites quartzifères de Saint-Paul-d'Eyjaux ; âge recalculé à 359 ± 6 Ma par Bertrand *et al.* (1998) avec Isoplot et à partir des données de base) ; 355 ± 2 Ma (diorites quartzifères de Saint-Jean-Ligoure ; datations U/Pb sur zircons de Bernard Griffiths *et al.*, 1985 ; âge recalculé avec Isoplot à 354 ± 17 Ma) (tabl. 3) ; 361-363 Ma (Saint-Ligoure, U/Pb sur sphène ; Shaw *et al.*, 1993) ; 360 Ma (Saint-Barbant U/Pb sur sphène; Pin, 1989). Le monzo-granite de Port-de-Salles et la monzonite quartzifère de Négrat sont datés respectivement par U/Pb sur zircons à 354 ± 8 Ma et 349 ± 8 Ma, c'est-à-dire dans une gamme d'âges compatibles avec les observations de terrain. Compte tenu des marges d'erreurs, ces intrusions sont pénécontemporaines des granites peralumineux de Vaulry-Cieux (352 ± 17 Ma

par Rb/Sr sur roche totale) et du massif de Guéret (356 ± 10 Ma par Rb/Sr sur roche totale) (Duthou *et al.*, 1984) attribués à un magmatisme syncollisionnel (Friedrich *et al.*, 1988 à post-collisionnel (Lagarde *et al.*, 1992).

La gamme d'âges relativement restreinte obtenue pour ces magmatismes, indique une relation avec un événement tectonique majeur à l'échelle régionale. Plus jeune que les datations 380-385 Ma généralement attribuées au stade collisionnel (Vidal, 1980 ; Matte, 1991 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Costa, 1991), elle confère au magmatisme du Confolentais un caractère tard- à post-collisionnel (tabl. 3), que nous situons vers la fin de la phase tectonique D2. D'autre part, la pénécontemporanéité de mise en place de trois types de magmatismes (attestée par les figures de mélanges magmatiques et la gamme d'âges restreinte) dans le même segment orogénique s'accorde difficilement avec une évolution tectono-magmatique en contexte de subduction océanique. La référence à ce modèle impliquerait également, ainsi que le proposait déjà Peiffer (1986), que le stade collisionnel n'ait été atteint que vers 355 Ma seulement.

Cycle d'intrusions post-collisionnelles

Il est également caractérisé par des magmas calco-alcalins, subalcalins et peralumineux, mais de nature essentielle-

ment granitoïdique (fig. 4). Les datations absolues sur les granitoïdes isotropes considérés comme post-tectoniques D2 indiquent des mises en place s'échelonnant de 315 ± 10 Ma (massifs de Hiesse - Esse - Brillac ; datation Rb/Sr sur roche totale, Duthou 1984) à 300 Ma (massif de Chirac ; $Sr_i = 0,706$) et 301 ± 5 Ma (Monts de Blond: $Sr_i = 0,7115$) (Duthou *et al.*, 1984 ; Pin et Duthou, 1990). Elles confirment que ces granitoïdes (Esse, Hiesse, Brillac, Confolens, Chirac) sont nettement tardifs par rapport aux intrusions fortement orientées et par rapport à l'essentiel de la tectonique transcurrente.

Zonalité magmatique

Au cours des deux cycles magmatiques du Confolentais, la mise en place pénécontemporaine de deux voire trois types de magmas dans un même édifice plutonique et la zonéographie magmatique résultante, s'apparentent à celles observées dans la plupart des autres segments de la chaîne varisque française (Vosges, Morvan, Forez, Montagne-Bouronnaise, Auvergne, Massif armoricain septentrional) (Ploquin et Stussi, 1994 ; Stussi, 1989). Cette zonéographie s'écarte de celles proposées antérieurement par Autran et Lameyre (1980) et par Peiffer, (1985 a, b) et de celle caractérisant les environnements subductifs ou collisionnels récents (Pitcher, 1993 ; Debon *et al.*, 1986).

Signature géotectonique

La grande diversité des faciès pétrographiques de natures magmatiques distinctes, rencontrés à l'échelle d'un même corps plutonique et dans un segment orogénique restreint, ne trouve d'équivalent, dans l'orogène varisque français, que dans les complexes plutoniques généralement plus jeunes (270 à 310 Ma) des Pyrénées (Debon, 1980) et plus au sud-ouest, du massif du Tischka (segment marocain de l'orogène varisque circum-atlantique oriental ; Gasquet *et al.*, 1992 ; Gasquet et Stussi, 1996). Toutefois, comparativement à ce dernier massif dans lequel l'origine mantellique des gabbros a été montrée (Gasquet *et al.*, 1992), les gabbro-diorites sont, dans le Confolentais, peu abondants et présentent un caractère généralement cumulatif.

La référence à la nature magmatique des plutonites et à leurs signatures en éléments traces dans l'identification des sites géotectoniques des intrusions du Confolentais est ambivalente. La signature de plutonites d'arc volcanique (VAG) ou syn-subductives à collisionnelles des diorites, tonalites, monzodiorites quartzifères, monzonites quartzifères et granites monzonitiques pénécontemporains est, en outre, peu compatible avec les interprétations généralement avancées d'une collision continentale à 380-385 Ma. Le cycle tardif (300 - 320 Ma) se développerait, selon les données de Friedrich *et al.* (1988), en contexte de chevauchement pour les leucogranites peralumineux du Limousin central, selon Faure (1989) ; Faure et Pons (1991) et Lagarde *et al.* (1992) en contexte post-collisionnel de désépaississement.

La mise en place syn- à post-collisionnelle des diorites quartzifères et des tonalites associées n'est cependant pas incompatible avec leur origine par le processus d'ACF (assimilation-cristallisation fractionnée) proposé et discuté par Shaw *et al.* (1993). La rareté sinon l'absence de faciès gabbroïques (le plus souvent à caractère cumulatif) et la diversité des compositions diorito-tonalitiques observées peuvent trouver une origine dans une réactivation syn-post-collisionnelle de magmas mantello-dérivés plus ou moins contaminés et déjà impliqués dans la tectonique d'épaississement collisionnel selon un modèle analogue à celui suggéré par Harris *et al.* (1986). La contamination par des matériaux crustaux résulterait non pas de la traversée de la croûte par les magmas basiques juvéniles, mais d'interactions entre matériaux basiques et matériaux crustaux lors de la réactivation de la croûte continentale. L'origine des leucodiorites et leucotonalites associées aux diorites quartzifères et tonalites peut être attribuée à un processus similaire, la contamination par des magmas issus de l'anatexie crustale impliquant des protolithes de composition à enrichissements très variables en éléments traces lithophiles (Th, terres rares). A l'échelle régionale, l'implication de magmas mantello-dérivés enrichis pour la genèse des faciès monzonitiques les moins différenciés (monzodiorites fortement enrichis en éléments lithophiles par rapport aux diorites) ainsi que l'existence d'une gamme de compositions continue

entre diorites et monzodiorites, suggère de fortes hétérogénéités dans la composition des protolithes mantelliques ou mantello-dérivés.

La signature isotopique des granitoïdes calco-alkalins et subalcalins (monzogranite d'Esse : $Sr_i = 0,7064$; $\epsilon_{Nd} = -3,8$) traduit la contribution crustale dominante dans le magmatisme du cycle tardif, développé en relation avec une anomalie thermique consécutive à l'influence d'une délamination de la lithosphère (Pin et Duthou, 1990). Ce magmatisme résulterait de l'anatexie de séries composites constituées de matériaux métasédimentaires et méta-igneux basiques à intermédiaires (Sheppard, 1986 ; Tommasini *et al.*, 1995), une contribution mantellique plus notable n'apparaissant que pour le massif de Chirac ($\epsilon_{Nd} = +0,6$; Pin et Duthou, 1990). La mise en place pénécontemporaine dans un même corps plutonique de magmas calco-alkalins et subalcalins (Hiesse, Chirac) suggérerait une origine soit par réactivation lithosphérique étagée de protolithes de composition différente (Albarède *et al.*, 1980 ; Michard-Vitrac *et al.*, 1980), soit par des conditions P_{H_2O} , T distinctes dans différents niveaux de la lithosphère (Cocherie *et al.*, 1994).

Conclusion

Les nouvelles données structurales et géochimiques sur le Confolentais, suggèrent l'évolution géotectonique suivante :

- première structuration tectono-métamorphique en contexte de collision dans un niveau structural profond à la limite de la mésozone pour les unités de Mézières-sur-Issoire et de Rochechouart, dans l'épi-zone pour les unités de la Gartempe et de Mazerolles. Seule une foliation relique S1 conserve la trace de cet événement. Une diminution de la pression entraîne un début d'anatexie dans l'unité de Mézières-sur-Issoire et la fusion des gneiss de Lanneau ;

- la seconde phase se produit en régime rotationnel à vergence grossièrement sud, à l'origine d'une foliation subhorizontale S2 qui transpose la schistosité S1, et du déversement des plis P2. C'est vers la fin de cette phase que les intrusions basiques-intermédiaires calco-alkalines et subalcalines du premier cycle magmatique sont injectées dans ces terrains et

costructurées avec eux par une déformation évoluant en régime non rotationnel (aplatissement du bâti). Les datations disponibles sur ces magmas permettent de proposer un âge voisin de 360 à 350 Ma pour ce cycle et la fin de cette phase. Les premières intrusions peralumineuses (Oradour-sur-Glane et Vaulry-Cieux immédiatement à l'est du Confolentais) se mettent en place de manière synchrone ou peu après. Certains des décrochements qui disloquent la bordure occidentale du Massif central ont commencé à fonctionner dès le Carbonifère inférieur, avec la mise en place du premier cycle d'intrusions et surtout après ce cycle ;

- la région subit ensuite un serrage de direction NNE-SSW et est déformée par des plis P3 synschisteux de direction N130° qui verticalisent les terrains. Certains décrochements dextres apparaissent en condition encore ductile, et commencent à découper la région ;

- le bâti continue de remonter ; les décrochements jouent en régime fragile et guident en partie la mise en place, au Westphalien, d'un deuxième cycle magmatique calco-alcalin, subalcalin et peralumineux provenant de fusions basi-crustales et/ou intracrustales consécutives

à la fin de l'épaississement résultant de la collision.

Les données cartographiques et structurales montrent que le magmatisme diorito-tonalitique du Confolentais n'est pas limité à l'USG et que sa mise en place s'est effectuée vers la fin de la phase régionale D2 (360 - 350 Ma). Les cycles de magmatisme calco-alcalin et subalcalin mis en évidence : l'un dévonien supérieur - carbonifère inférieur, l'autre carbonifère supérieur sont structurellement et chronologiquement postérieurs à la période de la collision continentale que la plupart des interprétations géodynamiques régionales considèrent effective dans le Massif central dès 380-385 Ma (Vidal, 1980 ; Matte, 1991 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Pin, 1989 ; Costa, 1991).

La signature géotectonique des magmatismes calco-alcalin et subalcalin précoce et tardifs est ambiguë et peut correspondre tant à un magmatisme de type subduction qu'à un magmatisme provenant d'une fusion syn- à tardicollision d'une lame mantellique. La diversité des magmas générés au cours des deux cycles, leur imbrication étroite, surtout l'absence de polarité magmatique et l'existence, au Carbonifère supérieur, d'un magmatisme calco-alcalin et subal-

calin à signature géochimique analogue à celle des granitoïdes des domaines de convergence récents ne s'accordent pas avec les deux hypothèses subductives envisagées. A partir de ces données, nous rejetons les deux modèles de l'origine syn-subductive pour le magmatisme calco-alcalin et subalcalin du Confolentais ; anté-collision éovarisque pour l'un, lié à une zone de subduction dévonodinantienne vers le sud sous le Massif central pour l'autre.

Le caractère polymagmatique de chacun des cycles plutoniques (calco-alcalin, subalcalin, peralumineux), singularise le Confolentais par rapport à la plupart des autres régions internes de la chaîne varisque française marquées, selon la région, par la prédominance du magmatisme peralumineux ou d'un bimagmatisme subalcalin - peralumineux. Des analogies étroites entre le magmatisme du Confolentais et le polymagmatisme du Choletais (Le Métour, 1989), du Haut Bocage vendéen (Poncet, 1993) et du seuil du Poitou (Cuney *et al.*, 1999) sont cependant à souligner. Elles ouvrent de nouvelles perspectives de corrélation entre le Massif central et les domaines vendéo-sud-armoricains du Massif armoricain.

Références

- Albarède F., Dupuis C., Taylor (Jr) H. R. (1980) - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence for non cogenetic magmas associated in a 300 Ma. old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany, France). *J. Geol. Soc. London*, **137**, 641-647.
- Atherton M.P., Sanderson L.M. (1985) - The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal batholith. In: *Magmatism at plate edge*, Pitcher W.S., Atherton M.P., Cobbing E.J. and Beckinsale R.D. Eds, J. Wiley & Sons, New-York, 208-227.
- Autran A., Lameyre J. (1980) - Les granitoïdes de France. In : *Evolutions géologiques de la France*. Mém. BRGM, n° 107, 51-97.
- Bambier A., Capdeville J.P., Cariou E., Floc'h J.P., Gabilly J., Hantzpergue P. (1983) - Notice explicative de la feuille La Rochefoucauld à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 30 p.
- Barbier J. (1967) - Etude pétrologique et géochimique du granite à deux micas de Blond (Limousin, France). *Sci. de la Terre, Nancy*, **12**, 3, 183-206.
- Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grunenfelder M., Piboule M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **1**, 4, 523-529.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delaperriere E. (1998) - Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et des forages de Charroux-Civray. RST Rennes, Résumé. Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Capdeville J.P., Floc'h J.P., Lougnon J., Recoing M. (1983) - Notice explicative de la feuille Confolens à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 32 p.
- Chèvremont P. (1992) - Notice explicative de la feuille Oradour-sur-Glane à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 99 p.
- Cocherie A., Rossi P., Fouillac A.M., Vidal P. (1994) - Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica, France, studied by trace-element and Nd-Sr-O-isotope systematics. *Chem. Geol.*, **115**, 173-211.
- Colchen M., Rolin P. (1998) - Le socle hercynien du seuil du Poitou, corrélations Vendée - Massif central. RST Rennes, Rés., 94, Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Costa S. (1991) - East-west diachronism of the collisional stage in the French Massif Central: implications for the European Variscan orogen. *Geodinamica Acta*, **5**, 1-2, 51-68.

- Cuney M., Brouand M., Dautel D., Stussi J.M., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncouteau : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne Tonalitique Limousine » en Vendée. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **316**, 1383-1390.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M. (1998) - Pétrologie du complexe plutonique de Charroux-Civray (Vienne). *RST Rennes, Rés.*, 97, Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M., Gagny C. (1999) - Le massif de Charroux-Civray (Vienne) : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne. *C.R. Actes Journées Scientifiques ANDRA, Poitiers, 1997, sous presse*.
- Debon F. (1980) - Genesis of the three concentrically-zoned granitoid plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geol. Rundschau*, **69**, 1, 107-130.
- Debon F., Le Fort P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéralogie*, **111**, 493-510.
- Debon F., Le Fort P., Sheppard S. M. F., Sonet J. (1986) - The four plutonic belts of the Transhimalaya - Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrol.*, **27**, 1, 219-250.
- Didier J., Lameyre J. (1971) - Les roches granitiques du Massif Central. In: Plein Air Service éd. Symposium Jung, Clermont-Ferrand, 133-155.
- Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J., Viallette Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. *Phys. Earth Planet. Sci. Inter.*, **35**, 131-144.
- Dutreuil J.P. (1978) - Les granites de l'Ouest du Limousin : leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 537 p.
- Faure M. (1989) - L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C.R. Acad. Sci., Paris*, (2), **309**, 1839-1845.
- Faure M., Leloix C., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 695-705.
- Floc'h J.P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 444 p.
- Floc'h J.P., Joubert J.M., Constans J., Maurin G. (1993) - Notice explicative de la feuille Bellac à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 78 p.
- Friedrich M., Marignac C., Floc'h J.P. (1988) - Sur l'existence de trois chevauchements ductiles « himalayens » successifs à vergence NW en Limousin. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **306**, 663-669.
- Gasquet D., Leterrier J., Mrini Z., Vidal P. (1992) - Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco): trace element and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Letters*, **108**, 29-44.
- Gasquet D., Stussi J.M. (1996) - Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **167**, 4, 517-528.
- Gradstein F.M., Odd J. (1996) - A Phanerozoic time scale. *Episodes*, **19**, 3-5.
- Guillot P.L. (1981) - La série du Bas-Limousin: de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du Bassin Aquitain. Thèse Sciences, Univ. Orléans, 391 p. inédit.
- Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics, Coward M.P., Ries A.C. (eds), London: *Geol. Soc. spec. Pub.*, **19**, 67-81.
- Holliger Ph., Cuney M., Friedrich M., Turpin L. (1986) - Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peraluminieux de Saint-Sylvestre (nord-ouest du Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, 44, 1309-1314.
- Lagarde J. L., Capdevilla R., Fourcade S. (1992) - Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **163**, 5, 597-610.
- Le Breton N., Duthou J.L., Grolier J., Lacour A., Meyer G. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France). Pétrographie, composition, âge. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **303**, 17, 1557-1562.
- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge J.P., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **5**, 3, 605-618.
- Le Maitre G.W. (1989) - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- Le Métoir J. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille de Cholet. Editions BRGM, Orléans, 55 p.
- Matte P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- Michard-Vitrac A., Albareda F., Dupuy C., Taylor H.P. (1980) - The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladetta igneous complex, central Pyrénées (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 57-72.
- Middlemost E.A.K. (1991) - Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sci. Rev.*, **31**, 73-87.
- Mourier J.P., Floc'h J.P., Coubes L. (1989) - Notice explicative de la carte géologique, feuille L'Isle-Jourdain à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 73 p.
- Pastier P. (1992) - Typologie des granitoïdes de l'ouest du Massif central français. Thèse doctorat, Univ. Limoges, 232 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 4, 956-983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1978) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Peiffer M.T. (1985a) - La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 585 p.

- Peiffer M.T. (1985b) - Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les « diorites quartziques » qui la composent. *C.R. Acad. Sci.*, **300**, 8, 345-348.
- Peiffer M.T. (1986) - La signification de la Ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **303**, 4, 305-310.
- Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 476 p.
- Pin C., Duthou J.L. (1990) - Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chem. Geol.*, **83**, 281-296.
- Pin C., Paquette J.L. (1997) - A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**, 222-238.
- Pitcher W.S. (1993) - The nature and origin of granite. Blackie Academic. & Professional, Chapman & Hall, 321 p.
- Ploquin A., Stussi J.M. (1994) - Felsic plutonism and volcanism in the Massif Central. In: Pre-Mesozoic geology in France and related areas, Keppie J.D. (ed), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 363-378.
- Poncet D. (1993) - Le cisaillement sud-armorican dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse doctorat, Univ. Poitiers, 236 p.
- Rogers J.J.W., Greenberg J.K. (1990) - Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *J. Geology*, **98**, 291-309.
- Rolin P., Stussi J.M., Colchen M. (1996) - Plutonisme et évolution tectonique carbonifères en bordure occidentale du Massif Central français (Confolentais). R.S.T. Orléans 1996, Rés., 60, Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Santallier D., Floc'h J.P. (1989) - Tectonique et décrochements ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac (nord-ouest du Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **309**, 1419-1424.
- Shaw A., Downes H., Thirlwall M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin: elemental and isotopic evidence for the Devono-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chem. Geol.*, **107**, 1-18.
- Sheppard S.M.F. (1986) - Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and oceanic islands. In: *Rev. Mineralogy*, Stable isotopes in high temperature geological processes, **16**, 319-371.
- Soufy M., Gagny C. (1987) - Les ongonites de Blond : un faciès évolué de magma leucogranitique à albite topaze (Haut Limousin, Massif central français). *Terra Cognita*, 7, 2-3, 412.
- Stussi J.M. (1989) - Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, **84**, 1363-1381.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*, Saunders A.D. & Norry M.J. (Eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **42**, 313-345.
- Thiéblemont D., Tegyey M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différencierées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **319**, 87-94.
- Thiéblemont D., Chèvremont P., Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L. (1997) - La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, **7**, 3, 139-157.
- Tommasini S., Poli G., Halliday A.N. (1995) - The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith. *J. Petrol.*, **36**, 5, 1305-1332.
- Vidal P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif Armorican: apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, **21**, 161 p.

VOLCANISMES, SÉDIMENTATIONS ET TECTONIQUES CÉNOZOÏQUES PÉRIALPINS

par
P. Nehlig
Coordonateur

Document du BRGM n° 291

Les dernières années ont vu des avancées majeures dans la compréhension des relations spatiales, temporelles et de causalité entre le volcanisme, les grandes déformations lithosphériques associées et les pièges sédimentaires induits à l'avant de l'arc alpin. Ces avancées ont permis d'éclairer d'un jour nouveau notre connaissance du sol et du sous-sol du Massif central : synthèse du stratovolcan du Cantal, cartographie par tomographie sismique du sous-sol ou compréhension des processus globaux et de leur répercussion topographique, ne sont que quelques volets de ces progrès.

Ces travaux ont fait l'objet d'une réunion scientifique, co-organisée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et la Société Géologique de France, à Aurillac du 6 au 10 septembre 1999.

Cet ouvrage regroupe les résumés des contributions scientifiques présentées lors de ces journées ainsi que les guides de deux excursions, la première sur le stratovolcan du Cantal, l'un des plus grands volcans européens et caractérisé par de gigantesques avalanches de débris, et la seconde sur le rift du Massif central.

The last years have seen major scientific advances in our understanding of the spatial, temporal and causal relationships between the alkaline volcanism, associated major lithospheric deformations and resultant sedimentary traps at the front of the Alpine arc.

The major scientific advances on the topics were presented and discussed at a special meeting co-organized by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) and the Société Géologique de France (SGF) at Aurillac from 6 to 10 September 1999.

This volume contains (i) the abstracts of the papers presented during the meeting, and (ii) the field guides of the two associated excursions: the first to the Cantal volcano, one of Europe's largest stratovolcanoes that is characterized by gigantic debris avalanches, and the second to the Massif Central Rift.

Prix de vente : 520 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et 60 F pour l'Étranger.

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