

# Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'ouest du Massif central français \*

Michel CUNEY <sup>(1)</sup>  
Marc BROUAND <sup>(1)</sup>  
Jean-Marc STUSSI <sup>(2)</sup>

*Hercynian magmatism in Vendée.*

*Correlations with the Poitou basement and western French Massif Central*

Géologie de la France, n° 1-2, 2001, pp. 117-142, 9 fig., 3 tabl.

Mots-clés : Hercynien, Magmatisme, Diorites, Granites, Vendée, Poitou, Charroux-Civray, Confolentais, Massif armoricain, Massif central français.

Key words: Hercynian, Magmatism, Diorite, Granite, Vendée, Poitou, Charroux-Civray, Confolentais, Armorican Massif, French Massif Central.

## Résumé

L'évolution tectono-métamorphique hercynienne de la Vendée a été accompagnée par une importante activité magmatique entre le Dévonien moyen et le Carbonifère supérieur. Celle-ci caractérise le Haut Bocage, le Bas Bocage et la Vendée littorale et, de manière peu importante, le synclinorium de Chantonay. Les intrusions sont pétrologiquement très diversifiées : gabbro-diorites à diorites quartzifères et granodiorites calco-alcalines, monzodiorites quartzifères à monzogranites et leucomonzogranites calco-alcalins potassiques, granodiorites, granites à biotite et leucogranites à deux micas peralumineux.

Le plutonisme se développe en deux stades principaux ne présentant apparemment pas de solution de continuité :

(1) stade Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur (375-340 Ma) marqué par les intrusions basiques - intermédiaires (Moncoutant, Châtillonais) et par des intrusions de granodiorites peralumineuses (Moulins-Les Aubiers) associées à des anatexites ; entre 350 et 330 Ma, le magmatisme est essentiellement granitoï-

dique et de nature calco-alcaline, calco-alcaline-potassique et peralumineuse ;

(2) stade Carbonifère supérieur (330-295 Ma), marqué par la mise en place des leucogranites à deux micas peralumineux (Mortagne, Parthenay, Bressuire, La Roche-sur-Yon à sillimanite, Bournezeau) et plus rarement de granites à biotite calco-alcalins (Avrillé) ou peralumineux (Aizenay, Legé). La répartition spatiale des différentes intrusions ne permet pas de définir de polarité magmatique tant à l'intérieur des unités litho-structurales qu'entre celles-ci, hormis le Choletais septentrional à magmatisme calco-alcalin à shoshonitique.

Les manifestations magmatiques de la Vendée sont pétrologiquement et chronologiquement semblables à celles caractérisant les complexes plutoniques sous couverture mésozoïque de Charroux-Civray (Vienne) et du Confolentais (Ouest du Massif central français). Ces données mettent en évidence l'existence, de la Vendée, jusqu'au Confolentais et au-delà, vers le sud-est jusqu'au Sillon Houiller où elles se confondent avec les manifestations de la ligne tonalitique limousine, d'une ceinture magmatique de près de

400 km de long. Celle-ci constitue l'un des plus importants axes magmatiques de la chaîne varisque centre-ouest-européenne.

Deux hypothèses sont discutées pour l'interprétation géotectonique de la ceinture magmatique Vendée - Confolentais : (1) origine subductive en relation soit avec la fermeture d'un océan aquitain et subduction vers le nord, suivie d'une collision intercontinentale, soit avec la fermeture d'un océan rhéique et subduction vers le sud suivie d'une collision intercontinentale septentrionale ; (2) plus probablement, compte tenu des données structurales, géochimiques et isotopiques, origine intracontinentale en relation avec une tectonique de transpression en contexte de collision associée à une anatexie crustale et avec l'existence d'un manteau anormalement chaud.

## Abstract

The Hercynian tectono-metamorphic evolution of Vendée was accompanied by the development of major magmatic activity that is represented mainly in the 'Haut Bocage' and 'Bas Bocage' units and by minor intrusions in the 'Synclinorium de

\* Manuscrit déposé le 24 juillet 2000, accepté le 5 avril 2001.

(1) UMR-G2R, CREGU, Université Henri Poincaré Nancy I, BP 239, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex.

(2) 5, rue des Glières 54500 Vandoeuvre-lès-Nancy.

*Chantonay' and 'Vendée littorale' units. The intrusions are extremely diverse: (i) calc-alkaline gabbro diorite, quartz diorite, granodiorite and granite, (ii) high-K calc-alkaline to shoshonitic quartz monzodiorite, quartz monzonite, monzogranite and leucomonzogranite, and (iii) peraluminous biotite-bearing granodiorite and granite and two-mica leucogranite.*

*Two principal magmatic stages are defined: (i) the Late Devonian - Early Carboniferous stage (375-350 Ma) marked by basic to intermediate intrusions (Moncoutant, Châtillonnais) and by peraluminous granodiorite (Moulins-Les Aubiers) associated with anatexite, and (ii) the Late Carboniferous stage (330-295 Ma) marked by the emplacement of peraluminous two-mica leucogranite (Mortagne, Parthenay, Bressuire, La Roche-sur-Yon, Bournezeau) and some minor calc-alkaline (Avrillé) and peraluminous (Aizenay, Legé) granite. Between these two stages (350-330 Ma), the intrusions consist mainly of calc-alkaline, high-K calc-alkaline, and peraluminous granitic rocks. No magmatic polarity can be spatially defined either within a single unit or among the different units.*

*The ranges of composition and emplacement age of the Vendée intrusions are comparable to those observed in the plutonic complexes of the Charroux-Civray (Vienne) and Confolentais (western French Massif Central) areas and the Limousin Tonalitic Line. In these three complexes, intrusion emplacement was controlled by transpressive tectonism associated with a collisional framework. The observed features suggest the existence of a major magmatic belt extending some 400 km between Vendée and Confolentais and farther southeast, including post-thrust intrusions of the Limousin Tonalitic Line, until the Sillon Houiller - a major north-south sinistral fault. This constitutes one of the largest magmatic belts of the Central-Western European Variscan mountain chain.*

*Two hypotheses are considered for the origin of the Vendée - Confolentais magmatic belt. Firstly, subduction-related magmatism associated with either the closure of a southern Aquitaine ocean and northward subduction followed by continental collision, or the closure of a northern Rheic ocean and southward subduction followed by northern continen-*

*tal collision. The second and more probable hypothesis, which is also suggested by structural, geochemical and isotopic data, consists in an intracontinental origin associated with transpressive tectonism related to a collisional framework and accompanied by crustal anatexis.*

## Introduction

Parallèlement aux travaux pétrologiques, cartographiques et structuraux entrepris sur la Vendée (Renard, 1974 ; Dhoste, 1980 ; Le Métour, 1989 ; Cuney *et al.*, 1992, 1993a, 1993b ; Bouton, 1990 ; Goujou, 1991 ; Poncet, 1993 ; Thiéblemont et Cabanis, 1986, 1994) et dont la synthèse est présentée par Colchen et Rolin (2001) et Rolin et Colchen (2001), a été entreprise une réactualisation des caractéristiques pétrologiques du plutonisme mis en place dans les différentes unités litho-structurales de cette région. Complétant les études géophysiques, structurales et pétrologiques effectuées, dans le cadre des travaux de reconnaissance d'un site granitique pour le stockage des déchets radioactifs, sur le complexe plutonique sous couverture mésozoïque du Poitou de Charroux-Civray (Vienne) (Rolin et Colchen, 1998 ; Colchen *et al.*, 1998 ; Gagny et Cuney, 1998 ; Virlogeux *et al.*, 1999 ; Cuney *et al.*, 1999, 2001) et dans l'ouest du Massif central français (Confolentais) (Dutreuil, 1978 ; Peiffer, 1985a, 1985b, 1986 ; Rolin et Colchen, 1998 ; Rolin *et al.*, 1999), les données ainsi acquises permettent de préciser les corrélations magmatiques entre ces trois régions appartenant, à l'ouest, au Massif armoricain, et, à l'est, au Massif central français. Cette note a pour objectif de présenter le plutonisme hercynien de la Vendée, d'en préciser les corrélations avec celui de la Vienne et du Confolentais et de tenter de replacer l'ensemble de cette activité magmatique dans le cadre de l'évolution géotectonique du segment Vendée - Ouest Massif central de la chaîne varisque occidentale. Elle complète, sur le plan du magmatisme, les travaux de Colchen et Rolin (2001, ce volume) et Rolin et Colchen (2001, ce volume). Les données relatives au massif de Mortagne sont celles fournies par Renard (1974) et Le Métour (1989).

## Contexte géologique

En terminaison sud-est des unités sud-armoricaines du Massif armoricain

(Cogné, 1977), les domaines vendéens sont constitués de plusieurs unités litho-structurales (Colchen et Rolin, 2001) injectées ou non par des intrusions de granitoïdes. Du sud-ouest au nord-est, les unités suivantes sont distinguées (fig. 1) :

- la *Vendée littorale*, comprenant la formation à blocs et olistolites (Silurien pro parte) de Brétignolles, au nord, et la série métamorphique des Sables d'Olonne à micaschistes et méta-arkoses (rapportée au Cambrien) et orthogneiss (rapportés au Protérozoïque supérieur) ; seule cette série métamorphique comprend quelques intrusions de granitoïdes (granite d'anatexite du Puits d'Enfer, leucogranites d'Olonne) ;

- le *Bas Bocage vendéen* formé de schistes et quartzites d'âge ordovicien à silurien et de métarhyolites (nappe des porphyroïdes) datées à  $405 \pm 5$  Ma par U/Pb sur zircons (Chalet, 1985 ; Peucat *et al.*, 1986). Il est marqué par la mise en place d'un complexe granitoïdique développant, dans les séries métagrés-pélitiques épizonales, un métamorphisme mésozonal atteignant l'anatexite (Stussi, 1976 ; Wyns *et al.*, 1989 ; Goujou, 1991) ;

- le *complexe des Essarts-Mervent*, à orthogneiss, amphibolites et rares éclogites, dans lequel on ne connaît pas d'intrusions hercyniennes ;

- l'*unité de Montaigu - Saint-Paul-en-Pareds* à formations bimodales leptyno-amphiboliques considérées comme les équivalents des formations leptyno-amphiboliques de l'Unité Supérieure des gneiss du Massif central. Comprendant la petite intrusion leucogranitique de l'Orthais, elle constituerait la partie basale du synclinorium de Chantonay ;

- le *synclinorium paléozoïque épimétamorphique de Chantonay*, à émissions basaltiques dévoniennes à affinités océaniques tholéitiques à calco-alcalines d'arrière-arc (Thiéblemont et Cabanis, 1986, 1994) ; il contient également quelques petites intrusions hercyniennes : stocks granodioritiques intrusifs dans les basaltes et intrusion orientée de granites à biotite de Bazoges-en-Pareds (Wyns *et al.*, 1988) ;

- le *Haut Bocage vendéen*, région s'étendant, au sud-est de Nantes, entre deux branches du cisaillement sud-armoricain (CSA) (fig. 1) : au nord-est, l'accident de Cholet qui sépare le Haut Bocage des domaines précambriens et

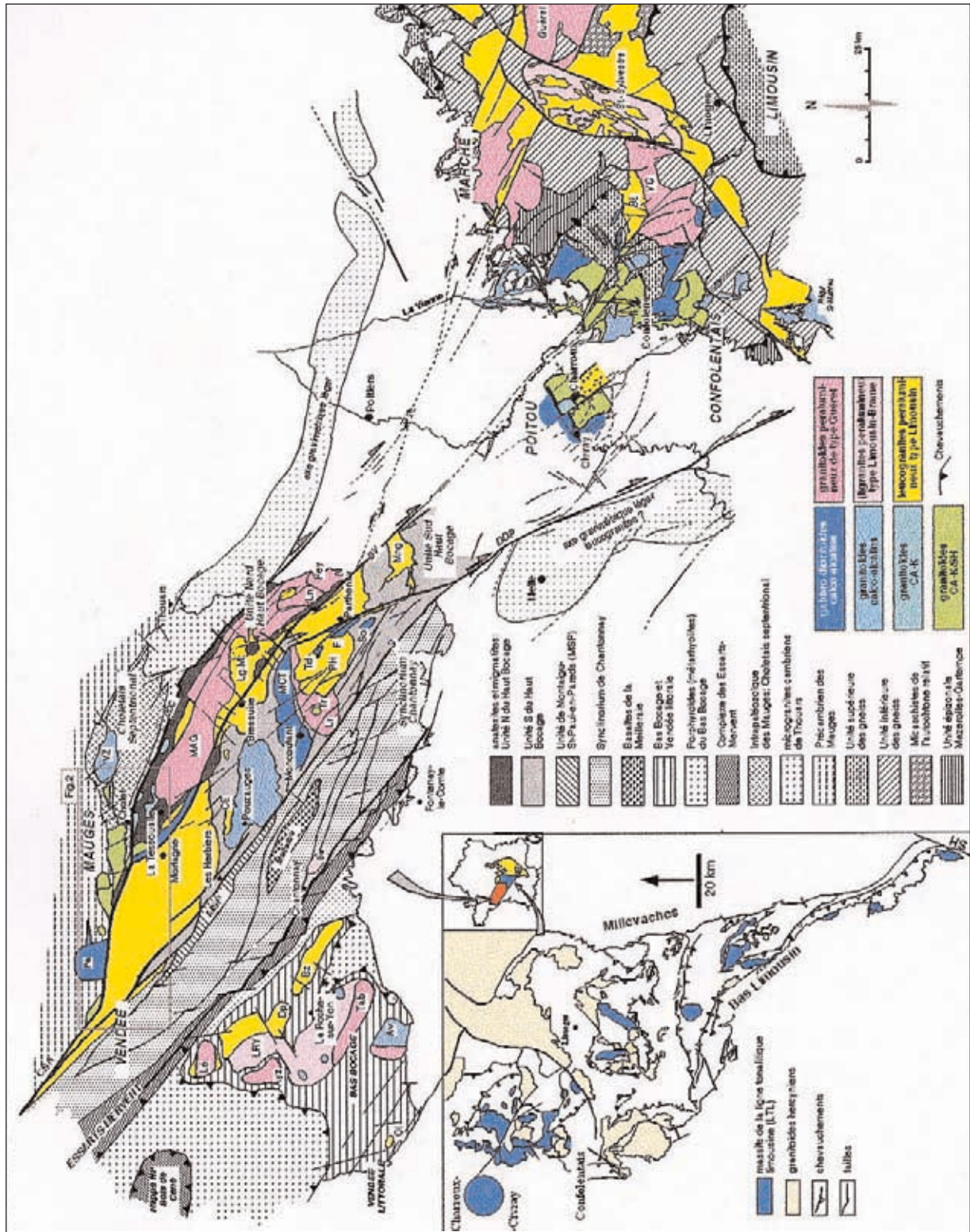


Fig 1.- Carte du magmatisme du segment occidental de la chaîne varisque française entre la Vendée et l'ouest du Massif central. Contours géologiques d'après la carte géologique de la France à 1/1 000 000 (BRGM, 1996), Rolin et Colchen (1998) et Cuney *et al.* (1999). Géologie du socle du seuil du Poitou selon Virlogeux *et al.* (1999) et Cuney *et al.* (1999).

Abbreviations: CSA: cisaillement sud-américain; DDC: décrochement dextre de Cholet; CV: décrochement d'Veillon; BV: faille de Bressuire; VS: faille de Secondigny; DDP: décrochement dextre de Parthenay; MAG: complexe plutonique de Moulins - Les Aubiers - Gourgé; Lg.M: leucogranites à deux micas du complexe MAG; Ln: Lagon; Pey: La Peyratt; CE: Châteaumur-Les Epesses; MCT: Moncontant; Td: Le Tallud; Pa: Le Pallet; Tr: Traye; Lr: Largesse; PH: Poigne-Hérissou; Mng: Ménigoute; MSP: unité de Montaigu-St-Paul-en-Pareds; So: Soutiers; VZ: Vézins; Lé: Legé; Ayz: Aizenay; LRY: La Roche-sur-Yon; Tab: Le Tablier; Av: Avrillé; Bz: Bournezeau; Dp: Dompierre; Ba: Bazoges-en-Pareds; Ol: Olonne; VC: Vaulry-Cieux; BL: Monts de Blond.

Fig. 1.- Sketch map of magmatic activity in the western part of the French Variscan belt from Vendée to western French Massif Central. Geological framework according to the 1:1,000,000-scale geological map of France (BRGM, 1996), Rolin and Colchen (1998) and Cuney *et al.* (1999). Geology of the Seuil du Poitou basement according to Virlogeux *et al.* (1999) and Cuney *et al.* (1999, 2000).

Abbreviations: CSA: South American shear zone; DDC: Cholet Fault (dextral); BV: Bressuire Fault; S: Secondigny Fault; CV: Veillon shear zone; DDP: Parthenay dextral shear zone; MAG: plutonic complex of Moulins-Les Aubiers-Gourgé; other abbreviations: see French legend.



infrapaléozoïques des Mauges (Wyns et Le Métour, 1983 ; Le Métour, 1989) ; au sud-ouest, l'accident de Secondigny, qui le sépare du synclinorium cambro-dévonien épizonal de Chantonay (Wyns *et al.*, 1988 ; Bouton, 1990 ; Poncet, 1993).

Le Haut Bocage vendéen est lui-même constitué de deux unités lithostratigraphiques séparées par la faille ductile puis fragile dextre de Bressuire-Vasles (Poncet, 1993) (fig. 1) :

- *au sud-ouest, l'unité sud du Haut Bocage* à dominante paradérivée. Ses terrains scellés par le métamorphisme de contact du granite de Pouzauges (daté à  $456 \pm 4$  Ma par U/Pb sur zircons ; Bertrand *et al.*, 2001), ont conduit Wyns et Le Métour (1989) et Wyns *et al.* (1988) à les attribuer au Précambrien et à considérer l'unité comme l'équivalent de la série des Mauges. Selon Bouton *et al.* (1992) et Colchen et Rolin (2001), elle est corrélée aux métamorphites paléozoïques basales du synclinorium de Chantonay. Dans cette unité, se mettent en place plusieurs intrusions hétérochrones et de compositions très diversifiées : intrusion de diorite quartzifère de Le Tallud, datée à  $373 \pm 6/-11$  Ma par U/Pb sur zircons (Cuney *et al.*, 1993a), de Moncoutant, de Fenery et Soutiers, intrusion de monzogranites de Largeasse, datée à  $340 \pm 4$  Ma par U/Pb sur zircons (Cuney *et al.*, 1993b) et de Traye, et intrusions de leucogranites à deux micas de Mortagne, Châteaumur-Les Epesses, Pougne-Hérissou, Bressuire, Parthenay et Ménigoute.

- *au nord-est, l'unité nord du Haut Bocage*, caractérisée par les gneiss migmatitiques et anatexites de La Tessoualle et par le complexe granitoïdique de Moulins-Les-Aubiers-Gourgé (Dhoste, 1980 ; Poncet, 1993). Les anatexites, qui réapparaissent localement en d'autres secteurs du Haut Bocage (Renard, 1974 ; Dhoste, 1980 ; Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 2000), ont été initialement rattachées à une dynamique cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983). Plus récemment, Poncet (1993) attribue l'origine de ces anatexites à une dynamique hercynienne contemporaine du magmatisme du complexe granitoïdique de Moulins - Les Aubiers - Gourgé (MAG). Ce complexe est constitué des massifs de Moulins - Les Aubiers *s.s.* (MA), de La Peyratte, de Lageon, ainsi que des diverses intrusions de leucogranites à deux micas situées au nord de la faille de Bressuire.

Dans la partie nord-ouest de l'unité nord, le Choletais méridional, les formations gneisso-migmatitiques sont recoupées par les intrusions granitoïdiques de Maulévrier-Verdon, Mazières-en-Mauges, Cholet et Saint-Christophe-du-Bois ainsi que par des intrusions de leucogranites à deux micas (Puy-Bonnet) et stocks de faible extension. Le massif de Saint-Christophe-du-Bois se prolonge, en vertu de leurs similitudes pétrologiques, par les massifs de Saint-André-de-la-Marche et de Roussay intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires cambriennes (métarhyolites datées à 520 Ma par U/Pb sur zircons ; Thiéblemont *et al.*, 2001) du Choletais septentrional qui constitue la partie sud de l'unité lithostratigraphique des Mauges (fig. 2). Il représente ainsi un trait d'union magmatique entre deux unités mises antérieurement en affrontement structural le long du décrochement dextre de Cholet. Par ailleurs, on ne dispose actuellement pas d'arguments chronostructuraux permettant de dissocier ces intrusions de celles de Trémentines et de Limière datées par Rb/Sr sur roches totales respectivement à  $347 \pm 14$  Ma et à  $329 \pm 5$  Ma (Le Métour, 1989) et de leurs homologues de Saint-Léger-sous-Cholet, Saint-André-de-la-Marche, Saint-Christophe-du-Bois, La Renaudière et Roussay. Il en est de même pour le massif de Vézins (pénécotemporain de Trémentines) et pour les massifs de la bordure nord du massif leucogranitique de Mortagne (massifs de Montfaucon, Château-Thébaud et Le Pallet). Ces données montrent donc tout l'intérêt de pouvoir associer le plutonisme du Choletais septentrional et du nord du massif de Mortagne, à celui de l'unité nord du Haut-Bocage. Enfin, comme le suggèrent la carte géologique (fig. 1), les données de cartographie aéromagnétique sur la Vendée et le seuil du Poitou, et la tomographie lithosphérique réalisée de part et d'autre du CSA au niveau de la Loire, la discontinuité structurale majeure actuelle se place le long d'une branche du CSA, c'est-à-dire de la faille de Secondigny qui sépare le Haut Bocage du synclinorium de Chantonay.

## Méthodologie

Les caractéristiques magmatiques du plutonisme vendéen ont été déterminées à partir des données analytiques fournies par les travaux antérieurs (Renard, 1974 ; Stussi, 1976 ; Wyns *et al.*, 1989) et par des

données nouvelles obtenues soit sur des échantillons disponibles (CEA 1968-1972 ; Renard, 1974 ; Dhoste, 1980) soit sur des prélèvements nouveaux (Poncet, 1993 ; Cuney *et al.*, 1992). Les analyses chimiques nouvelles (environ 100 ; éléments majeurs, éléments traces et terres rares) ont été effectuées, dans le cadre d'un accord contractuel avec l'ANDRA, au CRPG par quantométrie, ICP-ES et ICP-MS. La caractérisation chimique et la typologie magmatique des plutonites ont été déterminées selon les systématiques en usage. Lorsque les données étaient disponibles, la nature magmatique a été précisée par la composition chimique des biotites obtenue par analyse à la microsonde électronique (Services communs Université Henri Poincaré de Nancy I ; tension d'accélération : 15KV).

La chronologie relative des principales intrusions a été établie d'une part à partir de relations de contacts entre intrusions lorsqu'elles sont observables à l'affleurement, d'autre part à partir des fabriques magmatiques, leurs relations avec les décrochements régionaux et leur déformation éventuelle sub-solidus ou post-solidus (Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 1999, 2000 ; Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et Colchen, 2001).

Deux datations isotopiques U/Pb sur zircons ont été réalisées d'une part sur la diorite quartzifère de Le Tallud, d'autre part sur le monzogranite peralumineux de Largeasse (Cuney *et al.*, 1993a, b). Les essais de datations effectués sur les granites du massif de La Peyratte et les leucogranites du massif de Bressuire n'ont pu aboutir tant par la méthode Rb/Sr que par U/Pb (systèmes isotopiques perturbés par les événements tardi- à post-magmatiques). Le présent travail a en outre bénéficié de datations U/Pb sur monazites et zircons effectuées dans le cadre du lever de la carte géologique des Herbiers à 1/50 000 (anatexites des Herbiers, diorites du Châtillonnais ; Rolin *et al.*, 2000).

## Caractères pétrographiques sommaires

Les roches plutoniques de Vendée se répartissent en deux groupes principaux présentant à l'affleurement un développement volumétrique contrasté : les roches basiques et intermédiaires (< 20 %) et les granitoïdes (> 80 %). Les différentes



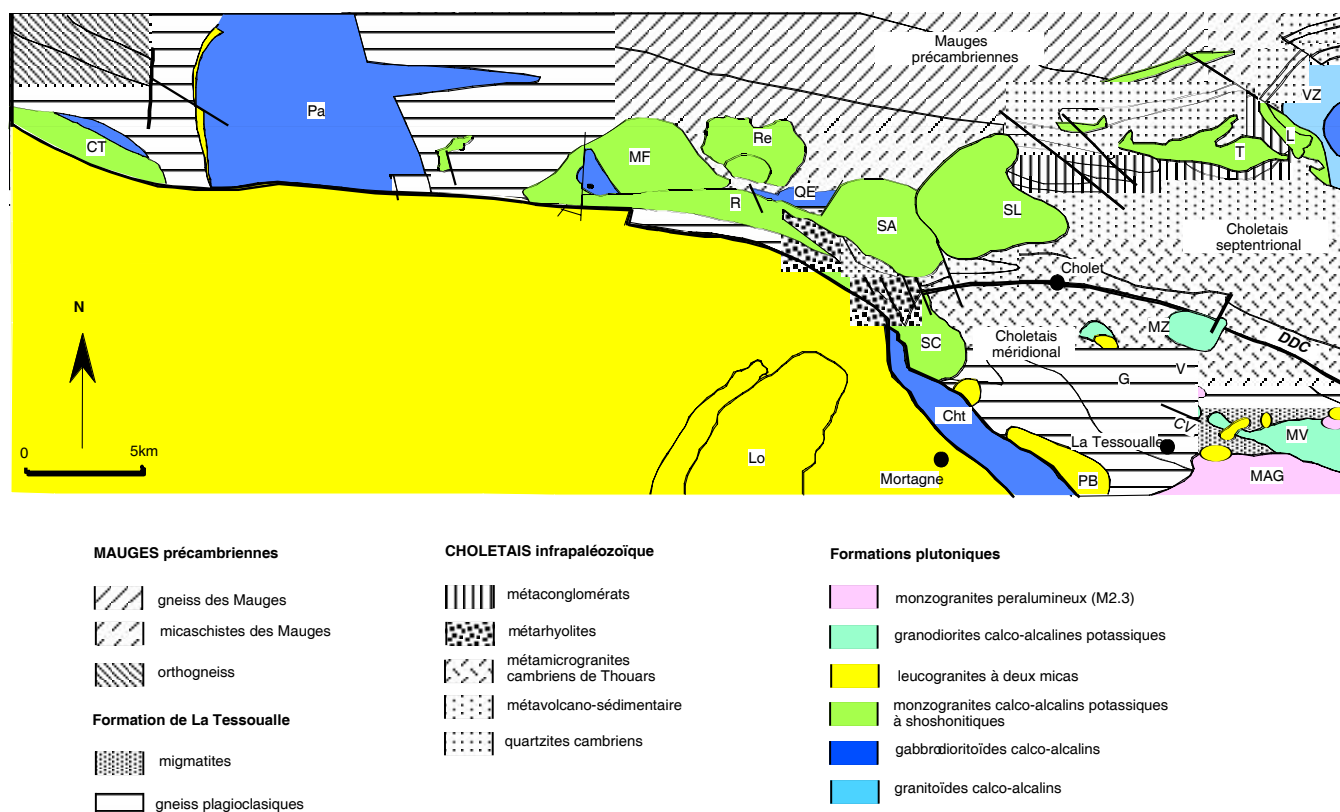


Fig. 2.- Les intrusions hercyniennes de la terminaison nord-ouest du Haut Bocage vendéen et du Choletais septentrional. D'après les cartes géologiques à 1/50 000 de la France, feuilles de Clisson et de Cholet (Forestier *et al.*, 1982 ; Le Métour, 1989). MA: Moulins-Les Aubiers ; MV: Maulévrier-Verdon ; MZ : Mazières-en-Mauges ; V: Verdon ; Cht: Châtillonnais ; SC: St-Christophe-du-Bois ; SA: St-André-de-la-Marche ; SL: St-Léger-sous-Cholet ; T: Trémentines ; L: Limières ; VZ : Vézins ; Re: La Renaudière ; R: Roussay ; Mfc: Montfaucon ; CT: Château-Thébaud ; Pa: Le Pallet ; Lo: Longeron ; PB: Puy Bonnet ; G : La Guinchollière ; CV : cisaillement de Verdon ; DDC: décrochement dextre de Cholet.

Fig. 2.- Hercynian intrusions in the northwestern part of the Vendée Haut Bocage and in the northern Choletais area according to the 1:50,000-scale geological maps of Clisson and Cholet (Forestier *et al.*, 1982; Le Métour, 1989). Abbreviations: CV: Verdon ShearZone; DDC: Cholet Fault (dextral); other abbreviations: see French legend.

intrusions ont été discriminées par leurs structures (porphyroïde, équante, orientée), leur granulométrie (fin, moyen, gros), leur paragenèse minérale et les abondances (modales ou normatives) des minéraux principaux et caractéristiques (cpx, hornblende, biotite, muscovite, cordiérite, sillimanite). Elles constituent des massifs généralement composites, associant des faciès de structure, de composition et quelquefois de nature magmatique variée. Leurs caractères pétrographiques principaux sont résumés dans le tableau 1.

Les intrusions basiques-intermédiaires sont représentées, dans les deux unités du Haut Bocage, par les massifs de gabbro-dioritoïdes du Châtillonnais (datées à 360 ± 11 Ma par U/Pb sur zircons ; Rolin *et al.*, 2000), des Quatre Etalons, de Moncutant, de Le Tallud (datée à 373 ± 11 Ma par U/Pb sur zircons ; Cuney *et al.*, 1993a), de Fenery et

de Soutiers. Non datés isotopiquement, les massifs de gabbros coronitiques à olivine non déformés du Pallet et de Montfaucon, situés dans l'encaissant nord du massif de Mortagne, ont été considérés comme ordoviciens par Forestier *et al.*, (1982) ; si c'est bien le cas, ils n'auraient pas de relations temporelles avec les manifestations dioritiques. Des gabbro-diorites, diorites quartzifères et tonalites (Vézins) ou des monzodiorites et monzonites quartzifères (Trémentines, Saint-André-de-la-Marche, Roussay, Saint-Christophe-du-Bois, Maulévrier-Verdon, Cholet, Mazières-en-Mauges) rentrent également dans la constitution de certains édifices plutoniques essentiellement granitoïdiques (Le Métour, 1989).

Dans l'unité nord du Haut Bocage, le complexe de Moulins-Les Aubiers - Gourgé (MAG), constitue l'édifice

granitoïdique le plus important du Haut Bocage dont il occupe la plus grande partie de l'unité nord (fig. 1). Il est constitué de plusieurs massifs :

- massif de Moulins-Les Aubiers (MA) comprenant des granodiorites, monzogranites et leucomonzogranites à biotite rapportés à des intrusions distinctes. Ses caractéristiques minéralogiques sont voisines de celles des granitoïdes du massif de Guéret dans le Massif central français, hormis la cordiérite dont l'absence est compensée par la présence d'une biotite fortement alumineuse ( $18\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 20\%$ ). Ces granitoïdes présentent une fabrique magmatique N110°-130°E coplanaire avec celle des anatexites de La Tessoualle qui les jalonnent à leur bordure septentrionale (Poncet, 1993) ;

- massif de La Peyratte, formé de granites et leucogranites à biotite dominante sur la muscovite ;

		Texture - Grain	Minéralogie	Nomenclature
Unité Nord	Moulins-Les Aubiers-Gourgé	grain:3-7mm, équant à orienté déformation ductile et/ou fragile enclaves : plagioclases, gneiss, surmicacées	qtz, An35-An22, orthose, bti (10-21% modal), Mu II (feldspaths), Zr, apt	granodiorites et granites peralumineux
	Leucogranites à biotite grain fin	grain 1-2 mm, faiblement orienté	qtz, microcline, An20-15, bti, Mu I rare, Mu II (feldsp.) Zr, apt	leucogranites à biotite
	Leucogranites associés à Moulins-Les Aubiers	grain fin (1mm), équant à orienté rares enclaves surmicacées	qtz, orthose/microcl., An20-15, bti Mu I, Mu II (feldsp.), cdt ± sill rares	leucogranites à deux micas
	Lageon	grain 4-6 mm, porphyroïde équant	qtz, microcline, An35-22, bti (6-9% modal), Mu I rare	leucomonzogranites
	La Peyratte	grain fin 1-2 mm; équant rares mégacristaux; orientation locale	qtz, microcline, An35-25, bti (6-9% modal), Mu I rare, zr, apt	leucomonzogranite à leucogranodiorite
	Maulévrier, Cerqueux Verdon, Mazières, Cholet	grain 3-5 mm, équant à peu orienté, enclave périclote.	Qtz, An35-25, orthose peu développée, bti, ± hb, ± cpx, apt, all, sph, mt, ilm.	granodiorites (± tonalite, diorite quartzique)
	St-Christophe-du-Bois Roussay St-André-de-la-Marche	isogranulaire à porphyrique enclaves monzodiorites déformations cisailantes	qtz, orthose, andésine-oligoclase, bti, hb, (cpx), sph, apt, zr, mt, ilm	monzodiorites quartziques granodiorites
Unité Sud	Largeasse	porphyroïde, grain moyen (5mm) orientation fruste (PFM)	qtz, microcline, An30-10, bti, épidote I,	monzogranites
	Pougne-Hérissou	peu ou non porphyroïde, équant mégacristaux Fk rares à absents 2° faciès à grain fin (filons, dykes)	qtz, microcline, bti, Mu I, Mu II tourmaline locale	leucomonzogranites à deux micas
	Traye	porphyroïde, gros grain, équant	qtz, mégacristaux Fk, An35-An15, bti (MgO=13,5 %)	monzogranite à biotite
	Bressuire	grain moyen (3-5mm), orienté enclaves (diorites quartziques)	qtz, microcline-orthose, An25-20, bti Mu I losangique ou hexagonale, Mu II.	leucogranites à deux micas
	Parthenay - Ménigoute	porphyroïde, grain moyen (5-7 mm), orienté à folié ou mylonitisé	qtz souvent déformé, microcline, An25-20, bti, Mu I, Mu II (feldspaths)	leucogranites à deux micas
	Mortagne Puy Bonnet	plusieurs faciès, équants à orientés, isogranulaires ou porphyriques enclaves métasédimentaires	qtz, An30 à An05, orthose ou microcline bti, Mu I losangique, Mu II, sill localement, zr, ur, apt, ilm, mzt.	leucogranites à deux micas
	Moncoutant, Le Talud Fenery, Soutiers	grain moyen à gros, équant à orienté septas hornblendite	(qtz), An20-An35, hb, cpx, sph	diorites quartzifères
Septentrional	Vézins	grain fin à grossier et porphyrique enclaves basiques; orientation magmatique	qtz, An45-An35, Fk rare, bti, hb, apt, zr, all, mt, ilm.	granodiorites diorites quartziques
	Trémentines La Renaudière	grain fin à moyen, enclaves cornéennes, gabbros et diorites microgrenues	qtz, An40 - An20, orthose et/ou microcline, bti, hb, apt, sph, all, zr, op.	monzodiorites quartziques, monzonites quartziques, monzogranites
	Limière-St. Léger/Cholet	grain fin à moyen, équant	qtz, oligoclase, orthose, bti, zr, op.	leucomonzogranite
	Montfaucon	grain moyen	qtz, plagioclase, orthose, bti	granite à biotite
	Château-Thébaud	gros grain	qtz, plagioclase, orthose, bti, hb	granite à biotite et hornblende
Bas Bocage	La Roche-sur-Yon	grain moyen, hétérogranulaire orienté (PFM) enclaves gneiss, quartzites	qtz, An30 - An 15, orthose-microcline bti, Mu I, Mu II, ± sill aciculaire ou fibrolite zr, apt, op.	leucogranites à deux micas ± sillimanite
	Bournezeau -Dompierre	grain à gros, équant à faiblement orienté rares enclaves biotitiques	qtz, An25-An10, microcline, bti, Mu I losangique, Mu II, zr, apt, op rares	leucogranites à deux micas
	Le Tablier, Alzenay, Legé Moutiers, Avrillé	grain moyen à porphyrique peu orienté septa monzodiorite quartzique	qtz, An30-An20, orthose, bti (Mu II), zr, apt, op. Mu I à Avrillé	granites à biotite granite à biotite et muscovite

Tabl. 1.- Caractères pétrographiques sommaires des roches plutoniques de Vendée. Sources des données : Renard (1974) ; Stussi (1976) ; Dhoste (1980) ; Forestier *et al.* (1982) ; Wyns *et al.* (1988) , Wyns *et al.* (1989) ; Le Métour (1989) ; Cuney *et al.* (1992) ; Poncet (1993).

Table 1.- Summary of the petrographical characteristics of the Vendée plutonic rocks. Data sources: Renard (1974); Stussi (1976); Dhoste (1980); Forestier *et al.* (1982); Wyns *et al.* (1988), Wyns *et al.* (1989); Le Métour (1989); Cuney *et al.* (1992); Poncet (1993).

- massif de Lageon composé de monzogranites à biotite ;

- intrusions et stocks de leucogranites à deux micas souvent de faible extension à l'affleurement ;

- intrusions de granodiorites à biotite ± hornblende, souvent difficilement carto-

graphiables en raison de leur ressemblance macroscopique avec les autres granitoïdes (Maulévrier-Cerqueux dans Moulins-Les Aubiers). Dans le Choletais méridional, elles forment par contre des intrusions bien individualisées (Maulévrier-Verdon, Mazières-en-Mauges, Cholet) marquées par une fabrique magmatique fruste

N110°-130°E. Ces intrusions granodioritiques peuvent être comparées aux granodiorites de type Crocq-Fernoël dans le massif de Guéret (Sabourdy, 1988) ;

- massif de Saint-Christophe-du-Bois, constitué de monzogranites et monzonites quartzifères à monzodiorites quartzifères (Le Métour, 1989).

Dans l'unité sud du Haut Bocage, les massifs circonscrits et polyphasés de Largeasse et de Pougne-Hérissou, ce dernier étant intrusif dans le premier (fig. 1), sont constitués respectivement de monzogranites à biotite et de leucogranites à deux micas. Ils se caractérisent en outre par des fabriques magmatiques subcirculaires parallèles aux contacts avec l'encaissant (Y. Gros, com. orale, 1992). Ces structures s'opposent aux structures plano-linéaires des massifs leucogranitiques de Parthenay et de Ménigoute (Poncet, 1993). Le massif de leucogranites à deux micas de Bressuire se serait mis en place sous forme d'une lame subhorizontale contrastant avec la mise en place, sous forme de lames subverticales, des intrusions de leucogranites associées au massif de Moulins-Les Aubiers (Poncet, 1993). L'extrémité nord-ouest de l'unité sud du Haut Bocage est occupée par l'important massif de leucogranites à deux micas de Mortagne réputé pour ses gisements d'uranium intragranitiques (Renard, 1974 ; Cathelineau, 1982 ; Guineberteau, 1986). Ce dernier, d'édification polyphasée, s'est mis en place dans des ouvertures NW-SE en relation avec le fonctionnement d'un décrochement dextre (fabriques magmatiques N110°-130°E) (Rolin *et al.*, 2000). Enfin, le petit massif niobo-tantalifère de Châteaumur-Les Epesses (Guérangé *et al.*, 1973) intersecte la bordure nord du massif de granites à biotite ordovicien de Pouzauges.

Dans le synclinorium de Chantonay, le plutonisme n'est représenté que par de petits stocks de granodiorites intrusifs dans les basaltes dévoniens de La Meilleraie et par l'intrusion de granite porphyroïde à biotite et rare cordiérite de Bazoges-en-Pareds (Wyns *et al.*, 1988). Cette intrusion, qui développe un métamorphisme de contact dans son encaissant, est affectée d'une déformation mylonitique cisailante dextre NW-SE au cours de la phase de déformation P3, tardive ou synchrone de sa mise en place. Selon Wyns *et al.* (1988), cette déformation serait contemporaine du cisaillement ductile dextre sud-armoricain (phase bretonne autour de 340 Ma).

Le Bas Bocage est caractérisé par un complexe plutonique comprenant des leucogranites à biotite et sillimanite de La Roche-sur-Yon à fabrique magmatique N110°-N130°E (granites d'anatexie selon Goujou (1991)), des leucogranites à deux

micas (Bournezeau-Dompierre), des granites à biotite et muscovite subordonnée (ouest Avrillé), des granites à biotite (Legé, Aizenay, Le Tablier, est Avrillé, petites intrusions hecto- à plurihectométriques) et un petit stock de monzodiorite quartzifère (Chaillé-les-Ormeaux). Il occupe l'axe d'un dôme thermique ou anatectique (Stussi, 1976 ; Wyns *et al.*, 1989 ; Goujou, 1991). Ce complexe contraste avec les rares intrusions de leucogranites à deux micas de faible extension à l'affleurement de la Vendée littorale (massif d'Olonne).

## Composition chimique

La composition des roches basiques à intermédiaires des massifs de Moncutant-Le Tallud et du Châtillonnais (massifs du Pallet, de Montfaucon et des Quatre Etalons non documentés par des analyses chimiques) ainsi que des termes les moins évolués du massif de Vézins, varie de celle de gabbros (souvent à caractère de cumulat) à celle de diorites, diorites quartziques et rares tonalites (fig. 3 ;  $48,0 \% < \text{SiO}_2 < 64,0 \%$  ;  $7,8 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 17,5 \%$ ). Bien que plus différenciées que les diorites du Châtillonnais, les diorites quartziques de Moncutant-Le Tallud se caractérisent par des valeurs de  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  plus élevées ( $0,58 < \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 0,62$  pour  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 175$  ; tabl. 2) et des fractionnements nettement plus importants entre terres rares légères et lourdes ( $11,4 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 16,6$  ; fig. 4 ; tabl. 2) que celles du Châtillonnais ( $0,40 < \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) < 0,5$ , pour  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} > 175$  ;  $3,9 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 7,0$ ). Les dioritoïdes de ces deux massifs ne semblent donc pas directement cogénétiques. L'alcalinité des roches basiques-intermédiaires correspond à celle des magmas calco-alcalins. Seuls les termes à tendance de cumulat, déficitaires en alcalins, présentent une apparente tendance tholéitique ou faiblement potassique (cf. échantillons CHT.37 et CHT.38 in fig. 4 et 6 et CHT in fig. 5). Les spectres multiélémentaires des gabbro-dioritoïdes (fig. 6) sont voisins de ceux des roches basiques des systèmes subductifs récents. Ils mettent cependant en évidence des enrichissements importants en éléments lithophiles et des anomalies en Nb et Ti symptomatiques d'une origine à partir de magmas mantello-dérivés par fusion ou par cristallisation fractionnée et marqués par une contamination crustale. Des faciès plus potassiques ( $56,0 \% < \text{SiO}_2 < 66,0 \%$  ;  $2,6 \% < \text{K}_2\text{O} <$

$5,3 \%$  ;  $4,2 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 11,8 \%$  ; fig. 3 et 5 ; tabl. 2) à compositions de monzodiorites, monzodiorites quartzifères et monzonites quartzifères de nature calco-alcaline potassique à shoshonitique caractérisent les constituants les moins évolués des massifs de Maulévrier-Verdon, Trémentines, Roussay et La Renaudière.

Les diorites du Châtillonnais et de Moncutant-Le Tallud ont des compositions plus évoluées ( $\text{SiO}_2 > 49 \%$  ;  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 270$ ), que celles de la plupart des basaltes de la Meilleraie (unité de Chantonay) ( $\text{SiO}_2 < 51 \%$  ;  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} > 210$ ). Des convergences partielles de composition apparaissent cependant entre les termes les moins différenciés des diorites du Châtillonnais et les basaltes clairs les plus évolués de la Meilleraie. A teneurs équivalentes en  $\text{SiO}_2$  ( $50 \%$ ) et  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  ( $200 < \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} < 250$ ), les basaltes clairs sont généralement plus alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 20 \%$ ), plus sodiques ( $\text{Na}_2\text{O} > 4 \%$ ) et à rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  plus élevés que les diorites du Châtillonnais (fig. 7). D'autre part, dans les basaltes,  $\text{FeO}/\text{MgO}$  varie en raison inverse de  $\text{SiO}_2$  (avec faibles variations de  $\text{SiO}_2$ ) contrairement à ce que l'on rencontre dans les roches basiques et intermédiaires du Châtillonnais, de Moncutant-Le Tallud et du Confolentais. L'ensemble des roches plutoniques et effusives présente cependant des spectres multi-élémentaires comparables, les diorites se caractérisant toutefois par des enrichissements plus élevés en éléments LIL et HFS (fig. 6). Seuls les termes à nature de cumulat du Châtillonnais présentent une signature proche de celle des basaltes. Ces données suggèrent une possible origine des basaltes et intrusions dioritiques à partir de protolithes de composition comparable, mais ayant connu des processus génétiques distincts. L'absence de magmas plus basiques associés aux diorites du Châtillonnais et de Moncutant-Le Tallud, de même que leur séparation dans l'espace et dans le temps par rapport aux basaltes de la Meilleraie ne permettent pas de préciser davantage les relations génétiques éventuelles entre ces différents faciès.

Les granitoïdes de Vendée se caractérisent par une gamme de teneurs en  $\text{SiO}_2$  variant de  $65 \%$  à  $77 \%$ , l'alcalinité  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  variant corrélativement de  $6,0 \%$  à  $9,5 \%$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$  de  $7,4 \%$  à  $1,0 \%$ . Les compositions sont

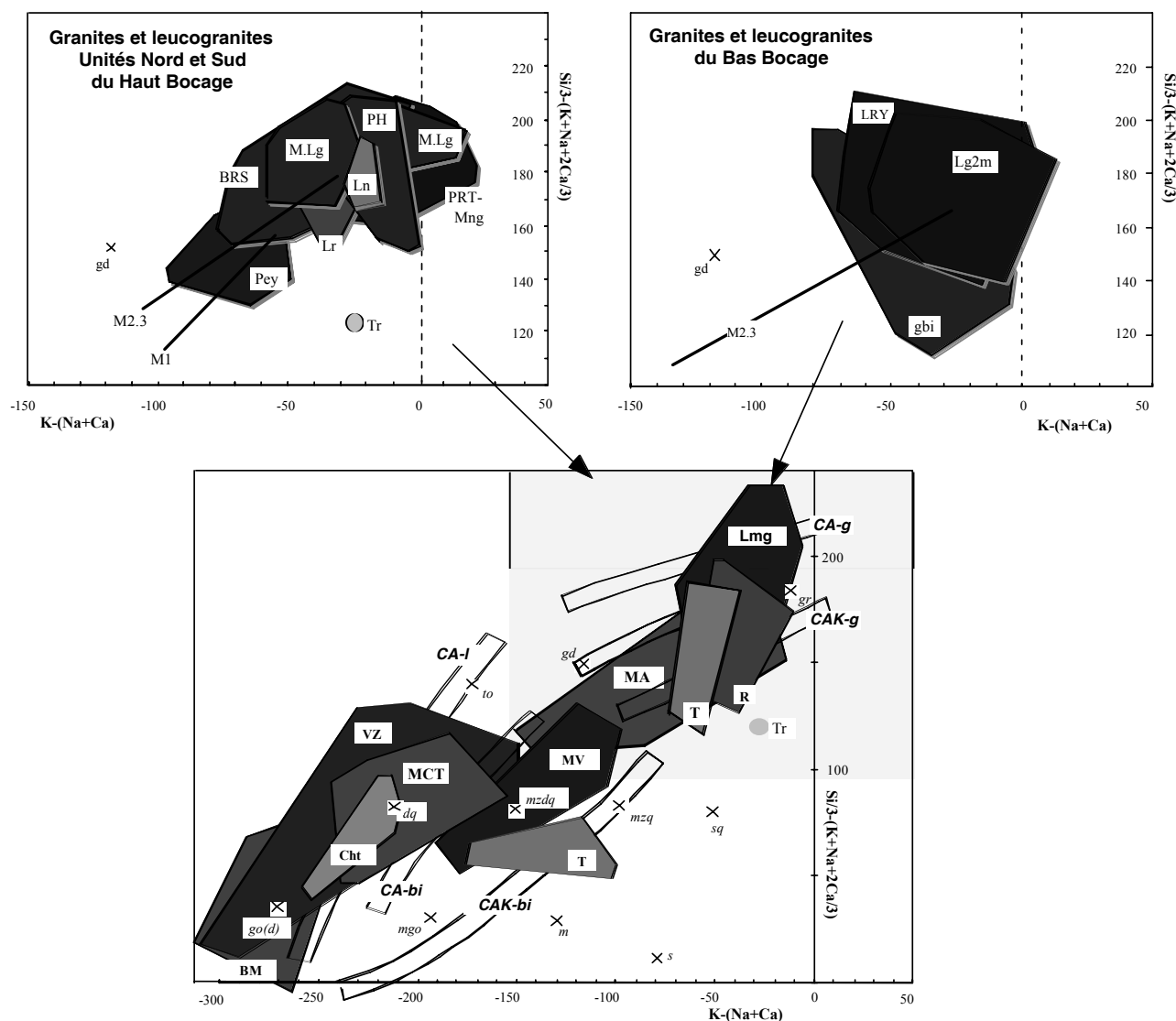


Fig. 3.- Caractérisation chimique des plutonites de Vendée dans le diagramme de classification des roches plutoniques selon Debon et Le Fort (1988). Comparaison avec le plutonisme de la Vienne (massif de Charroux-Civray). Pour les plutonites du Confolentais, cf. Rolin *et al.*, (1999).

Abréviations. Vendée: Lmg : leucomonzogranites calco-alcalins potassiques/ shoshonitiques ; M.Lg : leucogranites à deux micas du complexe MAG ; MA : Moulins-Les Aubiers ; M1 : granodiorites de MA ; M2.3 : monzogranites et leucomonzogranites de MA ; MV : Maulévrier-Verdon ; R : Roussay ; T : Trémentines ; VZ : Vézins ; MCT : Moncutant - Le Talud ; Cht : Châtillonais ; PH : Pougne-Hérissou ; Ln : Lageon ; Lr : Largeasse ; Tr : Traye ; Pey : La Peyratte ; PRT-Mng : Parthenay-Ménigoute ; BRS : Bressuire ; LRY : La Roche-sur-Yon ; gbi et Lg2m : granites à biotite (Avrillé est ; Aizenay, Legé) et leucogranites à deux micas du Bas Bocage (Bournezeau-Dompierre). BM : basaltes de La Meilleraie.

Confolentais: CA-I : association calco-alcaline leucocrate ; CA-bi : association calco-alcaline basique - intermédiaire banale ; CA-g : association calco-alcaline granitoïdique ; CAK-g : association calco-alcaline potassique/shoshonitique granitoïdique ; CAK-bi : association calco-alcaline potassique/shoshonitique basique - intermédiaire.

gr : granites ; ad : adamellites ; gd : granodiorites ; to : tonalites ; dq : diorites quartziques ; go(d) : gabbros (diorites) ; mzdq : monzodiorites quartziques ; mqz : monzonites quartziques ; sq : syénites quartziques ; mgo : monzogabbros ; m : monzonites ; s : syénites.

Fig. 3.- Chemical characterization of the Vendée plutonic rocks according to the Debon and Le Fort (1988) diagram of chemical classification of plutonic rocks. Comparison with the plutonic rocks of the Vienne (Charroux-Civray). For the Confolentais area (western French Massif Central), see Rolin *et al.* (1999). Abbreviations: Lmg: high-K calc-alkaline/shoshonitic leucomonzogranite; MLg: two-mica leucogranite of the Moulins-Les Aubiers-Gourgé complex.

Vienne: CA-I: leucocratic calc-alkaline association; CA-bi: basic-intermediate calc-alkaline association; CA-g: granitic calc-alkaline association; CAK-g: high-K calc-alkaline/shoshonitic granitic association; CAK-bi: basic-intermediate high-K calc-alkaline/shoshonitic granitic association. Other abbreviations: see French legend.

celles de granodiorites, (monzo)granites, granites et leuco(monzo)granites (fig. 3). D'après leur balance alumine  $Al/(K+Na+2Ca)$  (fig. 8), on distingue :

- granitoïdes à caractère peralumineux marqué. Ils sont représentés par les massifs

de Moulins-Les Aubiers, Lageon, La Peyratte, Largeasse (monzogranites), La Roche-sur-Yon et par l'ensemble des leucogranites à deux micas (Mortagne, Bressuire, Parthenay, Ménigoute, Pougne-Hérissou, leucogranites associés à

Moulins-Les Aubiers, Bournezeau-Dompierre). Le massif de Moulins-Les Aubiers (s.s.) est constitué de trois faciès à compositions de granodiorites (M1), de monzogranites (M2) et leucomonzogranites à biotite (M3). L'absence de corréla-



	MOULINS-LES AUBIERS									Loublande		Moulins	LAGEON			LA PEYRATTE			Leucogranites MAG		
NUM	V328	G-LBR-10	V327	F-LBR-19	V314	V324	V303	VH60	VH58	VH59	V333	M-LGN 06	M-LGN 04	P-LPR 41	P-LPR 28	P-LPR 12	G-BRS-01	L-MLN-12	H-MLN-24		
SiO <sub>2</sub>	62,60	63,97	65,92	68,19	70,45	71,19	71,28	64,37	67,05	69,23	70,39	70,70	72,55	69,81	70,37	70,68	70,50	72,22	74,27		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,95	17,14	16,45	16,32	15,01	14,82	15,23	16,62	15,54	15,28	14,88	15,05	13,94	15,16	15,68	15,21	15,71	15,03	14,43		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,12	4,80	3,45	2,61	1,95	2,25	1,83	5,13	4,09	2,95	2,24	1,48	2,52	1,04	1,70	1,38	1,98	1,67	1,20		
MnO	0,04	0,10	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03		
MgO	2,52	1,75	1,67	0,91	0,93	0,91	0,63	2,32	1,82	1,13	0,80	0,56	0,63	0,32	0,65	0,48	0,58	0,40	0,26		
CaO	3,29	3,30	2,77	2,33	1,62	1,45	0,89	3,26	2,61	2,12	1,12	1,56	1,00	0,48	1,66	1,16	0,60	0,58	0,50		
Na <sub>2</sub> O	3,47	4,41	3,84	4,37	3,60	3,45	3,37	3,62	3,17	3,75	3,29	3,83	3,16	3,20	4,05	4,08	3,77	3,29	3,60		
K <sub>2</sub> O	3,91	2,83	3,87	3,70	4,72	4,27	4,24	3,10	4,20	4,02	5,70	4,70	4,80	6,37	4,39	4,37	4,42	4,92	4,19		
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,44	0,50	0,41	0,32	0,32	0,20	0,73	0,56	0,44	0,22	0,20	0,25	0,15	0,27	0,19	0,22	0,20	0,12		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,24	0,22	0,20	0,17	0,12	0,20	0,23	0,18	0,16	0,17	0,15	0,16	0,22	0,16	0,22	0,17	0,15	0,20		
P.F.	0,79	0,74	0,91	0,57	0,89	1,07	1,88	0,82	0,88	0,71	0,87	0,75	0,75	1,79	0,95	1,06	1,81	1,27	1,03		
Total	99,68	99,72	99,65	99,63	99,68	99,88	99,76	100,27	100,16	99,84	99,72	99,01	99,80	98,54	99,91	98,86	99,77	99,74	99,83		
Fe+Mg+Ti	136	109	91	60	51	55	41	131	103	70	51	35	50	23	41	32	42	33	23		
Al-(K+Na+2Ca)	20	16	17	17	20	37	68	27	20	18	24	16	34	41	24	32	71	63	60		
Mg/(Mg+Fet)	0,49	0,42	0,49	0,41	0,49	0,45	0,41	0,47	0,47	0,43	0,41	0,43	0,33	0,38	0,43	0,41	0,37	0,32	0,30		
Ba	937	542	1065	1149	935	931	495	595	1107	909	600	1070	371	949	1107	649	606	422	214		
Be	4,5	5,4	4,5	5,5	5,9	2,5	3,5				10,0	4,7	9,3	19,5	3,7	6,1	4,8	7	5,3		
Co	12	9	7	5	5			15	13	13	5		5	5	5	5	5	5	5		
Cr	57	15	27	13	12	19	5	130	120	91	19	11	25	5	7	5	12	12	11		
Cu	21	18	13	5	6	5	5				6	6	8	26	8	7	26	28	19		
Ga	23	13	21	13	18	19	16				16	23	23	22	21	27	18	12	16		
Nb	16	5	9	5	9	8	12	13	8,3	8,5	11	5	10	5	5	5	9	5	11		
Ni	19	10	11	5	6	10	6	88	89	80	6	5	10	5	5	5	7	6	5		
Rb	173	114	167	176	191	168	166	120	122	153	312	159	292	201	137	179	76	232	83		
Sc	11,3	7,9	7,6	5,0	4,8	5,4	4,3				5,3	3,7	5,3	2,4	4,0	3,6	3,7	3,0	4,1		
Sr	392	351	413	509	355	287	174	228	233	298	114	376	88	305	563	288	205	141	56		
Th	17,2	12,6	12,6	13,3	14,6	11,3	4,87	17	12,3	14,4	19,5	8,7	21,2	6,7	13,6	9,4	10,3	8,1	4,2		
U	3,7	3,5	8,5	5,0	7,7	5,7	6,78	2,10	2,10	5,30	4,6	2,5	4,8	8,7	3,5	13,0	8,7	3,0	6,8		
V	77	61	48	34	23	30	13	95	80	62	14	21	14	9	23	12	17	15	7		
Y	9	10	11	8	8	11	13	19,6	14,3	18,9	12	6	17	7	5	10	14	7	5		
Zn	74	83	64	62	49	50	32				49	31	62	20	34	50	39	38	39		
Zr	202	95	171	142	125	102	80	214	167	147	139	86	145	64	101	65	87	65	26		
Li	57	69	65	81	74	66	30	118	49	62	158	92	168	46	68	94	28	41	55		
F%	0,140	0,065	0,090	0,093	0,075	0,053	0,050				0,077	0,056	0,077	0,034	0,058	0,120	0,056	0,044	0,035		
Sn	4,5	8,0	8,5	9,5	8,5	7,0	7,5				12,0	6,0	13,0	5,0	4,5	12,0	10,0	11,0	12,0		
La	47,29	29,1	40,21	36,67	32,34	31,67	17,17				36,45	25,79	44,89	13,52	24,41	17,48	24,19	18,41	8,97		
Ce	88,38	51,6	72,86	70,08	58,42	59,57	32,22				70,26	46,45	86,61	25,88	46,72	33,19	40,01	33,79	16,17		
Nd	38,37	22,07	31,28	28,92	24,31	24,92	14				29,89	20,13	36,38	12,17	18,48	15,4	17,09	15,88	6,79		
Sm	6,99	3,95	5,66	5,75	4,29	4,97	3,52				6,36	3,94	7,5	2,96	3,94	3,57	3,56	3,63	1,78		
Eu	1,62	1,04	1,31	1,26	0,97	1,04	0,72				0,91	0,94	0,85	0,66	0,82	0,81	0,74	0,67	0,21		
Gd	5,52	2,93	4,37	4,28	3,35	3,8	3,22				4,76	3,22	5,7	2,68	2,24	2,92	2,94	2,55	1,48		
Dy	2,95	2,37	2,98	2,19	2,05	3,03	3,38				3,28	1,89	3,97	2,12	1,51	2,37	2,81	2,09	1,43		
Er	1,3	0,78	1,42	0,99	1,03	1,64	1,69				1,97	0,99	1,75	1,13	0,73	1,28	1,18	0,83	0,86		
Yb	0,81	0,78	1,55	0,7	0,87	1,61	1,63				1,44	0,86	1,74	0,97	0,58	1,24	1,21	0,9	0,96		
Lu	0,15	0,08	0,33	0,1	0,14	0,28	0,25				0,26	0,13	0,24	0,15	0,09	0,17	0,16	0,1	0,14		
ΣREE	193,4	114,7	162,0	150,9	127,8	132,5	77,8				155,6	104,3	189,6	62,2	99,5	78,4	93,9	78,9	38,8		
(La/Yb) <sub>N</sub>	39,5	25,2	17,5	35,4	25,1	13,3	7,1				17,1	20,3	17,4	9,4	28,4	9,5	13,5	13,8	6,3		
(La/Sm) <sub>N</sub>	4,3	4,6	4,5	4,0	4,7	4,0	3,1				3,6	4,1	3,8	2,9	3,9	3,1	4,3	3,2	3,2		
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	5,5	3,0	2,3	5,0	3,1	1,9	1,6				2,7	3,0	2,7	2,2	3,1	1,9	2,0	2,3	1,2		
Eu*/(Eu) <sub>N</sub>	0,77	0,90	0,78	0,75	0,76	0,70	0,64				0,49	0,78	0,38	0,70	0,77	0,75	0,68	0,64	0,38		

Tabl. 2.- Composition chimique d'une sélection d'échantillons de roches plutoniques de Vendée. Sources des données : Le Métour (1989) ; Cuney *et al.* (1992) ; Poncet (1993) ; Rolin (2001) ; données inédites CEA (1968 - 1974).

Table 2.- Chemical composition of selected samples of plutonic rocks from Vendée. Data sources: Le Métour (1989); Cuney *et al.* (1992); Poncet (1993); Rolin *et al.* (2001); CEA (1968 - 1974) unpublished data.

tions inter-élémentaires simples entre les trois faciès indique qu'ils ne sont pas liés par un processus génétique commun, mais ont plus probablement des origines impliquant des protolithes ou des mécanismes génétiques distincts. Le caractère peralumineux des granodiorites, monzogranites et granites de Moulins-les-Aubiers, Lageon et Largeasse est moins marqué que pour les granitoïdes à cordiérite et biotite du massif de Guéret, et s'apparente ainsi à celui caractérisant les granitoïdes à biotite d'Egletons dans le Millevaches (Stussi et Cuney, 1993). Malgré l'absence de cordiérite, la nature peralumineuse de ces granitoïdes est cependant argumentée par la composition fortement alumineuse de leur biotite ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 18\%$ ). Les granites de Lageon, de La Peyratte et de Largeasse présentent des compositions voisines, soit plus potassiques, soit plus sodiques (La Peyratte) que celles des leucomonzogranites M3 les plus évolués de Moulins-les-Aubiers. Les granites de Lageon et de

Largeasse se singularisent cependant par des enrichissements plus importants en Rb, Li, Th, REE et par des valeurs de  $(\text{La/Yb})_N$  moins élevées que celles des (leuco)monzogranites M2 et M3 de Moulins-les-Aubiers (fig. 4 et 9 ; tabl. 2). Les caractéristiques pétrologiques de ces granitoïdes sont comparables à celles des granitoïdes à biotite  $\pm$  cordiérite de type Guéret du Massif central. Les granites à biotite du Bas Bocage présentent, à teneurs en  $\text{SiO}_2$  équivalentes, des compositions voisines, mais dans l'ensemble plus potassiques que celles des granodiorites et monzogranites de Moulins-les-Aubiers. L'hétérogénéité pétrographique des leucogranites à biotite-sillimanite de La Roche-sur-Yon se traduit par une dispersion assez importante des compositions dans un champ de compositions comparable à celui des leucogranites à deux micas de Bournezeau-Dompierre. De manière générale, les leucogranites à deux micas des différents massifs se discriminent davantage par leurs signatures en

éléments traces lithophiles (Rb, Sr, Ba, Li, Zr, Th, ΣREE, valeurs de  $\text{Eu}^*/\text{Eu}$  et  $(\text{La/Yb})_N$ ) que par leur composition en éléments majeurs. En particulier, certains leucogranites du massif de Parthenay présentent des enrichissements élevés en Th et terres rares, sans relation directe avec des variations de composition en éléments majeurs et du même ordre de grandeur que ceux rencontrés dans les granites moins évolués de Largeasse ou de Mortagne (fig. 9 ; tabl. 2). L'absence de corrélations interélémentaires directes entre les leucogranites des différentes intrusions (fig. 8 et 9) indique qu'ils ont probablement des origines distinctes à partir de matériaux sources diversement enrichis en éléments traces lithophiles.

- granitoïdes à caractère faiblement métallumineux à faiblement peralumineux. Les intrusions de type Maulévrier-Verdon sont constituées de granodiorites potassiques qui se distinguent des grano-

	TRAYE	LARGEASSE			POUGNE-HERISSON		BRESSUIRE				PARTHENAY			MENIGOUTE	
NUM	V228	V227	V229	V231	V237	E-BRS-08	BR34	G-BRS-02	F-BRS-24	V404	O-PRT-08	L-PRT-27	W-MNG 11	X-MNG 25	
SiO2	66,06	70,17	72,60	70,40	72,92	70,69	71,84	73,29	74,87	71,06	72,28	73,81	71,00	73,34	
Al2O3	15,88	14,51	14,18	15,36	14,73	15,53	15,17	14,66	14,42	15,13	14,48	14,73	16,03	14,58	
Fe2O3	3,25	2,65	1,67	1,77	1,12	2,02	1,60	1,20	0,81	1,92	1,54	1,08	1,43	1,10	
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	
MgO	1,68	1,20	0,75	0,81	0,48	0,60	0,44	0,26	0,13	0,73	0,32	0,22	0,53	0,32	
CaO	2,37	1,81	1,39	1,02	0,64	1,76	1,23	0,83	0,45	0,86	0,79	0,27	0,86	0,64	
Na2O	3,09	3,30	3,45	3,27	3,47	3,95	3,74	3,84	3,40	3,41	2,87	3,29	3,40	3,44	
K2O	5,50	4,80	4,73	5,69	4,95	4,08	4,32	4,26	4,24	4,35	5,62	4,47	5,15	4,65	
TiO2	0,48	0,32	0,19	0,25	0,13	0,22	0,20	0,12	0,04	0,30	0,27	0,12	0,13	0,11	
P2O5	0,29	0,16	0,13	0,22	0,19	0,17	0,26	0,17	0,20	0,29	0,25	0,20	0,20	0,22	
P.F.	0,89	0,77	0,62	0,92	1,16	0,67	0,96	1,13	1,27	1,68	1,37	1,65	1,04	1,14	
Total	99,53	99,73	99,74	99,74	99,80	99,71	99,77	99,77	99,84	99,74	99,79	99,84	99,79	99,56	
Fe+Mg+Ti	88	67	42	45	28	43	33	23	14	46	31	20	33	23	
Al-(K+Na+2Ca)	10	11	16	38	49	27	41	43	67	63	44	78	64	53	
Mg/(Mg+Fet)	0,51	0,47	0,47	0,48	0,46	0,37	0,35	0,30	0,24	0,43	0,29	0,29	0,42	0,37	
Ba	1574	649	475	619	352	492	366	417	140	435	387	150	481	436	
Be	7,4	9,6	11,3	8,1	12,5	6,59	4,6	4,5	5,5	5,8	6,5	4,09	16,6	3,7	
Co	9	8	7	5	5	5	8	5	5	5	5	5	5	5	
Cr	62	28	13	11	6	12	10	54	5	5	9	6	13	11	
Cu	8	5	5	5	5	10	7	7	6	6	7	35	9	5	
Ga	21	20	18	15	22	21	22	16	19	22	16	18	21	21	
Nb	15	18	14	9	9	12	10	5	5	16	5	15	5	5	
Ni	23	9	5	5	7	5	5	5	6	5	5	5	29	5	
Rb	154	285	323	308	319	193	206	187	181	298	322	349	249	333	
Sc	7,4	6,8	5,0	3,7	2,5	4,4	3,5	2,7	3,0	3,7	2,5	2,2	2,5	2,3	
Sr	594	225	159	151	107	217	131	157	64	174	98	51	137	86	
Th	22,4	29,2	20,1	10,2	8,2	9,5	1,7	4,1	1,4	15,5	31,5	8,2	8,5	6,7	
U	6,8	10,7	9,7	3,8	9,9	4,6	1,9	4,1	4,4	13,4	13,3	10,3	7,0	5,3	
V	46	28	15	17	7	19	15	7	5	16	10	5	7	5	
Y	13	22	15	6	7	10	7	12	7	8	12	5	6	9	
Zn	46	30	28	43	31	52	53	31	30	35	76	36	50	42	
Zr	272	143	93	77	54	80	75	40	25	113	133	37	68	49	
Li	99	150	181	159	124	77	53	24	63	80	50	63	170	237	
F%	0,110	0,130	0,087	0,120	0,069	0,080	0,062	0,036	0,046	0,120	0,087	0,120	0,078	0,120	
Sn	8,5	8,5	11,0	14,0	15,0	12,0	10,0	4,0	13,0	26,0	10,0	18,0	17,0	24,0	
La	60,71	50,42	32,99	25,91	18,20	17,70	15,67	10,55	4,93	29,04	47,11	12,51	19,39	18,12	
Ce	107,22	96,81	65,33	49,25	33,69	33,30	30,91	18,05	8,23	59,57	96,09	24,06	36,97	29,72	
Nd	46,1	44,4	28,69	21,07	15,38	13,96	13,71	7,7	4,85	27,22	44,01	11,38	16,67	14,63	
Sm	8,52	9,07	6,34	4,15	3,58	3,58	3,28	1,87	1,36	5,87	9,36	2,79	3,93	3,77	
Eu	1,95	1,33	0,97	0,93	0,73	0,69	0,59	0,54	0,3	0,79	1,01	0,32	0,95	0,72	
Gd	5,73	6,94	5,25	3,29	2,79	3,17	2,56	1,59	1,32	4,07	6,58	2,15	2,92	3,34	
Dy	3,6	5,69	4,37	2,17	1,9	2,31	2,29	2,43	1,5	2,5	3,53	1,68	1,79	2,38	
Er	1,61	2,97	2,36	1,07	0,86	1,17	0,87	1,21	0,62	1,18	1,42	0,71	0,73	1,16	
Yb	1,39	2,88	2,42	0,92	0,69	0,97	0,91	1,41	0,62	0,75	0,93	0,6	0,59	0,84	
Lu	0,23	0,47	0,37	0,15	0,13	0,13	0,13	0,17	0,09	0,13	0,13	0,08	0,08	0,11	
ΣREE	237,1	221,0	149,1	108,9	78,0	77,0	70,9	45,5	23,8	131,1	210,2	56,3	84,0	74,8	
(La/Yb)N	29,5	11,8	9,2	19,0	17,8	12,3	11,6	5,1	5,4	26,2	34,2	14,1	22,2	14,6	
(La/Sm)N	4,5	3,5	3,3	3,9	3,2	3,1	3,0	3,6	2,3	3,1	3,2	2,8	3,1	3,0	
(Gd/Yb)N	3,3	2,0	1,8	2,9	3,3	2,6	2,3	0,9	1,7	4,4	5,7	2,9	4,0	3,2	
Eu*/(Eu)N	0,81	0,49	0,50	0,74	0,68	0,61	0,60	0,93	0,68	0,47	0,37	0,39	0,82	0,61	

Tabl. 2.- Suite.

diorites (faciès M1) de Moulins-les-Aubiers par leur composition plus feldspathique et surtout métalumineuse (présence de hornblende). Elles sont donc génétiquement dissociées des granodiorites de Moulins-Les Aubiers auxquelles elles sont spatialement associées.

Outre les faciès intermédiaires métalumineux, les intrusions du Choletais sont constituées de granodiorites (Vézins) et de monzogranites et leucomonzogranites potassiques (La Renaudière, Roussay, Saint-André-de-la-Marche, Montfaucon), souvent faiblement sodiques (Na<sub>2</sub>O < 3,4 %) et métalumineux à faiblement

peralumineux. Les leucomonzogranites (72 % < SiO<sub>2</sub> < 77 %, 4,4 % < K<sub>2</sub>O < 5,0 %) peuvent également former des intrusions isolées (Limièrre, Saint-Légersous-Cholet). Les granitoïdes de La Renaudière sont remarquables par leurs enrichissements en U (15-26 µg/g) et Th (43-92 µg/g) spécifiques des magmas calco-alcalins potassiques à shoshonitiques. Le caractère faiblement peralumineux originel de certaines intrusions peut être modifié par l'altération phylliteuse post-granitique (Roussay, Montfaucon) en relation avec la déformation subsolidus induite par les accidents de la bordure nord du massif de Mortagne.

Ainsi, les différentes intrusions de la Vendée se rapportent à trois types de magmatismes (fig. 3, 5 et 8) :

1) *le magmatisme calco-alcalin* moyennement potassique représenté par les faciès basiques à intermédiaires (gabro-diorites, diorites quartzifères, tonalites) des massifs de Vézins, Moncutant, Le Tallud et du Châtillonnais (et, en vertu de leurs similitudes de composition minéralogique, Fenery, Soutiers, Quatre Etalons et Le Pallet). Les granites à biotite d'Avrillé (partie est du massif) représentent, avec quelques intrusions mineures rencontrées dans les leucogranites de La Roche-sur-

Yon, les seules manifestations calco-alcalines acides du Bas Bocage vendéen (nature confirmée par la composition faiblement alumineuse de leur biotite) ;

2) *magmatisme calco-alcalin potassique* (CA-K) à shoshonitique (SH) représenté par les faciès basiques à intermédiaires et acides des massifs de Traye, Trémentines, La Renaudière, Limière, Saint-Léger-sous-Cholet, Montfaucon, Roussay, Saint-André-de-la-Marche et, par extension car non documenté par des données géochimiques, celui de Saint-Christophe-du-Bois. On rattache aussi à ce magmatisme le stock de monzodiorite quartzifère de Chaillé-les-Ormeaux dans le Bas Bocage. Un même massif peut comprendre, selon la systématique de Peccerillo et Taylor (1976), des termes calco-alcalin potassique et shoshonitiques (Trémentines). Les granodiorites et faciès associés de Maulévrier, Verdon, Cerqueux, Mazières-en-Mauges et Cholet ont une nature magmatique intermédiaire entre celle des granitoïdes calco-alcalins de Vézins et calco-alcalin potassique/shoshonitique de Trémentines (Le Métour, 1989 ; fig. 3 et 5) ;

3) *le magmatisme peralumineux*, le plus largement développé. Les granitoïdes de type Guéret sont représentés par les granodiorites, monzogranites et leucomonzogranites de Moulins-Les Aubiers, par les granites à biotite de Lageon, Largeasse, Aizenay, Legé, Le Tablier, Avrillé (partie ouest) et par les granites et leucogranites à biotite dominante de La Peyratte. Les leucogranites de type Limousin sont représentés par les leucogranites de Pougne-Hérison, Bressuire, Parthenay, Ménigoute, Mortagne, Puy-Bonnet, Bournezeau-Dompierre, Legé (pro parte) et, d'après les données pétrographiques (absence d'analyses chimiques), du massif d'Olonne. Les leucogranites à biotite-sillimanite de La Roche-sur-Yon s'apparentent, en structure et composition, aux granites de la Brame qui constituent les faciès les moins évolués des leucogranites de type Limousin.

### Chronologies relative et absolue (tabl. 3)

En bordure septentrionale du massif de Mortagne, les gabbro-diorites non déformées du massif des Quatre Etalons et du Châtillonnais, d'abord considérées comme

NUM	LE TALLUD			CHATILLONNAIS			
	O-LTL 100	V238	V225	VH35	VH37	VH42a	VH42b
SiO <sub>2</sub>	58,12	52,20	60,07	55,87	48,01	53,30	49,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,18	16,68	16,86	17,82	19,48	19,14	19,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,23	7,30	4,95	8,53	7,73	9,59	10,51
MnO	0,06	0,11	0,07	0,17	0,15	0,19	0,20
MgO	3,79	6,50	3,92	3,14	8,07	3,69	4,32
CaO	5,80	7,91	5,64	6,93	10,53	7,34	7,09
Na <sub>2</sub> O	4,60	3,72	4,37	3,55	2,80	3,47	3,27
K <sub>2</sub> O	1,26	1,28	1,63	0,97	0,33	1,20	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,93	0,97	0,76	0,94	0,76	1,03	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,41	0,25	0,20	0,07	0,22	0,54
P.F.	0,91	2,56	1,11	0,97	1,49	0,68	2,70
Total	99,67	99,64	99,63	99,09	99,42	99,85	99,61
Fe+Mg+Ti	171	265	169	197	307	225	254
Al-(K+Na+2Ca)	-44	-103	-46	-33	-91	-24	20
Mg/(Mg+Fe)	0,59	0,64	0,61	0,42	0,67	0,43	0,45
Ba	512	447	548	483	163	498	220
Be	1,2	1,7	1,5				
Co	15	25	15	18	45	23	27
Cr	77	195	89	90	555	80	87
Cu	10	10	7				
Ga	25	26	21				
Nb	7	10	11	4,8	1,3	4,6	6,3
Ni	41	120	45	68	153	75	84
Rb	27	26	40	30	8	33	16
Sr	13,0	19,3	12,8				
Th	1051	1052	966	358	293	360	398
U	<1	4,4	4,8	4,3	0,4	1,2	0,6
V	<1	2,8	2,3	1,50	0,20	0,80	1,20
Y	127	166	111	148	140	158	178
Zn	12	19	14	24,6	16,6	19,3	20
Zr	46	62	43				
	124	161	135	173	60	201	60
Li	<1	21	19	43	30	58	100
F%	<1	0,088	0,019				
Sn	<1	2,5	4,5				
La	27,33	28,00	29,03				
Ce	47,23	62,11	57,48				
Nd	19,97	36,43	26,68				
Sm	4,00	7,41	4,99				
Eu	1,23	2,03	1,48				
Gd	3,24	5,85	4,18				
Dy	2,17	4,03	2,67				
Er	0,98	1,96	1,27				
Yb	0,92	1,65	1,18				
Lu	0,17	0,28	0,19				
ΣREE	107,2	149,8	129,2				
(La/Yb)N	4,3	11,5	16,6				
(La/Sm)N	20,1	2,4	3,7				
(Gd/Yb)N	2,9	2,9	2,9				
Eu*/(Eu)N	20,31	0,91	0,97				

Tabl. 2.- Suite.

namuro-westphaliennes (Le Métour, 1989), ont été datées à 360+10/-11 Ma par U/Pb sur zircons (Rolin *et al.*, 2000). En tenant compte des marges d'erreurs, cet âge ne permet pas de dissocier significativement la mise en place des diorites du Châtillonnais de celles de Le Tallud-Moncutant (373 +6/-11 Ma ; datation par U/Pb sur zircons ; Cuney *et al.*, 1993a). Selon Poncet (1993) et Colchen et Rolin (2001), la mise en place des diorites de Moncutant est pénécotemporaine de la structuration synmétamorphe P2-S2 de l'encaissant. Dans l'unité voisine de Chantonay, les basaltes tholéitiques et calco-alcalins d'arrière-arcs de la Meillaire, de mise en place Dévonien moyen - Dévonien supérieur et subissant la déformation syn-métamorphe tangentielle P2-S2 (Poncet, 1993 ; Colchen et Rolin, 2001), seraient donc logiquement légèrement plus anciens que les diorites syn-métamorphes de Moncutant. Considéré comme ordovicien mais d'âge encore indéterminé, le massif de gabbros

non déformé du Pallet pourrait cependant représenter le témoin le plus basique de ce magmatisme Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur.

La costructuration des anatexites de La Tessoualle et des granodiorites peralumineuses (M1) de Moulins-les-Aubiers est rapportée à un événement tectonomagmatique supposé se dérouler vers 355-360 Ma à la limite Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur (Poncet, 1993), en relation avec le cisaillement dextre de Cholet (Poncet, 1993 ; Colchen et Rolin, 2001). Selon Rolin *et al.* (2000), les anatexites de La Tessoualle représentent les équivalents plus orientaux des migmatites des Herbiers datées à 368 Ma par U/Pb sur monazites. Par rapport à cette datation, les diorites quartziques du Châtillonnais sont un peu plus récentes, en accord avec la chronologie relative des déformations dans le Haut Bocage. Bien qu'en raison des marges d'erreurs analytiques, on ne puisse dissocier significati-



CHOLETAIS SEPTENTRIONAL									
	LA RENAUDIERE				SAINT-ANDRE			St. LEGER	LIMIERE
	VMR.9	VMR.8	VMR.6	CAV.88	SG.502	SG.504	SG.503	SG.505	51040
SiO <sub>2</sub>	66,80	69,80	73,00	74,80	72,20	73,90	75,80	76,90	75,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	15,05	14,10	12,80	13,00	12,10	12,60	12,40	12,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	2,18	2,38	1,14	3,39	2,08	1,58	0,89	1,33
FeO	0,07	0,11	0,12	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	
MnO	0,79	0,79	0,40	0,00	0,29	0,20	0,24	0,25	0,07
MgO	2,47	2,28	1,64	0,49	0,83	1,19	0,79	0,74	0,40
CaO	3,46	4,01	3,73	3,67	3,39	3,27	3,47	3,02	3,86
Na <sub>2</sub> O	5,29	3,91	4,52	4,96	4,32	4,76	4,36	4,31	4,59
K <sub>2</sub> O	0,20	0,14	0,20	0,09	0,35	0,20	0,14	0,08	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,11	0,93	0,63	0,80	1,79	0,84	0,86	0,76	0,56
PF	99,89	99,32	100,84	98,77	99,59	98,57	99,86	99,36	99,00
Fe+Mg+Ti	66	49	42	15	54	34	27	18	19
Al-(K+Na+2Ca)	2	1	2	10	24	-12	14	28	13
Mg/(Mg+Fet)	0,31	0,42	0,25	0,00	0,14	0,16	0,23	0,36	0,09
Th	90	43	52	nd					
U	16	15	18	26					

NORD MORTAGNE										
	ROUSSAY					MONTFAUCON				
	510281	VMR.12	VMR.15A	VMRC.13	VMR.11	SG.510	CAV.87	SG.507	SG.512	SG.509
SiO <sub>2</sub>	64,50	66,20	66,80	67,50	77,50	69,90	71,30	73,90	75,80	77,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	15,90	16,10	15,10	11,45	14,80	13,50	13,40	12,40	11,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	3,94	4,74	3,72	1,92	4,06	2,77	2,56	1,34	0,84
MnO		0,04	0,09	0,07	0,04	0,07	0,04	0,04	0,02	0,01
MgO	2,95	1,80	1,64	1,86	0,39	0,59	0,29	0,44	0,29	0,25
CaO	3,20	1,46	0,00	0,73	0,25	1,48	1,08	0,83	0,39	0,34
Na <sub>2</sub> O	2,80	3,07	3,39	3,03	3,40	3,71	3,46	3,05	3,37	3,62
K <sub>2</sub> O	4,64	4,09	3,10	4,40	3,70	4,41	4,99	4,43	4,91	4,42
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,39	0,68	0,57	0,28	0,37	0,00	0,26	0,10	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,29	0,16	0,25	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P.F.	0,75	2,59	3,20	2,18	1,29	0,91	1,04	1,44	0,85	0,71
Total	99,57	99,77	99,90	99,41	100,30	100,30	98,47	100,35	99,47	99,39
Fe+Mg+Ti	140	99	109	100	37	70	42	46	25	17
Al-(K+Na+2Ca)	6	74	141	79	27	24	9	41	16	9
Mg/(Mg+Fet)	0,56	0,48	0,41	0,50	0,29	0,22	0,17	0,25	0,30	0,37

UNITE N HAUT BOCAGE						
	MAULÉVRIER-VERDON					
	51078D	51078C	51078	510153	510156	51074P
SiO <sub>2</sub>	56,04	56,50	62,50	62,90	63,60	65,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,00	20,81	16,76	17,30	16,95	16,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,80	0,18	0,45	0,42	0,13
FeO	6,18	4,47	4,65	4,16	4,10	3,41
MgO	3,89	1,27	2,42	2,47	2,53	1,53
CaO	5,63	6,20	3,80	4,00	3,68	2,60
Na <sub>2</sub> O	5,36	3,44	5,50	3,61	3,64	4,55
K <sub>2</sub> O	2,62	2,62	3,00	3,12	3,08	4,64
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,40	0,78	0,80	0,78	0,57
PF	0,82	0,99	0,88	0,60	0,80	0,84
TOTAL	100,34	98,50	100,47	99,41	99,58	100,41
Fe+Mg+Ti	206	121	137	135	135	94
Al-(K+Na+2Ca)	-77	20	-48	14	18	-23
Mg/(Mg+Fet)	0,51	0,30	0,47	0,49	0,50	0,44

Tabl. 2.- Suite.

vement, dans le temps, les diorites du Châtillonnais de celles de Moncoutant, les données structurales indiqueraient que leur mise en place, rapportée à un contexte de décrochements dextres, succéderait très rapidement à la mise en place syn-métamorphe tangentielle des diorites de Moncoutant-Le-Tallud.

*Au nord-ouest du complexe Moulins-Les Aubiers-Gourgé*, l'événement gneisso-migmatitique de La Tessoualle est scellé par les intrusions granodioritiques calco-alcalines potassiques de type Maulévrier-Verdon (Le Métour, 1989). La fabrique magmatique N100°-N110°E de ces granodiorites, coplanaire avec celle des anatexites et granodiorites peralumineuses associées, résulterait d'une mise en place un peu plus tardive que la structura-

tion des anatexites, et contrôlée par le même système de contraintes. Cependant, les relations de terrain entre granodiorites de Maulévrier-Verdon et les granodiorites peralumineuses (faciès M1) de Moulins-Les Aubiers sont généralement ambiguës (comm. orale Dhoste (1991)). Par ailleurs, les granodiorites calco-alcalines-potassiques de Maulévrier-Verdon sont affectées par le cisaillement ductile senestre de Verdon, accident lui-même intersecté par les monzogranites et granites peralumineux de Moulins-Les Aubiers (faciès M2.3) (Le Métour, 1989), indiquant l'apparente postériorité de ces dernières par rapport aux granodiorites calco-alcalines potassiques. Toutefois, les relations cartographiques entre les granodiorites calco-alcalines potassiques et les monzogranites de Moulins-Les Aubiers

(faciès M2.3) (Le Métour, 1989) suggèrent une mise en place alternée de ces deux types de granitoïdes. Ces données montrent que, compte non tenu des intrusions de La Peyratte, de Lageon et des leucogranites de Moulins-Les Aubiers, le massif de Moulins-Les Aubiers est lui-même d'édification polyphasée dans un intervalle de temps relativement restreint (vraisemblablement entre 368 et 350 Ma).

*Au sud-est du complexe de Moulins-Les Aubiers-Gourgé*, les intrusions peralumineuses de La Peyratte et de Lageon transectent les structures magmatiques des granodiorites et monzogranites de Moulins-Les Aubiers. D'autre part, les linéations magmatiques à fort plongement portées par les foliations verticales des leucogranites, suggèrent une mise en place sous forme de lames verticales dans une ouverture crustale de type pull-apart associée au fonctionnement dextre des décrochements de direction N125°E d'Arbec et Brosses (compression N165°E selon Poncet, 1993). Les rares contacts observés entre les monzogranites et ces leucogranites mettent en évidence leur postériorité par rapport aux monzogranites.

De même que les intrusions calco-alcalines potassiques de type Maulévrier-Verdon avec lesquelles ses relations géométriques et chronologiques ne sont pas connues, le massif calco-alcalin potassique/shoshonitique de Saint-Christophe-du-Bois est intrusif dans les migmatites de La Tessoualle et est donc post-anatectique. En raison de ses analogies de composition avec les intrusions du Choletais septentrional, on peut lui attribuer une mise en place pénécotemporaine de l'intrusion de Trémontines (347 ± 14 Ma par Rb/Sr sur roches totales, âge considéré comme celui de la mise en place), elle-même contemporaine de l'acquisition de la schistosité régionale (Le Métour, 1989).

*Dans l'unité sud du Haut Bocage*, les leucogranites à deux micas de Pougne-Hérissou recoupent les fabriques magmatiques concentriques de l'intrusion de Largeasse datée à 340 ± 4 Ma (U/Pb sur zircons; Cuney *et al.*, 1993b). Le monzogranite shoshonitique de Traves, considéré comme intrusif dans les granites peralumineux de Largeasse, montre le développement pénécotemporain de deux types de magmatismes dans un même édifice. Ces intrusions sont postérieures à l'événement tectono-métamorphique Dévonien moyen -

	TREMENTINES						
	510256J	51039	510256	5104	510129	510148A	510263
SiO <sub>2</sub>	56,20	58,80	63,60	67,60	68,70	73,30	73,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,70	17,95	18,50	16,10	15,60	14,50	14,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	1,97	1,46	0,01	0,46	1,00	1,17
FeO	3,20	3,45	1,44	2,73	2,55	0,56	0,86
MnO							
MgO	5,35	2,62	0,91	0,99	0,76	0,35	0,40
CaO	7,00	4,65	3,56	2,38	2,20	1,95	1,36
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,72	4,56	3,80	3,95	3,48	3,57
K <sub>2</sub> O	2,93	4,50	4,40	4,88	4,75	4,15	4,50
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,59	0,25	0,27	0,24	0,08	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
PF	1,30	0,92	0,75	0,75	0,65	0,30	0,65
TOTAL	99,98	99,17	99,43	99,51	99,86	99,67	100,07
Fe+Mg+Ti	215	145	64	66	63	30	38
Al-(K+Na+2Ca)	-73	-30	-5	4	-1	14	16
Mg/(Mg+Fet)	0,65	0,47	0,37	0,39	0,31	0,30	0,27

	VEZINS												
	511149	511164A	511109	511108	511142	51116	510148	511162	511158	51160	510147	511159	511165
SiO2	45,70	50,60	56,32	58,36	60,70	61,10	61,00	62,10	62,30	62,70	63,20	63,70	63,90
Al2O3	20,30	15,90	19,16	18,45	19,00	19,45	18,80	18,00	17,90	17,20	17,60	18,40	16,90
Fe2O3	5,25	3,75	3,85	3,78	3,00	2,30	2,43	3,00	2,37	2,33	2,18	2,09	2,53
FeO	5,10	6,06	3,40	2,73	2,15	2,33	2,70	1,94	2,40	2,41	2,30	1,72	2,15
MgO	6,04	7,60	2,50	1,99	2,06	1,46	1,90	2,00	2,09	2,01	1,99	1,51	1,59
CaO	12,25	9,95	9,25	7,97	5,65	7,70	6,00	5,57	5,38	5,20	5,10	4,74	6,60
Na2O	2,50	3,05	3,34	4,12	4,10	3,30	4,05	3,65	3,80	3,80	3,70	4,25	3,69
K2O	0,31	1,05	0,83	1,49	2,25	0,78	2,10	2,60	2,62	2,80	2,85	2,65	1,46
TiO2	0,79	0,55	0,46	0,51	0,38	0,31	0,35	0,34	0,34	0,40	0,35	0,24	0,32
P2O5													
PF	1,35	0,65	1,21	0,88	0,75	1,05	0,55	0,75	0,65	0,74	0,75	0,70	0,65
TOTAL	99,59	99,16	100,32	100,28	100,04	99,78	99,88	99,95	99,85	99,59	100,02	100,00	99,79
Fe+Mg+Ti	297	328	164	141	124	101	120	119	119	118	113	91	105
Al-(K+Na+2Ca)	-127	-164	-80	-87	-9	-17	-21	-19	-19	-31	-17	-2	-54
Mg/(Mg+Fet)	0,52	0,59	0,39	0,37	0,43	0,37	0,41	0,44	0,45	0,44	0,45	0,43	0,39

Tabl. 2.- Suite.

Dévonien supérieur scellé par la mise en place du massif de Moncoutant (Bouton *et al.*, 1992 ; Poncet, 1993). Ces intrusions précèdent la mise en place du massif de Parthenay-Ménigoute (non daté isotopiquement) et de l'important massif leucogranitique de Mortagne dont l'une des intrusions ultimes a été datée avec une large marge d'incertitude à  $313 \pm 13$  Ma par Rb/Sr sur roches totales (Guineberteau, 1986).

Dans le Bas Bocage, le refroidissement des leucogranites peralumineux de La Roche-sur-Yon a été daté à  $307 \pm 3,1$  Ma (âge plateau  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur biotite ; Goujou, 1991), âge qui pourrait être semblable à celui obtenu pour les leucogranites de Bournezeau ( $307 \pm 19$  Ma par Rb/Sr sur roches totales ; Wyns *et al.*, 1989). Compte tenu des protocoles analytiques différents (âge de fermeture des micas en-dessous de  $300^\circ\text{C}$  pour La Roche-sur-Yon) et des marges d'erreurs respectives, ces âges indiquent une mise en place de ces deux intrusions vers 310-315 Ma. Les granites à biotite peralumineux de Legé, Le Tablier, Aizenay et Avrillé (partie occidentale), sont posté-

rieurs aux leucogranites peralumineux de La Roche-sur-Yon. On ne dispose pas d'argument permettant de dissocier, dans le temps, la mise en place des granites calco-alcalins d'Avrillé (partie orientale) de leurs homologues peralumineux de Le Tablier et Aizenay. En Vendée littorale, la mise en place des granites et leucogranites du puits d'Enfer et d'Olonne est rapportée au Namuro-Westphalien (Goujou, 1991).

### Recherche d'une zonéographie magmatique

La répartition géographique des types de magmas en Vendée est présentée dans les figures 1 et 2.

L'unité lithostructurale nord du Haut Bocage apparaît comme la plus composite sur le plan magmatique. Le magmatisme peralumineux y prédomine toutefois. Les faciès les moins évolués (granodiorites) qui sont également les plus anciens ont une répartition septentrionale au contact des anatexites. Ils sont relayés vers le sud par les monzogranites et leucogranites peralumineux (fig. 1). Des magmas calco-alcalins potassiques coexistent cependant

dès les premières manifestations peralumineuses. Ils se développent surtout vers le nord-ouest de cette unité où ils constituent des jalons avec le magmatisme calco-alcalin potassique/shoshonitique du Choletais septentrional. La similitude du magmatisme calco-alcalin/calco-alcalin potassique du Choletais septentrional et de la bordure septentrionale du massif de Mortagne, avec celui du nord-ouest de l'unité nord du Haut Bocage, ne permet pas de distinguer ces trois zones.

L'unité sud du Haut Bocage enregistre, mais sans zonalité magmatique interne apparente, des manifestations magmatiques de nature d'abord calco-alcaline (Le Tallud : 373 Ma), puis peralumineuse (subsidièrement shoshonitique), pendant toute la durée des événements hercyniens entre 373 et 315 Ma (Mortagne, Bressuire, Parthenay). Cette unité est caractérisée par les édifices leucogranitiques à potentialités métallifères les plus importantes (Mortagne pour l'uranium, Châteaumur-Les Epesses pour les métaux rares).

Les unités lithostructurales situées entre le Bas Bocage et l'unité sud du Haut

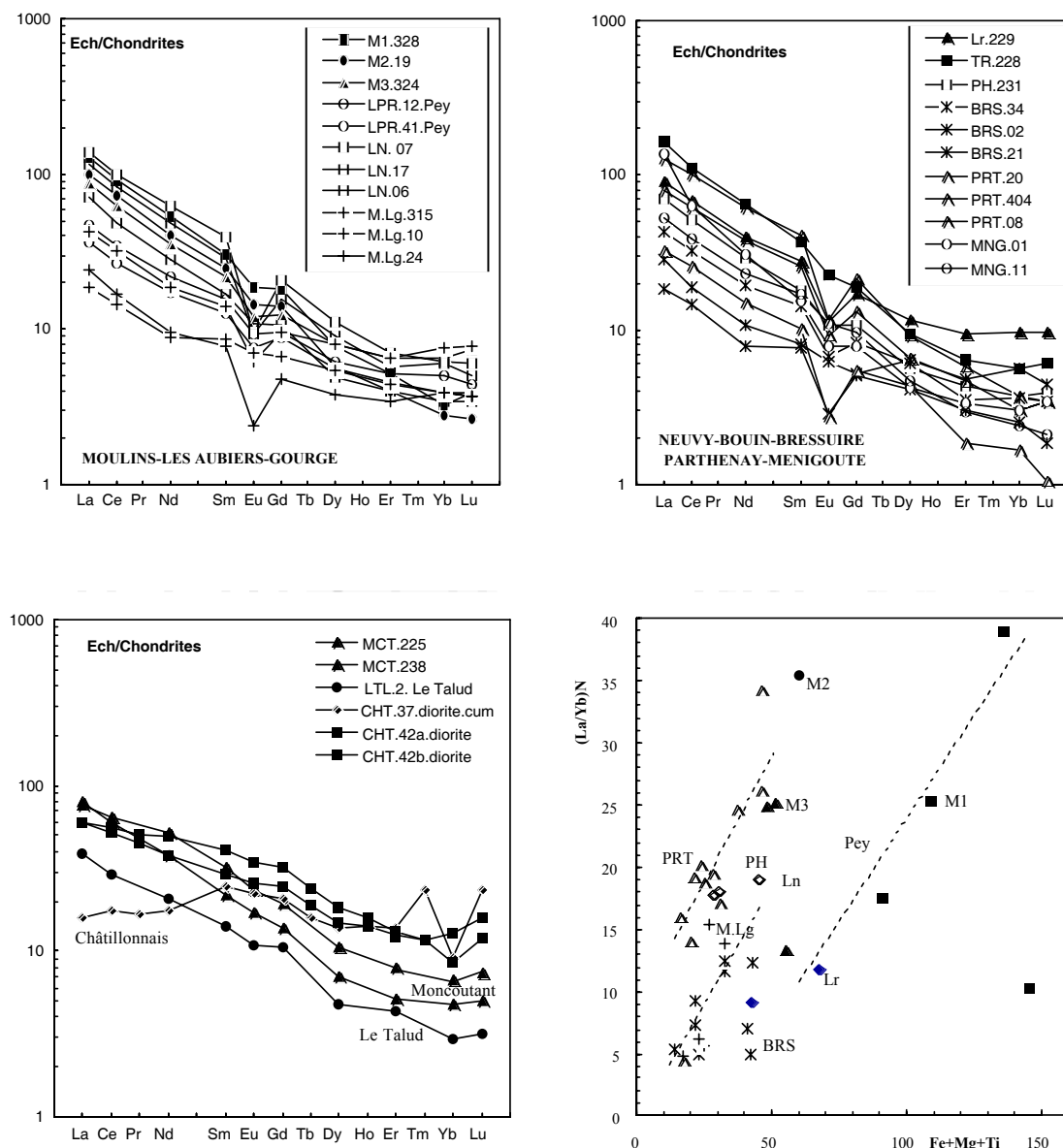


Fig. 4.- Spectres des terres rares d'une sélection d'échantillons de granitoïdes et roches basiques de Vendée. Normalisation aux chondrites selon Evensen *et al.* (1978). Abréviations : Chat : Châtillonnais ; Chat.cum : Châtillonnais - cumulat ; autres abréviations, cf. figure 3.

Fig. 4.- Chondrite normalized (Evensen *et al.*, 1978) REE pattern of distribution for selected Vendée acidic and basic plutonic rocks; Abbreviations: Chat: Châtillonnais; Chat.cum: Châtillonnais - cumulate; other abbreviations: see Figure 3.

Bocage se distinguent par la rareté des manifestations plutoniques hercyniennes. Le magmatisme peralumineux y est représenté par l'intrusion de Bazoges-en-Pareds d'âge probablement Carbonifère inférieur (absence de données typologiques précises pour les stocks granodioritiques recoupant les basaltes de La Meilleraie).

Le Bas Bocage se caractérise par un magmatisme à forte prédominance peralumineuse, le magmatisme calco-alcalin n'étant représenté que par des intrusions mineures. Ces deux types d'intrusions

s'installent autour de 310-315 Ma. Le magmatisme leucogranitique est développé dans la partie nord-est tandis que les manifestations calco-alcalines apparaissent au centre de ce domaine.

Cette répartition spatiale non zonée montre donc qu'aucune unité lithostructurale n'est marquée par un type spécifique de magmatisme et, qu'entre unités, il n'apparaît pas d'évolution significative dans les types de magma mis en place. D'autre part, une même époque, ou période, se caractérise par un télescopage spatio-temporel de

magmas de nature différente (tabl. 3), écartant la possibilité de l'existence d'une zonalité magmatique à l'échelle d'une unité lithostructurale et plus généralement à celle de la Vendée. Ceci exclut également toute référence à la composition des magmas pour une attribution univoque de leur mise en place dans un site géotectonique spécifique. Cette étude montre donc la diversité de la nature des matériaux sources provenant de différents niveaux de la lithosphère dans l'origine des intrusions d'un même domaine lithostructural.



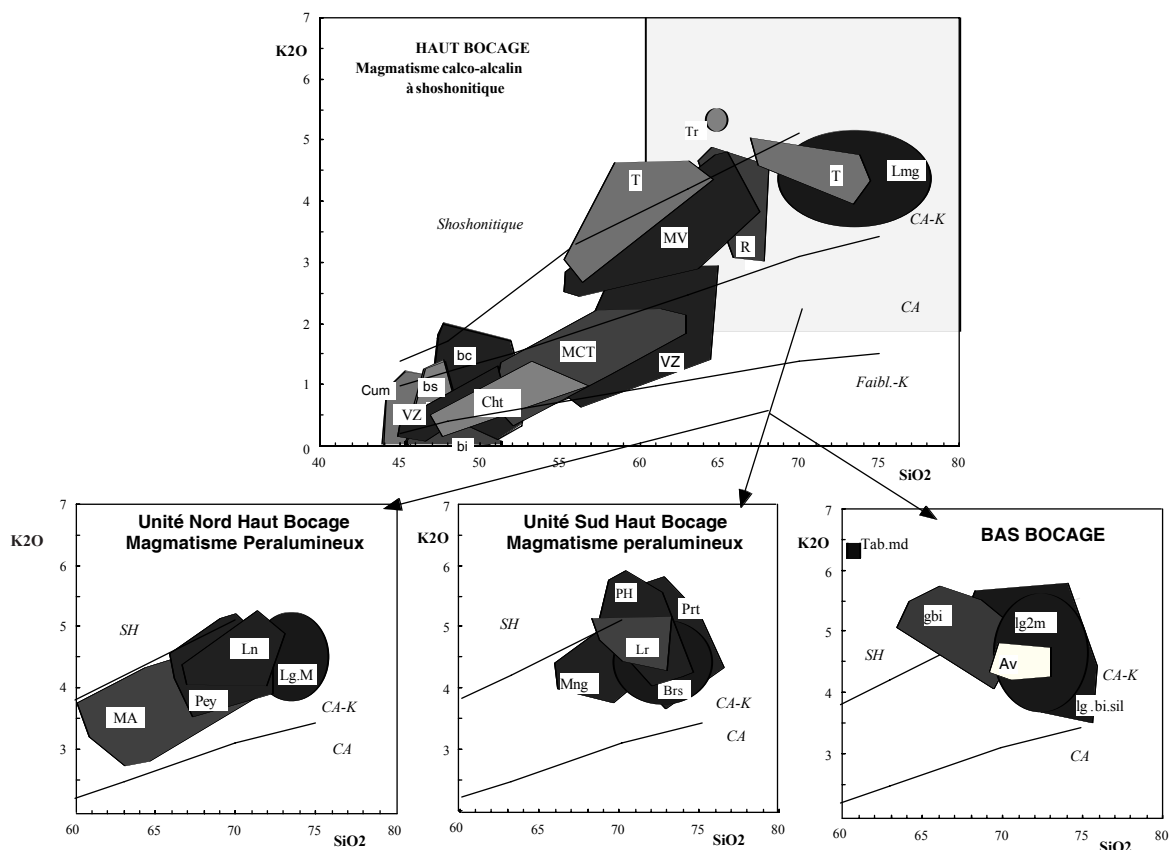


Fig. 5.- Typologie magmatique des plutonites de Vendée selon Peccerillo et Taylor (1976). Abréviations : Av : Avrillé est ; Tab.md : monzodiorite de Chaillé-les-Ormeaux ; cum : cumulats, hornblendites ; b.s., b.i., b.c. : basaltes sombres, intermédiaires et clairs de La Meilleraie (Thiéblemont, 1988) ; autres abréviations : cf. figure 3.

Fig. 5.- Magma composition of the Vendée plutonic rocks according to Peccerillo and Taylor (1976). Abbreviations: Av: east of Avrillé; Tab.md: monzodiorite of Chaillé-les-Ormeaux; cum: cumulates, hornblendite; b.s., b.i., b.c.: dark, intermediate and light basalts of La Meilleraie (Thiéblemont, 1988); other abbreviations: see Figure 3.

## Discussion

### Chronologie des événements tectono-magmatiques

Les données structurales et géochronologiques actuellement disponibles montrent un développement du magmatisme vendéen en deux stades (tabl. 3) :

**Stade Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur (370 - 330 Ma)**, dans lequel on peut distinguer deux périodes ne présentant apparemment pas de solution de continuité.

- période 370-355 Ma marquée par un magmatisme basique-intermédiaire calco-alcalin représenté par les intrusions de Le Tallud (373  $\pm$  6/-11 Ma), Moncoutant, Fenery, Soutiers, Châtillonnais (360  $\pm$  10/-11 Ma), Quatre Etalons. Le massif de gabbros non déformés du Pallet, pourrait

peut-être également appartenir à cette génération d'intrusions. Poncet (1993) montre que l'intrusion de Moncoutant (de composition identique à celle de Le Tallud et considérée comme de même âge), s'est mise en place au cours de la phase D2 de déformation symmétamorphe tangentielle affectant l'unité sud du Haut Bocage. Les phases de déformation régionales D1-2 dans les unités nord-vendéennes de Chantonay et du sud du Haut Bocage sont identiques (Bouton, 1990 ; Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 2000). Dans l'unité de Chantonay, ces déformations sont postérieures aux basaltes de la Meilleraie qu'elles affectent, alors que dans l'unité sud du Haut Bocage, elles sont antérieures à synchrones (pour la phase D2 seulement) de la mise en place des diorites de Moncoutant qu'elles ne déforment pas. Si on admet la simultanéité des structurations S1-2 dans les unités de Chantonay et du sud Haut Bocage, ce qui semble probable

du fait du contexte structural et de la continuité de ces unités, les basaltes de la Meilleraie (ante D1-2) se sont mis en place avant la diorite de Moncoutant (syn- à tardi-D2). Ces deux manifestations effusive et plutonique ne sont donc pas contemporaines. D'autre part, malgré des analogies entre leurs spectres multi-élémentaires (fig. 6), les différences de composition entre basaltes et diorites ne permettent pas de montrer un lien génétique direct entre ces manifestations effusives et plutoniques. Dans l'unité nord du Haut Bocage, la période de mise en place des diorites est également celle de la genèse sub-synchrone, en relation avec le fonctionnement dextre du décrochement de Cholet, des anatexites de La Tessoualle (équivalentes aux migmatites des Herbiers datées par U/Pb à 368 Ma ; Rolin *et al.*, 2000) et des granitoïdes peralumineux de type Guéret (Moulins - Les Aubiers), ainsi que des granodiorites calco-alcalines

SYSTEME	ETAGE	Ma	PERALUMINEUX Type Guéret	PERALUMINEUX Type Limousin	MAGMATISME CALCO-ALCALIN POTASSIQUE	CALCO-ALCALIN	GÉODYNAMIQUE (selon)		
PERMIEN		248					Matte 1991 Ledru <i>et al.</i> 1989 Costa 1991	Faure <i>et al.</i> 1997	Gagny et Cuney 1998 Colchen & Rolin 2000
	CARBONIFERE	290							
		303							
Silésien	Westphalien	311							
Dinanien	Namurien	323							
		327							
		342							
DEVONIEN supérieur	Tournaisien								
		354							
Moyen	Inférieur								
SILURIEN		370							
ORDOVICIEN		370							
CAMBRIEN		370							

Tabl. 3.- Compilation des datations isotopiques des roches plutoniques de Vendée, du Poitou et de l'ouest du Massif central et répartition chronologique en fonction de leur nature magmatique. Sources des données : Leroy et Sonet (1976) ; Vidal (1980) ; Duthou *et al.* (1984) ; Holliger *et al.* (1986) ; Le Breton *et al.* (1986) ; Lafon, 1986 ; Le Métour (1989) ; Cuney *et al.* (1993a,b) ; Chalié *et al.* (2001) ; Rolin *et al.* (2000) ; Pavel *et al.* (2000) ; Thiebaut *et al.* (2001). CHA103, CHA105, CHA106 : numéros des sondages ANDRA de Chaux-Civray. \* : datations U/Pb sur zircons ; \*\* : datations <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar sur biotite et/ou muscovite ; sans astérisque \* : datations Rb/Sr ; entre parenthèses : âges recalculés. Echelle des temps selon Gradstein et Odd (1997). Ldq : leucodiorite quartzifère

Table 3.- Summary of isotope datings of plutonic rocks from Vendée, Poitou and Confolentais and chronological distribution according to the nature of the magma of the dated rocks. Data sources: Leroy and Sonet (1978); Vidal (1980); Duthou *et al.* (1984); Holliger *et al.* (1986); Le Breton *et al.* (1986); Lafon, 1986; Le Métour (1989); Cuney *et al.* (1993a,b); Bertrand *et al.* (2001); Rolin *et al.* (2000); Thiebaut *et al.* (2001). CHA103, CHA105, CHA106: numbers of the Chaux-Civray boreholes (ANDRA). \* U/Pb datings on biotite and/or muscovite; \*\* <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar datings on zircons; \*\* <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar datings on zircons; no \*: Rb/Sr datings; in brackets: recalculated ages. Time scale according to Gradstein and Odd (1997). Ldq: leucoquartzdiorite.

potassiques (Maulévrier-Cerqueux). Cette période se caractérise donc, dans le Haut Bocage, par la production pénécontemporaine de magmas mantello-dérivés et de magmas crustaux mis en place dans des niveaux structuraux différents, mais dans des environnements géotectoniques enregistrant le passage d'une tectonique tangentielle à une tectonique transcurrente (Colchen et Rolin, 2001).

- *période 355-330 Ma*, caractérisée par un magmatisme granitoïdique de nature diversifiée, peralumineux de type Guéret (monzogranites et granites des unités nord et sud du Haut Bocage : Largeasse, très probablement aussi Lageon et La Peyratte), calco-alcalin, calco-alcalin potassique et shoshonitique (unité nord du Haut Bocage ; Choletais). Par analogie pétrologique avec le massif de Trémentines ( $347 \pm 14$  Ma par Rb/Sr), le massif de Saint-Christophe-du-Bois est rattaché à cette période. Ce massif scelle les derniers jeux du décrochement de Cholet. Les intrusions calco-alcalines-potassiques/shoshonitiques de Saint-Léger-sous-Cholet - Limière ( $329 \pm 5$  Ma par Rb/Sr), de même que leurs homologues leucomonzogranitiques de La Renaudière, de Saint-André-de-la-Marche et de Montfaucon, représentent les manifestations ultimes de ce stade.

Ce stade Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur recouvre les périodes de production de granitoïdes de 360 Ma et de 350-340 Ma définies par Pin et Duthou (1990) dans le Massif central français.

**Stade Carbonifère supérieur (330 - 295 Ma).** Les datations isotopiques fiables manquent pour montrer s'il y a ou non continuité magmatique avec le stade précédent. Ce stade est essentiellement marqué par le magmatisme peralumineux leucomonzogranitique (Mortagne, Parthenay), mis en place dans des ouvertures en relation avec les cisaillements dextres de Cholet, Bressuire Vasles et Parthenay (Colchen et Rolin, 2001). Le paroxysme de ces événements se situe vraisemblablement autour de 320-315 Ma si on admet que l'âge obtenu sur l'intrusion subméridienne du Longeron dans le massif de Mortagne ( $313 \pm 13$  Ma par Rb/Sr sur roches totales ; Guineberteau, 1986) correspond à un âge de fermeture du système Rb/Sr.

Dans le Bas Bocage, à l'écart des grands décrochements crustaux affectant le

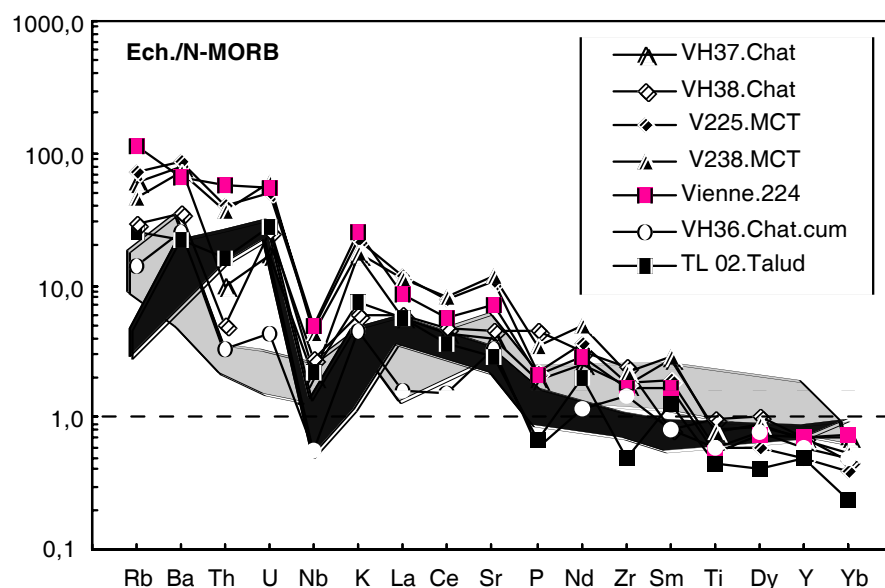


Fig. 6.- Spectres multi-élémentaires des roches plutoniques basiques-intermédiaires du Haut Bocage vendéen et des basaltes de La Meilleraie (unité de Chantonmay). Normalisation aux N-MORB selon Sun et McDonough (1989). Champ en grisé : basaltes sombres de la Meilleraie ; champ en pointillé : basaltes clairs de la Meilleraie (données de Thiéblemont, 1988). Abréviations : Chat : Châtillonnais ; MCT : Moncoutant ; cum : cumulat.

Fig. 6.- Spidergrams for basic-intermediate plutonic rocks of the Vendée Haut Bocage and the La Meilleraie basalt (Chantonmay unit). N-MORB normalization according to Sun and McDonough (1989). Grey area: dark basalt from La Meilleraie; dotted area: light basalt from La Meilleraie (Thiéblemont, 1988). Abbreviations: see French legend.

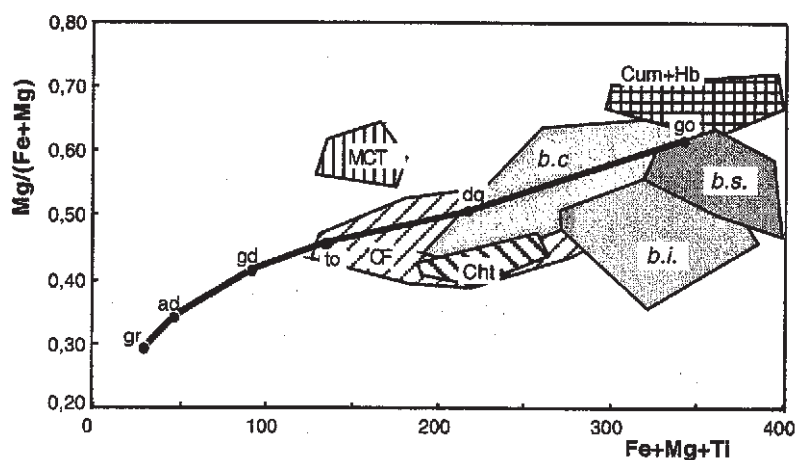


Fig. 7.- Caractérisation des roches basiques de Vendée par les variations des rapports  $Mg/(Mg+Fe)$  (en nombre d'atomes) en fonction de l'indice de différenciation  $Fe+Mg+Ti$  (Debon et Le Fort, 1988). Abréviations : MCT : Moncoutant ; CF : Confolentais ; Cht : Châtillonnais ; Cum+Hb : cumulats et hornblendites ; b.c., b.i., b.s. : basaltes clairs, intermédiaire et sombres de La Meilleraie ; go : gabbros ; dq : diorites quartzifères ; to : tonalites ; gd : granodiorites ; ad : adamellites ; gr : granites.

Fig. 7.- Variation of the  $Mg/(Mg+Fe)$  ratios (in number of atoms) vs index of differentiation  $Fe+Mg+Ti$  (Debon and Le Fort, 1988).

Abbreviations: see French legend.

Haut Bocage, l'activité plutonique ne se manifeste qu'à partir du Carbonifère supérieur avec l'installation du dôme granito-anatectique peralumineux de La Roche-sur-Yon ( $307$  Ma par  $^{39}Ar/^{40}Ar$  sur biotites ; Goujou, 1991). Elle se prolonge avec des leucogranites à deux micas, ainsi

qu'avec des granites à biotite peralumineux et calco-alcalins dont on ne trouve pas d'équivalents dans les unités du Haut Bocage.

Ce stade se situe à la charnière des périodes de magmatisme granitoïdique de



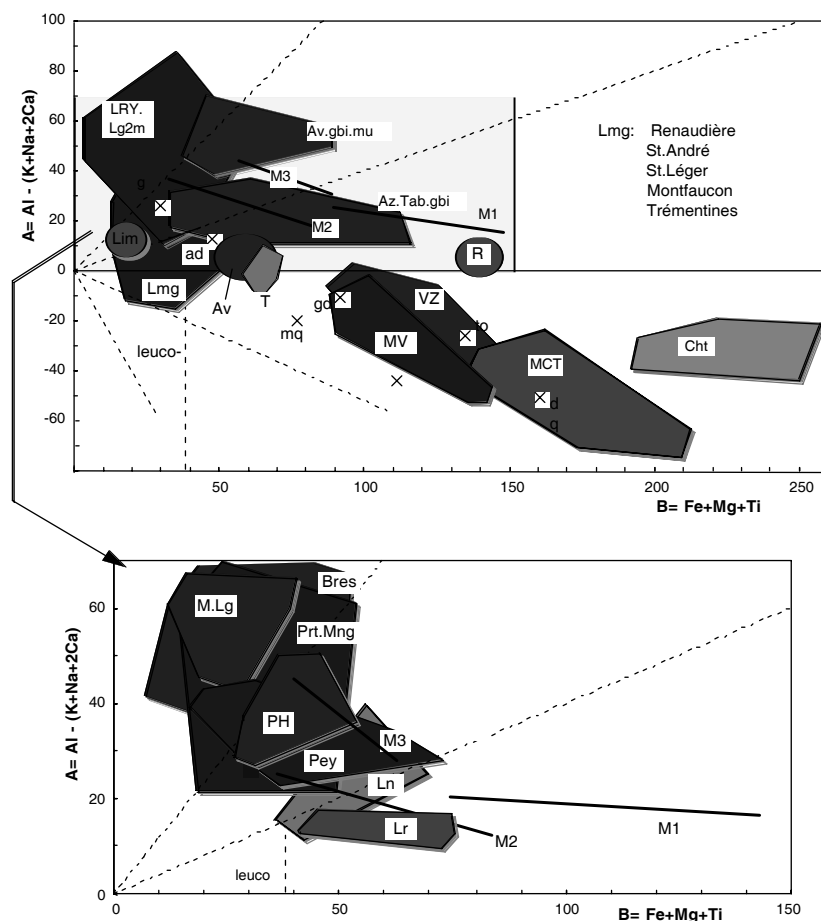


Fig. 8.- Typologie magmatique des plutonites de Vendée dans le diagramme des minéraux caractéristiques selon Debon et Le Fort (1988). Abréviations : Lim : Limière ; LR : La Roche-sur-Yon ; Av : Avrillé ; Az.Tab : granites à biotite d'Aizenay, Le Tablier et Legé ; gbi : granites à biotite ; gbi.mu : granites à biotite et muscovite ; Lg2m : leucogranites à deux micas ; Lmg : leucomonzogranites. Autres abréviations, cf. figure 3.

Fig. 8.- Magma composition of the Vendée plutonic rocks according to the Debon and Le Fort (1988) diagram of characteristic minerals. Abbreviations: Lim: Limières; LR: La Roche-sur-Yon; Av: Avrillé; Az.Tab: Aizenay, Le Tablier and Legé biotite granite; gbi: biotite granite; gbi.mu: biotite and subordinate muscovite granite; Lg2m: two-mica leucogranite; Lmg: leucomonzogranite. Other abbreviations: see Figure 3.

340-330 Ma et 315-280 Ma du Massif central (Pin et Duthou, 1990).

### Corrélations entre la Vendée, le Poitou et l'ouest du Massif central

Les corrélations mises en évidence entre la Vendée et l'ouest du Massif central reposent sur des critères géophysiques, structuraux (cisaillements inter-régionaux) et lithologiques (analogie des formations constituant les différentes unités) (Autran et Cogné, 1980 ; Stussi et La Roche, 1984 ; Lerouge et Quenardel, 1988 ; Autran *et al.*, 1994). Elles ont été précisées et rediscutées par Rolin et Colchen (2001) et Colchen et Rolin (2001) à partir des travaux récents effectués en Vendée, sur le socle sous cou-

verture du seuil du Poitou et dans l'ouest du Massif central.

Concernant les analogies des formations plutoniques, les travaux pétrologiques de Peiffer (1985a) sur la ligne tonalitique limousine du Bas Limousin (en particulier sur le Confolentais), de Dutreuil (1978) sur les granitoïdes de l'ouest du Massif central, de Dhoste (1980) en Vendée et plus récemment de Cuney *et al.* (1999) et Rolin *et al.* (1999) respectivement sur le socle sous couverture mésozoïque du seuil du Poitou (complexe plutonique de Charroux-Civray, Vienne) et sur le Confolentais, montrent l'existence, dans ces trois régions, d'un important plutonisme, basique à acide, de

nature calco-alcaline, calco-alcaline potassique à shoshonitique (fig. 3 et 5) mis en place entre 373 et 350 Ma (tabl. 3 ; Bertrand *et al.*, 2001). Ce plutonisme est pénécotemporain d'un magmatisme granodioritique à granitique peralumineux (368 - 352 Ma ; Duthou *et al.*, 1984 ; Rolin *et al.*, 2000) représenté en Vendée par le complexe de Moulins-Les Aubiers, dans l'ouest du Massif central par celui de Vaulry-Cieux et de la Marche occidentale. Dans les trois régions, ces manifestations plutoniques précèdent les intrusions granitiques et leucogranitiques calco-alcalines à shoshonitiques et peralumineuses viséennes à Carbonifère supérieur.

Plus précisément, l'âge U/Pb sur zircons de  $360 \pm 10/11$  Ma obtenu pour les diorites du Châtillonnais rentre, aux marges d'erreurs près, dans la gamme d'âges de 355 à 360 Ma obtenus sur les tonalites de la Vienne et sur les diorites quartziques de la Ligne Tonalitique Limousine (LTL) (âges Bernard-Griffiths *et al.* (1985) recalculés par Bertrand *et al.* (2001) ; tabl. 3). D'autre part, si les granodiorites peralumineuses associées aux anatexites des Herbiers - La Tessoualle sont contemporaines des granitoïdes de Guéret et anatexites associées auxquels elles ont été comparées (Dhoste, 1980 ; Poncet, 1993), les âges légèrement plus récents obtenus sur ces derniers (respectivement  $356 \pm 8$  Ma et  $356 \pm 10$  Ma ; Duthou *et al.*, 1984) correspondraient à des âges de fermeture des systèmes Rb/Sr au plancher et lors de la mise en place laccolithique du massif de Guéret. Par extension, il en serait de même pour l'âge de  $352 \pm 10$  Ma obtenu pour les granites de Vaulry-Cieux (Duthou *et al.*, 1984) au sud-est du Confolentais. Ces granites post-datent ou sont pénécotemporains de l'anatexie intra-dévonienne se développant des domaines vendéo-sud-armoricains au Massif central (âge à  $382 \pm 5$  Ma obtenu par U/Pb sur zircons des leucosomes anatexiques du Limousin (Lafon, 1986) ; âge à 379 Ma obtenu par Rb/Sr pour les granites d'Auray en Bretagne méridionale (Vidal, 1980)).

Pendant la période 355-330 Ma, les homologues des granitoïdes calco-alcalins potassiques/shoshonitiques de Vendée sont, en Confolentais et en Poitou, représentés par les monzogranites de Port-de-Salles, d'Etagnac et des sondages ANDRA CHA106 et 113 effectués sur le complexe plutonique sous couverture de

Charroux-Civray. L'âge obtenu par Rb/Sr sur roches totales pour les monzogranites de Trémentines ( $347 \pm 14$  Ma), plus récent que ceux obtenus par U/Pb sur zircons pour les monzogranites de Port-de-Salles ( $354 \pm 8$  Ma) et du sondage CHA106 ( $350 \pm 10$  Ma), correspondrait davantage à un âge de fermeture des réseaux Rb/Sr qu'à un âge de mise en place. Les datations par Rb/Sr sur roches totales (âges probables de fermeture des systèmes Rb/Sr) à  $329 \pm 5$  Ma des granites shoshonitiques de Limière en Choletais (Le Métour, 1989) et à  $315 \pm 10$  Ma des granites calco-alcalins potassiques d'Esse, Hiesse et Brillac en Confolentais (Duthou *et al.*, 1984), conduisent à rapporter ces différentes intrusions à un même stade magmatique, distinct de celui qui se développe entre 355 et 340 Ma (Le Métour, 1989 ; Rolin *et al.*, 1999). Les (leuco)granites calco-alcalins sont peu développés dans les trois régions considérées (est d'Avrillé et intrusions mineures dans le massif de La Roche-sur-Yon en Vendée ; dykes et filons en Vienne ; Chirac, Hiesse et Adriers en Confolentais, ainsi que Piégut dans le Nontronais et Les Cars en Nexonais). Ils sont le plus souvent pénécotemporains des manifestations leucogranitiques peralumineuses voisines. Enfin, les leucogranites à deux micas peralumineux du Haut Bocage trouvent leurs homologues dans les massifs de Charroux-Civray (leucogranites spécialisés du sondage CHA109), de Confolens et des Monts de Blond ( $319 \pm 7$  Ma par U/Pb sur zircons ; Pavel *et al.*, 2000) et plus à l'est le complexe leucogranitique de Saint-Sylvestre.

La Vendée présente cependant quelques particularités :

- la quasi-absence, à l'affleurement, de tonalites et d'intrusions basiques calco-alcalines potassiques et shoshonitiques, de même qu'un plus grand développement des granitoïdes en Vendée comparativement au Poitou et au Confolentais ;

- des intrusions dioritiques (en Vendée ainsi qu'en Poitou et dans le Confolentais) à structures essentiellement magmatiques mises en place postérieurement à la tectonique tangentielle (Rolin *et al.*, 1999 ; Rolin et Colchen, 2001), contrastant avec celles du Bas-Limousin où les intrusions sont en partie anté-nappes et en partie post-nappes. En effet, dans cette région, les premières intrusions calco-alcalines sont

cisaillées par les chevauchements à vergence nord-ouest et probablement déracinées (Peiffer, 1986 ; Faure *et al.*, 1997 ; Roig et Faure, 2000) tandis que d'autres, postérieures à cette tectonique, recoupent les contacts des nappes (cf. intrusion calco-alcaline de Chanteix qui recoupe un contact majeur de nappe (Roig et Faure, 2000)). Ces données indiqueraient que les intrusions diorito-tonalitiques précèdent, accompagnent ou post-datent la mise en

place des nappes fini-dévonienne (Rolin et Colchen, 2001).

- les granodiorites calco-alcalines potassiques de type Maulévrier-Verdon représentent, en Vendée, des magmas moins évolués, mais plus développés à l'affleurement, que les granodiorites à biotite du sondage CHA105 (ANDRA) de Charroux-Civray datées à  $349 \pm 5$  Ma par U/Pb sur zircons (Bertrand *et al.*, 2001).

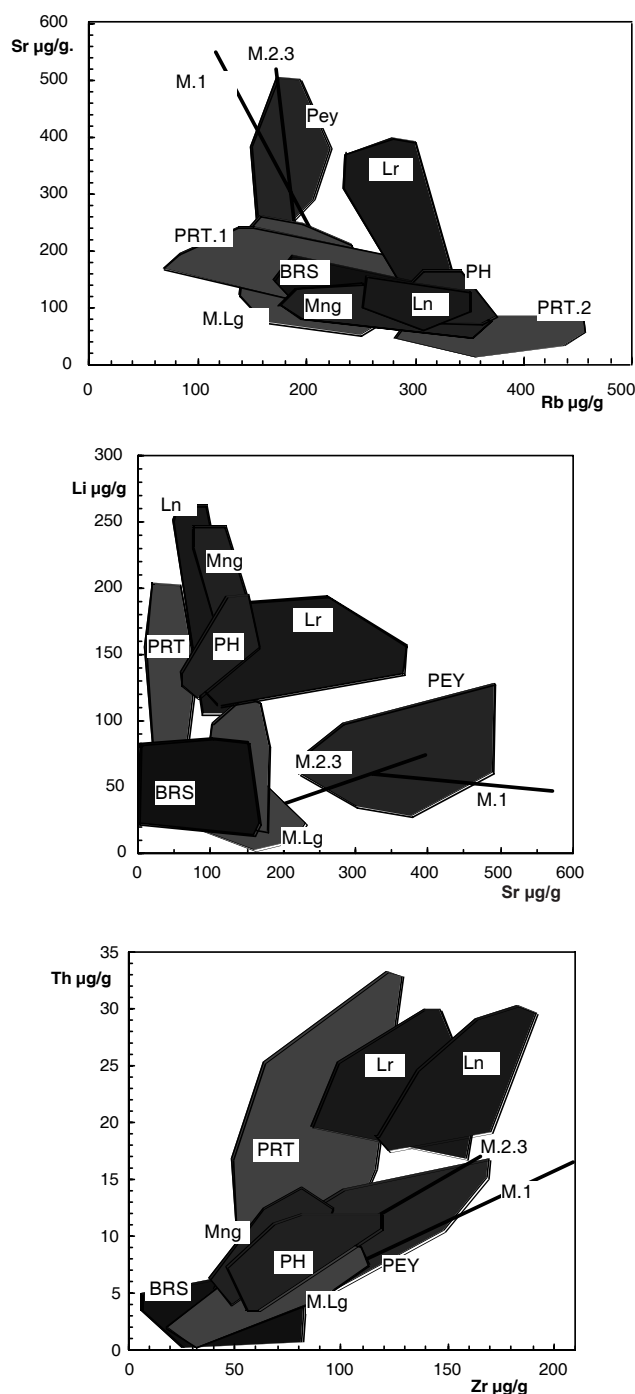


Fig. 9.- Corrélations inter-élémentaires dans les granitoïdes de Vendée. Abréviations : cf. figure 3.

Fig 9.- Correlations between trace elements for the granitic rocks of Vendée. Abbreviations: see Figure 3.

Cette datation suggérerait un âge minimum d'environ 350-360 Ma pour les intrusions de type Maulévrier-Verdon si on admet que ce type de granodiorite souligne un événement magmatique chronologiquement similaire. Ce type de granodiorite semble manquer dans le Confolentais ;

- un développement important, en Vendée, du magmatisme peralumineux leucogranitique (Mortagne, Parthenay, Bressuire) comparativement à celui du Confolentais. Un développement équivalent ne se retrouve que plus à l'est en Limousin central et dans la Marche. Sous le seuil du Poitou, les données géophysiques mettent cependant en évidence l'existence d'un important corps leucogranitique reconnu par le sondage CHA109 et dont le volume pourrait être équivalent à celui du massif de Mortagne (Virlogeux *et al.*, 1999).

Les données qui précèdent montrent que, de la Vendée à l'ouest du Massif central, se met en place entre le Dévonien supérieur et le Viséen supérieur (tabl. 3), un cortège d'intrusions de composition, de nature magmatique et d'âge similaires. Ce cortège définit une ceinture polymagmatique, se confondant avec les intrusions confolentaises de la LTL définie antérieurement (Didier et Lameyre, 1971 ; Peiffer, 1985a). La diversité des compositions de magmas rencontrées traduit le développement d'une intense activité magmatique à partir de la fin du Dévonien et pendant tout le Carbonifère, impliquant des matériaux sources lithosphériques à dominante crustale et de composition comparable, dans l'origine des magmas produits. Cette ceinture, dont la longueur atteindrait 400 km, constitue l'une des plus importantes structures magmatiques de la chaîne varisque ouest-européenne et que l'on peut en grande partie suivre par les axes d'anomalies gravimétriques et aéromagnétiques (Autran *et al.*, 1994).

Par son extension, elle peut être comparée à la ceinture, fortement tronçonnée par la tectonique alpine, des massifs cristallins externes (Debon et Lemmet, 1999) et, dans les zones externes méridionales de la chaîne varisque, à la ceinture plutonique hercynienne des Pyrénées à la Corse. Elle se caractérise par un assemblage magmatique plus diversifié et plus développé en volume que celui représenté, dans les zones externes septentrionales de l'orogène varisque centre-ouest européen, par la

Ride Cristalline Médio-Germanique édifiée, elle aussi, entre 365 et 320 Ma (Franke *et al.*, 1995 ; Oncken, 1997).

L'extension, vers le nord-ouest dans les domaines sud-armoricains, des intrusions du Carbonifère inférieur se perd en raison de la tectonique de cisaillement sud-armoricaine contrôlant entre 300 et 340 Ma la mise en place de la ceinture leucogranitique qui relaye vers le nord-ouest, le magmatisme leucogranitique peralumineux du Haut Bocage. Des petites intrusions calco-alcalines potassiques/shoshonitiques de monzogranite de Bignan et monzodiorite de Plélauff constituent probablement, d'après les données de Euzen (1993), des témoins d'une activité plutonique correspondant, en Vendée, au plutonisme du Carbonifère supérieur.

Au sud-ouest du Haut Bocage, les analogies plutoniques entre le Bas Bocage (La Roche-sur-Yon, Bournezeau, Avrillé) et le Nontronais (Saint-Mathieu, Piégut) ne sont pas suffisantes pour établir des corrélations décisives entre ces deux domaines. En effet, selon Autran *et al.* (1994) et Rolin et Colchen (1998, 2001) et Colchen et Rolin (2001), les unités lithostructurales du Bas Bocage se prolongeraient, plus au sud-est à cause du décrochement dextre de 40 km du cisaillement N160°E de Parthenay-Ruffec, dans les formations situées sous la couverture mésozoïque du bassin d'Aquitaine.

## Origine

Les caractéristiques multi-élémentaires des roches basiques-intermédiaires (fig. 6) attribuent à ces roches une origine par fusion partielle d'un manteau sous-continental. L'existence d'anomalies en Nb, Ti, P et les enrichissements en éléments lithophiles, indiquent, cependant, soit une origine par fusion d'un manteau enrichi, soit une contamination des magmas mantello-dérivés, soit encore la fusion d'une croûte inférieure de composition gabbro-dioritique. L'implication d'un manteau sous-continental est suggérée par la présence de gabbros à olivine et de périclites rencontrés en enclaves dans le complexe de Moulins-Les Aubiers-Gourgé (Dhoste, 1980 ; Le Métour, 1989). En l'absence de données isotopiques et en vertu des similitudes de composition et de relations chrono-magmatiques avec leurs

équivalents de la Vienne et du Confolentais, on attribue aux magmas basiques-intermédiaires calco-alcalins de Vendée une origine similaire à ceux de la Vienne et du Confolentais, à savoir par mélange de magmas d'origine mantellique et de composants à signature de type croûte continentale en proportions croissantes. A ces mélanges peuvent se surimposer des fractionnements de minéraux soit dans les chambres profondes, soit au cours de l'ascension et de la mise en place des magmas (modèle ACF) (Cuney *et al.*, 1999, 2001).

Les rapports isotopiques initiaux obtenus sur les leucogranites peralumineux vendéens ( $0,705 < Sr_i < 0,715$ ) leur attribuent une origine crustale. Les données isotopiques et expérimentales montrent que pour des faibles taux de fusion ( $F < 30\%$ ) les gneiss à composition de métagrauwackes peralumineuses et/ou les orthogneiss peralumineux représentent les matériaux sources les plus probables des leucogranites peralumineux (Turpin *et al.*, 1990 ; Holtz et Johannes, 1991 ; Vielzeuf et Montel, 1994). Une fusion partielle plus importante ( $F > 50\%$ ) de métagrauwackes peralumineuses produit des magmas de composition voisine de celle des granites et granodiorites peralumineuses de type Moulins-Les Aubiers et de Largeasse (Cuney et Stussi, 1999). Le caractère modérément peralumineux des graniotoïdes de Moulins-Les Aubiers par rapport aux graniotoïdes des massifs de Guéret et de Royère ainsi que les modalités d'évolution observées, impliquent une origine soit par fusion partielle ( $0,50 < F < 0,70$ ) de gneiss métagrauwackeux faiblement peralumineux, soit, par analogie avec les graniotoïdes d'Egletons, par mélange entre un magma peralumineux crustal et un composant métalumineux métasédimentaire ou plus probablement igné (Stussi et Cuney, 1993). Les granodiorites calco-alcalines potassiques de type Maulévrier-Verdon ou leurs magmas parents, sont des candidats potentiels pour le modèle de mélange. Un mélange simple est cependant peu probable, car il produirait des termes à composition intermédiaire qui ne sont pas rencontrés. Une hypothèse plus probable est celle de la formation de magmas anatectiques faiblement peralumineux se différenciant par fractionnement dynamique ou statique de minéraux. Enfin, l'origine des leucogranites, d'une part, et des granites et granodiorites peralumineux, d'autre part, à partir d'un même pro-



tolithe est peu probable, car ces deux groupes de granitoïdes peralumineux se caractérisent non seulement par des âges différents, mais aussi par des rapports initiaux du strontium distincts, souvent plus élevés dans les granites et granodiorites ( $Sr_i > 0,708$ ) que dans les leucogranites ( $Sr_i < 0,708$ ) (Duthou *et al.*, 1984 ; Pin et Duthou, 1990).

Une origine crustale est également attribuée aux monzogranites de Trémentines et aux leucomonzogranites de Limière caractérisés par des rapports initiaux du strontium respectivement de  $Sr_i = 0,70968$  et  $Sr_i = 0,7098$  (Le Métour, 1989). Contrairement aux protolithes des granitoïdes peralumineux, cette origine implique des matériaux sources faiblement peralumineux à métalumineux, enrichis en éléments lithophiles (K, Rb, Sr, Ba, Th, Zr, REE) et à temps de résidence crustale élevé. Ainsi que le montrent Robert et Clemens (1993) et Clemens (2000), une telle source pourrait être représentée par des andésites potassiques. Leur association spatio-temporelle avec des magmas monzodioritiques à monzonitiques de même nature magmatique suggère une origine à partir de magmas crustaux marqués par des interactions chimiques et/ou mécaniques avec ces derniers ou avec les magmas parents de ces derniers. Des interactions chimiques et/ou mécaniques avec les magmas associés moins différenciés et de nature magmatique similaire (intrusions et enclaves de monzonites quartzifères, monzodiorites quartzifères) rencontrés dans les mêmes édifices plutoniques (Le Métour, 1989) ne peuvent cependant pas être exclues a priori. Elles demandent une étude plus spécifique sur des cibles clés, argumentée par une systématique isotopique.

### Cadre géotectonique

Deux hypothèses sont actuellement avancées pour l'interprétation géotectonique du magmatisme caractérisant l'axe Vendée-Confolentais :

- **origine subductive** des intrusions basiques-intermédiaires selon un modèle semblable à celui argumenté pour la ligne tonalitique limousine par Peiffer (1985b, 1986) et Shaw *et al.* (1993). Cette interprétation est compatible avec la signature de type VAG ou de marge destructive définie à partir des teneurs en éléments traces (Pearce *et al.*, 1984 ; Harris *et al.*, 1986 ;

Atherton et Sanderson, 1985 ; Shaw *et al.*, 1993). Deux modèles de subduction sont proposés par les auteurs pour la mise en place des magmas :

- *subduction océanique* vers le nord-est, liée à la fermeture d'un océan « ligérien » entre 470 et 400 Ma et suivie d'une collision intercontinentale entre Laurussia et Gondwana autour de 385 Ma (Autran et Cogné, 1980 ; Autran et Lameyre, 1980 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Peiffer, 1986 ; Burg *et al.*, 1987 ; Matte, 1991 ; Shaw *et al.*, 1993). Cette hypothèse est étayée, entre autres, par la nature calco-alcaline des intrusions basiques-intermédiaires mises en place à la limite Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur et par le caractère arrière-arc de marge active des basaltes tholéitiques à calco-alcalins de la Meilleraie (unité de Chantonay). Ces manifestations basiques-intermédiaires résulteraient de la fusion partielle d'un biseau de manteau impliqué dans la subduction (Capdevila, 1997). Cependant, la différence d'âge importante entre la subduction vers le nord-est et la mise en place des magmas calco-alcalins ne permet pas de relier directement les deux processus.

- *subduction océanique* vers le sud associée à la fermeture d'un océan rhéique septentrional au Dévonien supérieur (Faure *et al.*, 1997). La collision intercontinentale s'effectue entre la marge septentrionale du continent gondwanien et le continent nord-européen (Laurussia), la ligne de suture étant représentée par la limite entre la zone rhéno-hercynienne et la zone saxo-thuringienne. Selon ces auteurs, la marge située au sud et au-dessus du plan de subduction serait de type distensif avec formation de bassins marginaux à croûte continentale amincie ou localement océanique. Les diorites du Dévonien moyen et supérieur du Massif armoricain septentrional, du nord du Massif central français (Boussac) et des Vosges du Nord constitueraient l'arc magmatique de ce système et représenteraient les équivalents profonds des émissions basaltiques de même âge de Vendée (La Meilleraie) et du Morvan. D'autre part, l'ensemble des diorites du Limousin est considéré comme associé à l'unité des gneiss supérieurs et donc allochtone (Peiffer, 1986 ; Faure *et al.*, 1997). Les rapprochements effectués par ces auteurs entre ces diorites et les basaltes dévonotournaisiens de la Meilleraie (Vendée ;

Wyns *et al.*, 1988) et du Morvan, amèneraient à considérer un axe dioritique au nord du Massif central, incluant les gabbro-diorites du Plateau d'Aigurande et dont l'extension serait parallèle à l'axe à anomalies gravimétriques et magnétiques Cholet - Berry (Autran *et al.*, 1994). À l'est du Sillon Houiller, des témoins de cet axe seraient représentés par les monzodiorites d'Enval, par les intrusions gabbro-dioritiques d'Aydat (Auvergne) datée à 365 Ma (âge apparent  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sur zircons d'une diorite; Pin, 1989) et par les diorites du Nord Charollais.

- **origine intra-continente en régime collisionnel.** La caractérisation géotectonique des magmas à partir de leurs teneurs en éléments majeurs et en éléments traces est ambiguë, car elle attribue à des magmas pénécemporains, de nature différente et mis en place dans un même environnement géotectonique, voire dans un même édifice, des signatures géotectoniques distinctes. D'autre part, les enrichissements importants en Rb, Ba et Th et les anomalies négatives en Nb et Ta caractérisant les magmas basiques à intermédiaires sont généralement interprétés comme résultant d'une contamination crustale, ce qui est en accord avec les données obtenues avec les isotopes radiogéniques (cf. Cuney *et al.*, 1999). De même que le Poitou et le Confolentais, la Vendée se caractérise par l'absence d'intrusions tholéitiques comme dans les autres segments de la ligne tonalitique limousine (Rolin *et al.*, 1999), par l'absence de polarité magmatique, par la pénécemporanéité de mise en place de magmas peralumineux, calco-alcalins et calco-alcalins potassiques à shoshonitiques. D'autre part, les travaux structuraux et de pétrofabriques réalisés sur les intrusions diorito-tonalitiques de Vendée, du Poitou et de l'ouest du Massif central (Confolentais), ont montré l'existence de fabriques magmatiques non ou peu modifiées par des déformations subsolidus (Poncet, 1993 ; Gagny et Cuney, 1998 ; Rolin *et al.*, 1999). Lorsque celles-ci apparaissent (Confolentais), elles sont de faible importance (échelle minérale) et généralement non rétro-morphiques. D'autre part, dans le Massif central, les intrusions diorito-tonalitiques se rencontreraient non seulement dans l'USG allochtone, mais également dans l'unité inférieure des gneiss (unité de Rochechouart ; Rolin *et al.*, 1999). Cette caractéristique indiquerait donc l'enracine-

ment de ces intrusions dans le Confolentais, dans la région de Charroux-Civray et en Vendée. Enfin, outre les caractéristiques pétrologiques mises en évidence par Peiffer (1986), le magmatisme de la LTL ne se limite pas seulement à des diorites, tonalites et monzodiorites et petits stocks de faciès plus basiques associés, mais comprend une gamme de compositions très large allant des gabbro-diorites à des leucotonalites et granodiorites et des monzogabbrodiorites à des monzogranites mis en place dans un espace de temps relativement restreint entre 360 et 345 Ma et dans un même environnement géotectonique (Rolin *et al.*, 1999 ; Cuney *et al.*, 1999, 2001 ; Bertrand *et al.*, 2001). L'origine crustale des granitoïdes et une contribution crustale probable dans l'origine pénécontemporaine des magmas basiques - intermédiaires (Cuney *et al.*, 1999, 2001) traduit l'existence, pendant tout le Carbonifère, d'une intense activité magmatique impliquant, non seulement des magmas mantello-dérivés, mais également une croûte continentale.

Les quelques datations isotopiques disponibles sur la Vendée mettent en évidence une succession d'événements magmatiques s'échelonnant entre 373 et 330 Ma et entre 330 et 295 Ma, c'est-à-dire respectivement plus de 50 à 80 Ma après la fin de la subduction éovarisque à plongement nord (470-400 Ma) et de 10 à 50 Ma après le début de la période majeure initiale d'épaississement crustal vers 380 Ma (tabl. 3 ; Burg *et al.*, 1987 ; Matte, 1991 ; Rey *et al.*, 1997). Succédant à la phase initiale de collision, les émissions basaltiques Dévonien moyen-Dévonien supérieur (Meilleraie) résulteraient de l'anatexie d'une lame mantellique déjà engagée dans l'épaississement crustal, la mise en place étant contrôlée par une ouverture en pull apart (Cuney *et al.*, 1999 ; Colchen et Rolin, 2001). A la limite Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur, elles subissent les effets d'une tectonique syn-métamorphe tangentielle synchrone de la mise en place des premières intrusions dioritiques à 373 Ma (Moncoutant, Le Tallud). Celle-ci serait rapidement suivie d'une tectonique transcurrente matérialisée par les grands accidents régionaux et contrôlant la mise en place de dioritoïdes (Châtillonnais à 360 Ma ; Confolentais et Poitou entre 360 à 351 Ma), d'anatexites (368 Ma) et de granitoïdes peralumineux (Gagny et Cuney, 1998 ; Rolin *et al.*, 1999 ; Colchen et Rolin,

2001 ; Rolin et Colchen, 2001), puis de granitoïdes de nature magmatique variée. Selon Gagny et Cuney (1998), le fonctionnement de cette tectonique transcurrente contrôlant la mise en place des intrusions se développerait dans le cadre d'un affrontement de plaques en transpression. Cette hypothèse est compatible avec celle récemment proposée par Shelley et Bossières (2000) considérant un développement de l'orogène éo-hercynien ouest-européen selon une tectonique en transpression par affrontement tangentiel entre les continents gondwanien et baltique. Cette tectonique serait associée à une subduction oblique de l'océan rhéique repris en écaillage, avec les magmas d'arcs générés, entre les écaillages continentales.

Dans le sud-ouest du Limousin, les intrusions diorito-tonalitiques seraient diachroniques par rapport aux nappes. Enracinées dans l'unité inférieure des gneiss vers le nord-ouest, elles deviendraient associées, vers le sud-est, à l'unité supérieure des gneiss (Rolin et Colchen, 2001). Elles encadreraient la fin de mise en place des nappes dévonien (Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et Colchen, 2001). La signature apparemment subductive des magmas basiques-intermédiaires pourrait résulter, selon un schéma comparable à celui proposé par Harris *et al.* (1986), d'une anatexie de matériel mantellique ou mantello-dérivé déjà impliqué dans la croûte épaissie au stade de convergence (par exemple un arc basalto-andésitique calco-alcalin à calco-alcalin potassique soumis à la fusion) (Cuney *et al.*, 2001). Cette hypothèse serait compatible avec la rareté des gabbros dont la plupart présente davantage une composition de méla-diorite à caractère de cumulat que de gabbro *s.s.* Le régime de décrochements perdure pendant tout le Carbonifère inférieur et supérieur et contrôlerait la mise en place des intrusions granitiques et leucogranitiques calco-alcalines, calco-alcalines/shoshonitiques et surtout peralumineuses.

## Conclusion

Le développement géotectonique de la Vendée a été accompagné, principalement dans le Haut et le Bas Bocage, par l'installation, entre 373 et 315 Ma, d'un important plutonisme dioritique et granitoïdique.

Alors que, dans le Haut Bocage, l'activité plutonique débute dès la fin du Dévonien avec un magmatisme basique-

intermédiaire calco-alcalin et acide peralumineux, elle ne se manifeste, dans le Bas Bocage, que vers la fin du Viséen. Hormis l'unité de Chantonay à rares intrusions, les unités comprises entre ces deux régions (Les Essarts, Mervent, Montaigu-Saint-Paul-en-Pareds) semblent ne pas avoir été soumises en profondeur à la fusion partielle, ou les intrusions n'ont pas été atteintes par le niveau d'érosion actuel. Le magmatisme effusif se manifeste, dans l'unité de Chantonay, par les basaltes tholéitiques à calco-alcalins à affinités d'arrière-arc (Thiéblemont *et al.*, 1994). Leurs caractéristiques géochimiques partielles ne permettent pas de montrer qu'ils représentent les termes moins différenciés ou les magmas parents des manifestations dioritiques des unités voisines (unité sud du Haut Bocage, Châtillonnais).

Le plutonisme du Haut Bocage vendéen est remarquable par sa diversité pétrologique (gabbro-diorites à granites et leucogranites) des intrusions et par la mise en place, dans un même contexte géotectonique et dans une même gamme d'âges, de types de magmas (calco-alcalins, calco-alcalins potassiques, shoshonitiques, peralumineux) réputés caractériser, dans les orogènes récents, des zones géotectoniques spécifiques. Dès les premiers événements magmatiques hercyniens, les manifestations basiques-intermédiaires calco-alcalines fini-dévonien (373 à 360 Ma) sont pénécontemporaines d'un magmatisme peralumineux (granodiorites peralumineuses de Moulins-Les Aubiers) associé à l'anatexie crustale de La Tessoualle (368 Ma). Par ailleurs, les différentes unités lithostratigraphiques ne présentent ni de spécificité magmatique, ni de polarité magmatique susceptibles de préciser l'évolution géotectonique régionale.

Les caractéristiques pétrologiques similaires des intrusions qui se sont mises en place entre 373 et 315 Ma du Haut Bocage vendéen au Confolentais traduisent l'existence, dans la chaîne varisque française occidentale, d'une importante ceinture magmatique dont le développement implique la fusion de différents niveaux de la lithosphère. Cette ceinture se confond avec les intrusions confolentaises de la Ligne Tonalitique Limousine dont l'extension nord-ouest vers la Vendée avait été argumentée antérieurement uniquement par la présence, en Vendée, de diorites quartzifères (Dhoste, 1982 ; Peiffer, 1985a ; Cuney *et al.*, 1993b). La

plus grande diversité de magmas qui la caractérise cependant vers le nord-ouest (complexe de Charroux-Civray, Haut Bocage vendéen, Choletais septentrional) lui confère une signification magmatique beaucoup plus importante que celle restreinte à un magmatisme diorito-tonalitique. Vers le sud-est, les corrélations plutoniques sont essentiellement définies par les intrusions viséo-namuriennes, celles relatives aux diorito-tonalites étant soumises au diachronisme des intrusions par rapport aux chevauchements.

Chronologiquement, et en considérant que la collision intercontinentale initiale ait eu lieu autour de 385 Ma, le développement de cette ceinture marque la transition, en régime collisionnel, d'une tectonique tangentielle (diorites de Moncoutant légèrement postérieures aux basaltes de la Meilleraie ; intrusions diorito-tonalitiques allochtones associées à l'USG dans l'ouest du Massif central) à une tectonique transcurrente (diorites du Châtillonnais péné-

contemporaines des granitoïdes peralumineux de Moulins-Les Aubiers - Gourgé ; diorites et tonalites de Charroux-Civray). Dans l'hypothèse proposée, les basaltes tholéitiques à calco-alcalins de la Meilleraie à caractéristiques de magmas d'arrière arcs (Thiéblemont *et al.*, 1994) et qui constituent la partie supérieure de l'unité de Chantonay, se seraient plus vraisemblablement mises en place dans un bassin de type pull apart (Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et Colchen, 2001). La tectonique transcurrente perdure, pratiquement sans solution de continuité, jusqu'au Carbonifère supérieur où elle favorise un plutonisme essentiellement leucogranitique peralumineux, subsidiairement calco-alcalin à calco-alcalin potassique/shoshonitique. La ceinture plutonique Vendée - Poitou - Bas-Limousin représente l'un des plus importants axes magmatiques de la chaîne varisque centre-ouest-européenne (400 km de longueur).

Au sud-ouest du complexe des Essarts-Mervent, le complexe plutonique

du Bas Bocage est préservé des grands cisaillements et décrochements post-granitoïdiques et conserve, cas rare dans la chaîne varisque européenne, l'organisation originelle de ses relations structurales avec son encaissant. Il appartient à un axe d'anatexie crustale se prolongeant probablement, vers le sud-est, sous la couverture mésozoïque du Bassin aquitain (Autran *et al.*, 1994 ; Colchen et Rolin, 2001).

## Remerciements

Les auteurs sont redevables à J.L. Bouchez et A. Autran pour leurs critiques et suggestions pertinentes et constructives faites sur la première version de cette note. Celle-ci a également bénéficié des conseils et remarques judicieux de M. Colchen et P. Rolin spécialistes de la géologie de la Vendée. Ce travail synthétise les études effectuées dans le cadre de contrats entre l'ANDRA, le CREGU et l'Université de Poitiers.

## Références

- 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., Beckinsale R.D. (eds), J. Wiley & Sons, New-York, 208-227.
- Autran A., Cogné J. (1980) - La zone interne de l'orogénèse varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26<sup>e</sup> CGI, Mém. BRGM, Fr., n° 108, 90-111.
- Autran A., Lameyre J. (1980) - Le plutonisme granitique en France. *In*: Autran A. et Dercourt J. (Eds), Evolution géologique de la France. Mém. BRGM, Fr., n° 108, Orléans, 87-91.
- Autran A., Lefort J.P., Debeglia N., Edel J.B., Vignerresse J.L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. *In*: Pre-Mesozoic Geology in France and related areas, Keppie J.D. (ed.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 49-72.
- Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grunfelder M., Piboule M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Section I, n° 4, 523-529.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delaperrière E., Brouand M., Cuney M., Stussi J.M., Virlogeux D. (2001) - Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 167-189 (*ce volume*).
- Bouton P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne. Partie orientale du synclinorium de Chantonay, Massif Armoricain. Thèse doctorat, Univ. Poitiers, 378 p.
- Bouton P., Poncet D., Colchen M., Vervialle J.P., Gros Y. (1992) - Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut-Bocage vendéen (segment vendéen de la chaîne hercynienne, France). *In*: Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque, CGPF Villeneuve d'Asq, 16-17.10.1992.
- Burg J.P., Bale P., Brun J.P., Girardeau J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1, 71-87.
- Capdevila R. (1998) - Les suites plutoniques métalumineuses recoupées par les sondages ANDRA de la Vienne : caractérisation, mode de mise en place, et discussion du contexte géodynamique. *In*: Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers, 13 et 14 octobre 1997, CNRS et ANDRA (eds), 13.
- Cathelineau M. (1982) - Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique : relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. *Mém. Sci. Terre*, Nancy, 42, 375 p.
- Chalet M. (1985) - Etude lithostratigraphique et structurale des "porphyroïdes" et formations paléozoïques associées du Bas Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Poitiers, 214 p.
- Clemens J.D. (2000) - Crustal origin for high-K granitic magmas: experimental constraints. *J. African Earth Sci., Spec. Abstract Issue*, GSSA 27, Geocongress 2000, A.F.M. Kisters, R.J. Thomas (Eds.), 31, 1A-Suppl., 4.



- Cogné J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *In: Ecologie et géologie de l'Himalaya*, Coll. Internat. CNRS, Paris, **268**, 111-127.
- Colchen M., Rolin P. (2001) - La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 53-85 (*ce volume*).
- Colchen M., Rolin P., Stussi J.M. (1998) - Le socle hercynien du Seuil du Poitou (1/500.000). Document couleur ANDRA. Carte synthétique du socle sous le seuil du Poitou, réalisé à partir des données aéromagnétiques, gravimétriques et des sondages ANDRA. *In: Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers*, 13 et 14 octobre 1997, CNRS et ANDRA (eds), 23.
- Cuney M., Stussi J.M. (1999) - The origin of the two main types of Variscan peraluminous granitoids from the French Massif Central. Documents du BRGM, n° 290, B. Barbarin (ed.), Orléans, 207.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M. (1992) - Géochimie des granitoïdes vendéens. Rapport CREGU-ANDRA, 622 RP CRE 92-001, inédit, 188 p.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M., Gagny C. (1999) - Le massif de Charroux-Civray : un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne. *In: Etude du massif de Charroux-Civray. Actes Journées Sci. CNRS-ANDRA, Poitiers*, 13-14.10.1997, 63-104.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M. (2001) - Le complexe plutonique de Charroux-Civray (Vienne) : témoin du magmatisme infra-carbonifère dans le segment occidental de la chaîne varisque européenne. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 143-166 (*ce volume*).
- Cuney M., Brouand M., Dautel D., Stussi J.M., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993a) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **316**, 1383-1390.
- Cuney M., Stussi J.M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993b) - Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **317**, 219-226.
- Debon F., Le Fort P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, **111**, 493-510.
- Debon F., Lemmet M. (1999) - Evolution of Mg/Fe ratios in the Late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrology*, **40**, 7, 1151-1185.
- Dhoste M. (1980) - Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe Nantes-Parthenay, des massifs de Moncoutant et de Neuvy-Bouin. Thèse Etat, Univ. Poitiers, 493 p.
- Dhoste M. (1982) - Prolongement en Poitou de la Ligne Tonalitique Limousine. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **296**, 1659-1662.
- Didier J., Lameyre J. (1971) - Les roches granitiques du Massif central. Symposium Jung, Plein Air Service (éd.), 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 <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>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.
- Euzen T. (1993) - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif armoricain, France). *Géosciences Rennes*, **51**, 285 p.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) - Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- Faure M., Leloux Ch., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 695-705.
- Forestier F.H., Lasnier B., Burg J.P., Flageollet J.C., Viaud J.M. (1982) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille de Clisson (509). Editions BRGM, Orléans, 55 p.
- Francke W., Dallmeyer R.D., Weber K. (1995) - Geodynamic evolution. *In: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*, Dallmeyer *et al.* (eds), Springer Verlag Berlin, Heidelberg, 579-593.
- Gagny C., Cuney M. (1998) - Pétrologie structurale du "massif" de Charroux-Civray, conséquence d'une mise en place dans un affrontement de plaques de transpression. *Journées Sci. ANDRA, Poitiers, Atlas des posters*, 20-22.
- Goujou J.C. (1991) - Analyse structurale d'un avant-pays métamorphique. Thèse Doctorat, Univ. Montpellier, 347 p., inédit.
- Gradstein F.M., Ogg J. (1997) - A Phanerozoic time scale. *Episodes*, **19**, 3-5.
- Guérangé B., Guigues J., Moussu R., Parfenoff A. (1973) - Un granite niobo-tantalifère : le massif des Epesses. Livre Symposium E. Raguin, Masson éd., Paris, 130-138.
- Guineberteau B. (1986) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). Structure, gravimétrie, mise en place, distribution U/Th/K. *Géol. Géochim. Uranium, Mém.*, Nancy, **11**, 218 p.
- Harris N.B., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) - Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *In: Coward M.P., Ries A.C. (eds), Collision Tectonics*, London, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 67-81.
- Holliger Ph., Cuney M., Friedrich M., Turpin L. (1986) - Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de Saint-Sylvestre (nord-ouest du Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **303**, 44, 1309-1314.
- Holtz F., Johannes W. (1991) - Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H<sub>2</sub>O activities. *J. Petrol.*, **32**, 5, 935-958.
- Lafon J.M. (1986) - Géochronologie U/Pb appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse Université, Montpellier, 152 p.
- Le Breton N., Duthou J.L., Grolier J., Lacour A., Meyer G., Treuil M. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France). Pétrographie, composition, âge. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **303**, 17, 1557-1562.

Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge G., 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 Métour J. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille de Cholet. Editions BRGM, Orléans, 55 p.

Lerouge G., Quenardel J.M. (1988) - Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leur prolongation dans le nord-ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, 5, 831-838.

Leroy J., Sonet J. (1976) - Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyres recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **283**, 1477-1480.

Matte P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.

Oncken O. (1997) - Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geol. Rundsch.*, **86**, 2-20.

Pavel A., Cheilletz A., Deloué E., Cuney M. (2000) -  $319 \pm 7$  Ma crystallization age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U-Pb ion-probe dating of zircons. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **330**, 617-622.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. (1984) - Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**, 956-983.

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) - 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., Fr.*, Paris, **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.*, Paris, **303**, 4, 305-310.

Peucat J.J., Paris F., Chalet M. (1986) - U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chem. Geol. (Isotope Geol. Sec.)*, **59**, 133-142.

Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne. Thèse Doctorat 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.

Poncet D. (1993) - Le cisaillement sud-armoricain 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.

Renard J.P. (1974) - Etude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection. Rapport CEA, R-4407, 216 p.

Rey P., Burg J.P., Casey M. (1997) - The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: *Orogeny through time*, Burg J.P., Ford M. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **121**, 179-200.

Roberts M.P., Clemens J.D. (1993) - Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, **21**, 825-828.

Roig J.Y., Faure M. (2000) - La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **171**, 3, 295-307.

Rolin P., Colchen M. (1998) - Vendée - Seuil du Poitou - Limousin : carte structurale du socle varisque. In: *Atlas des posters, Journées Scient. ANDRA*, Poitiers, ANDRA et CNRS (eds), Chatenay-Malabry, 24-25.

Rolin P., Colchen M. (2001) - Les cisaillements varisques de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 87-116 (ce volume).

Rolin P., Stussi J.M., Colchen M., Cuney M. (1999) - Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 3, 11-31.

Rolin P., Andru J.C., Bouroulec I., Wyns R., Thiéblemont P., Guerrot C., Courtois N., Bernard E. (2000) - Notice explicative de la carte géologique Les Herbiers n°537 à 1/50 000. BRGM Ed., Orléans (sous presse).

Sabourdy G. (1988) - Les granitoïdes du massif de Guéret (Massif central français) : nouvelles données obtenues par l'étude de la composition des biotites. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **306**, 1193-1196.

Shaw A., Downes H., Thirlwall M.F. (1993) - The quartz-diorites of Limousin : elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chem. Geol.*, **107**, 1-18.

Shelley D., Bossière G. (2000) - A new model for the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struct. Geol.*, **22**, 757-776.

Stussi J.M. (1976) - Le massif granitique de La Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. *Sci. de la Terre, Nancy*, **20**, 3, 219-263.

Stussi J.M., La Roche H. (de) (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **298**, 43-48.

Stussi J.M., Cuney M. (1993) - Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 4, 585-596.

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. Publ.*, **42**, 313-345.

- Thiéblemont D. (1988) - Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Documents du BRGM, Orléans, **157**, 365 p.
- Thiéblemont D., Cabanis B. (1986) - Découverte d'une association de tholéïtes d'arc et de basaltes de type MORB dans la série paléovolcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **302**, 641-646.
- Thiéblemont D., Cabanis B. (1994) - Magmatic record of the geodynamic evolution of Brittany and Vendée during Palaeozoic times: trace element constraints. *In: Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*, Keppie J.D. (ed.), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 220-230.
- Thiéblemont D., Guerrot C., Le Métour J., Jezequel P. (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 7-17 (*ce volume*).
- Turpin L., Cuney M., Friedrich M., Bouchez J.L., Aubertin M. (1990) - Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N.W. French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 163-172.
- Vidal P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, **21**, 161 p.
- Vielzeuf D., Montel J.M. (1994) - Partial melting of metagreywackes. I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 375-393.
- Virlogeux D., Roux J., Guillemot D. (1999) - Apport de la géophysique à la connaissance géologique du massif de Charroux-Civray et du socle poitevin. *In: Etude du massif de Charroux-Civray. Actes Journées Sci. CNRS-ANDRA*, Poitiers, 13-14.10.1997, 33-61.
- Wyns R., Le Métour J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen. Documents du BRGM, **68**, 60 p.
- Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A. (1988) - Notice explicative de la feuille Chantonay à 1/50 000. BRGM (éd.), Orléans, 76 p.
- Wyns R., Godard G., Lablanche G., Biron R., Bresson G. (1989) - Notice explicative de la feuille La Roche-sur-Yon à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans.