

Les dolérites et basaltes tholéïtiques varisques du domaine nord-est armoricain*

Jean LE GALL (1)

Variscan tholeiitic dolerite and basalt from the northeastern Armorican Massif

Géologie de la France, n° 4, 1999, pp. 3-26, 15 fig., 5 tabl.

Mots-clés : Dolérite, Basalte, Essaim dykes, Sill, Analyse éléments majeurs, Analyse éléments traces, Terres rares, Composition tholéïtique, Dinantien, Cristallisation fractionnée, Origine mantellique, Orogenèse varisque, Massif armoricain.

Key words: Dolerite, Basalt, Dyke swarms, Sills, Major-element analyses, Trace-element analyses, Rare earths, Tholeiitic composition, Dinantian, Fractional crystallization, Mantle origin, Variscan Orogeny, Armorican Massif.

Résumé

Dans le domaine nord-est armoricain, du bassin de Laval jusqu'au secteur de Caen-Saint-Lô, se concentrent des filons doléritiques en essaims de dykes, recoupant le socle précambrien et sa couverture paléozoïque. Cet hypovolcanisme est contemporain de l'émission de coulées basaltiques épanchées à la base des séries carbonifères du bassin de Laval, ainsi que de l'injection de sills doléritiques dans les formations siluro-dévonniennes de ce même bassin. Le magmatisme s'exprime au cours d'un événement majeur, situé à la limite dévono-carbonifère, précoce dans l'histoire varisque de ce domaine, antérieurement aux phénomènes compressifs du Carbonifère supérieur. Plus au nord, un autre essaim doléritique injecte le socle précambrien de la Hague (Nord-Cotentin) et sa couverture paléozoïque inférieure. Ce cortège filonien, non daté radiométriquement mais dont l'injection précède le serrage varisque, pourrait s'être mis en place antérieurement à celui des régions plus méridionales.

La composition minéralogique des dolérites est dominée par l'association plagioclase - clinopyroxène - oxydes ferro-titanés à laquelle s'ajoute préféren-

tiellement soit de l'olivine dans le bassin de Laval et le secteur Caen-Saint-Lô, soit du quartz dans les dolérites des domaines mancellien et nord-Cotentin. Ces caractéristiques, comme celles qui découlent des analyses chimiques, sont typiques des tholéïtes continentales. L'évolution de ce magmatisme tholéïtique obéit à un mécanisme de cristallisation fractionnée qui paraît directement contrôlé par l'épaisseur de croûte traversée : croûte épaissie en domaines mancellien et nord-Cotentin, croûte amincie au droit du bassin de Laval et du secteur Caen-Saint-Lô.

L'origine des magmas tholéïtiques est recherchée dans la fusion partielle d'un manteau à forte composante asthénosphérique dans tout le domaine méridional regroupant bassin de Laval, Mancellia et secteur Caen-Saint-Lô, prolongé à l'ouest par le secteur de Saint-Malo. La signature géochimique de ces magmas est caractérisée par des valeurs élevées du rapport Nb/La. En revanche les faibles valeurs de ce même rapport caractérisent les dolérites du Nord-Cotentin ce qui les rapprochent de celles du Trégor injectées au cours d'événements distensifs probablement ordovico-siluriens. Ces dolérites du domaine

septentrional, portant les marques d'une contamination crustale, dériveraient d'une souche mantellique à forte composante lithosphérique, elle-même conditionnée par l'histoire cadomienne.

A l'échelle du segment nord-européen de la chaîne varisque, l'ensemble du magmatisme de la limite siluro-dévonienne s'inscrit dans un contexte structural distensif, directement lié à l'histoire de la fermeture de l'océan rhéique, à la fin des temps dévoniens.

Abridged English version

Introduction - Geological setting

Dolerite dyke swarms in the north-eastern Armorican Massif (France), which extends from the Laval Basin to the North-Cotentin Peninsula, cut both the Precambrian basement and its Paleozoic cover (Fig. 1). They are particularly abundant in the Mancellian Domain, composed of thick Brioverian metasediments intruded by late Cadomian plutons, between the Laval Basin and the Saint-Lô-Caen area, where the dykes range in width from a few metres up to 100 m, dip vertically and trend roughly N-S (Fig. 2). The swarms are contemporaneous both with the intrusion of sills in

* Manuscrit reçu le 18 octobre 1999, accepté le 30 décembre 1999.

(1) GEGER ; Département de Géologie ; Université de Caen, 14032 Caen Cedex, France.

the Silurian-Devonian formations of the Laval Basin and with the emplacement of basalt flows at the base of the Carboniferous formations in the same basin (Le Gall and Mary, 1983). The swarms continue westward toward the Saint-Malo region where they are dated at 330 ± 10 Ma (Perroud et al., 1986). This suggests that the basic magmatic units were erupted during a single major event close to the stratigraphic boundary between the Devonian and Carboniferous. This event pre-dates the main deformation phase, which in this area occurred at the Namurian-Westphalian boundary. The absolute age of emplacement of the North-Cotentin dolerite dykes is not known, although based on geological relationships, this may be earlier than that of the Mancellian dolerite dykes.

Petrography and mineralogy

The dolerite shows intergranular to ophitic textures with plagioclase, clinopyroxene, and Fe-Ti oxide crystals. It also contains either phenocrysts of olivine partially replaced by a mixture of talc, chlorite and amphibole, or interstitial areas of quartz-feldspar graphic intergrowths. The first type preferentially occurs in the Laval Basin and the Saint-Lô-Caen area, and the second in the Mancellian Domain and the North-Cotentin area. All the dolerite underwent hydrothermal alteration and anchizonal Variscan metamorphism during which the primary igneous assemblages were variably replaced by secondary phases, including mostly brown and green hornblende, chlorite, epidote and calcite.

Basalt lava flows from the Laval Basin predominantly contain phenocrysts of plagioclase, commonly zoned and albitized. The other phases are olivine (always completely altered), variably altered clinopyroxene (titaniferous augite), and Fe-Ti oxide crystals. In places, the basalt is highly vesicular, with large and small vesicles filled with calcite, chlorite, and quartz.

Geochemistry

Both the dolerite dykes and basalt flows display a chemical composition typical of intraplate continental tholeiite (see for example Miyashiro's diagrams; Fig. 10). The samples are almost all quartz-normative or olivine tholeiite, the

exceptions being some altered rocks that have nepheline in their norms. They represent continental tholeiite with high Fe and TiO_2 contents, and varied Mg numbers (68 to 34) reflecting the role of crystal fractionation. Quartz dolerite is the most evolved type, being richer in Fe_2O_3 (total), TiO_2 , P_2O_5 and alkalis.

Except for Ba, Rb and Sr, which were affected by post-magmatic processes, the trace-element data are consistent with the major-element data; for example, Y and La are more concentrated in the evolved facies. All the dolerite is characterized by a relatively strong LREE enrichment and has La/Yb ratios between 5 and 15 (Fig. 11). These REE patterns and La/Yb ratios are similar to those of continental tholeiite, such as the Deccan Trap basalt.

Magmatic differentiation

Petrographic evidence coupled with major- and trace-element concentrations (MgO vs. Fe_{tot} , TiO_2 , P_2O_5 , Y, Cr and Ni; Fig. 12) indicate that the dolerite experienced some low-pressure crystal fractionation, at first involving olivine and plagioclase, then pyroxene and plagioclase, and finally Fe-Ti oxide crystals and apatite. The fractional crystallization processes took place in the basic magmas during their rise to the surface. The more primitive olivine dolerite ($DI < 30$) occurs in zones of relatively thin crust (Laval Basin and Saint-Lô-Caen area), whereas the most evolved quartz dolerite ($DI > 30$) is restricted to zones of relatively thick crust (Mancellian Domain and North-Cotentin area) (Fig. 14).

Petrogenetic model

Primitive mantle-normalized multi-element diagrams reveal two main geochemical groups of dolerite (Fig. 13): group 1, concerning the Laval Basin, the Mancellian Domain, the Saint-Lô-Caen area and the Saint-Malo block, has a high Nb/La (>1) and is thought to be derived from the asthenospheric upper mantle; group 2, concerning the North-Cotentin Peninsula and the Tregor area, has a low Nb/La (<1), suggesting that the basic magmas were derived in part from the subcontinental lithospheric mantle (Hawkesworth and Gallagher, 1993). Moreover, the lithospheric mantle of the North-Cotentin and Tregor areas probably reflects contributions of the Cadomian

Orogeny in view of the fact that these areas correspond to the internal part of the Cadomian belt, which has been interpreted as an active plate margin (Chantraine et al., 1988; Dissler et al., 1988). Furthermore, the role of crustal contamination cannot be ruled out for the rocks of the Tregor area and the North-Cotentin Peninsula (Lahaye et al., 1995).

Conclusion - Geotectonic setting

The magmatic activity at the Devonian-Carboniferous boundary in the North Armorican Massif was probably triggered by lithospheric extension, and is interpreted as being related to the southward subduction of the Rheic ocean during Late Devonian times (Fig. 15).

Introduction

Dans le nord-est du Massif armoricain, l'activité magmatique liée à l'histoire varisque s'exprime par des manifestations volcaniques, plutoniques et filoniennes qui s'intègrent dans l'évolution structurale de ce segment orogénique. Les principaux événements magmatiques se regroupent autour de trois périodes : à la limite dévono-carbonifère, au Namuro-Westphalien, enfin aux temps fini-carbonifères. Outre ces événements majeurs, bien calés chronologiquement, il n'est pas exclu que des événements plus précoces aient pu intéresser le domaine le plus septentrional correspondant au Nord-Cotentin.

Rapporté aux événements de la phase bretonne, le magmatisme de la limite dévono-carbonifère, thème principal de ce travail, est représenté par des volcanismes basiques et acides (bassin de Laval par exemple) (fig. 1) dont les racines recoupent le socle cadomien sous forme d'un important réseau filonien de nature essentiellement doléritique (domaine mancillien par exemple).

L'activité magmatique de la limite namuro-westphalienne, synchrone de la phase de compression majeure de l'orogénèse varisque, se cantonne dans les portions de la chaîne les plus intensément structurées, tel le Nord-Cotentin, où se mettent en place des granites syntectoniques comme ceux de Flamanville et de Barfleur (Dissler et Gresselin, 1987 ; Brun et al., 1990 ; Gresselin, 1990). Ces plutons, pour lesquels on ne possède que des data-

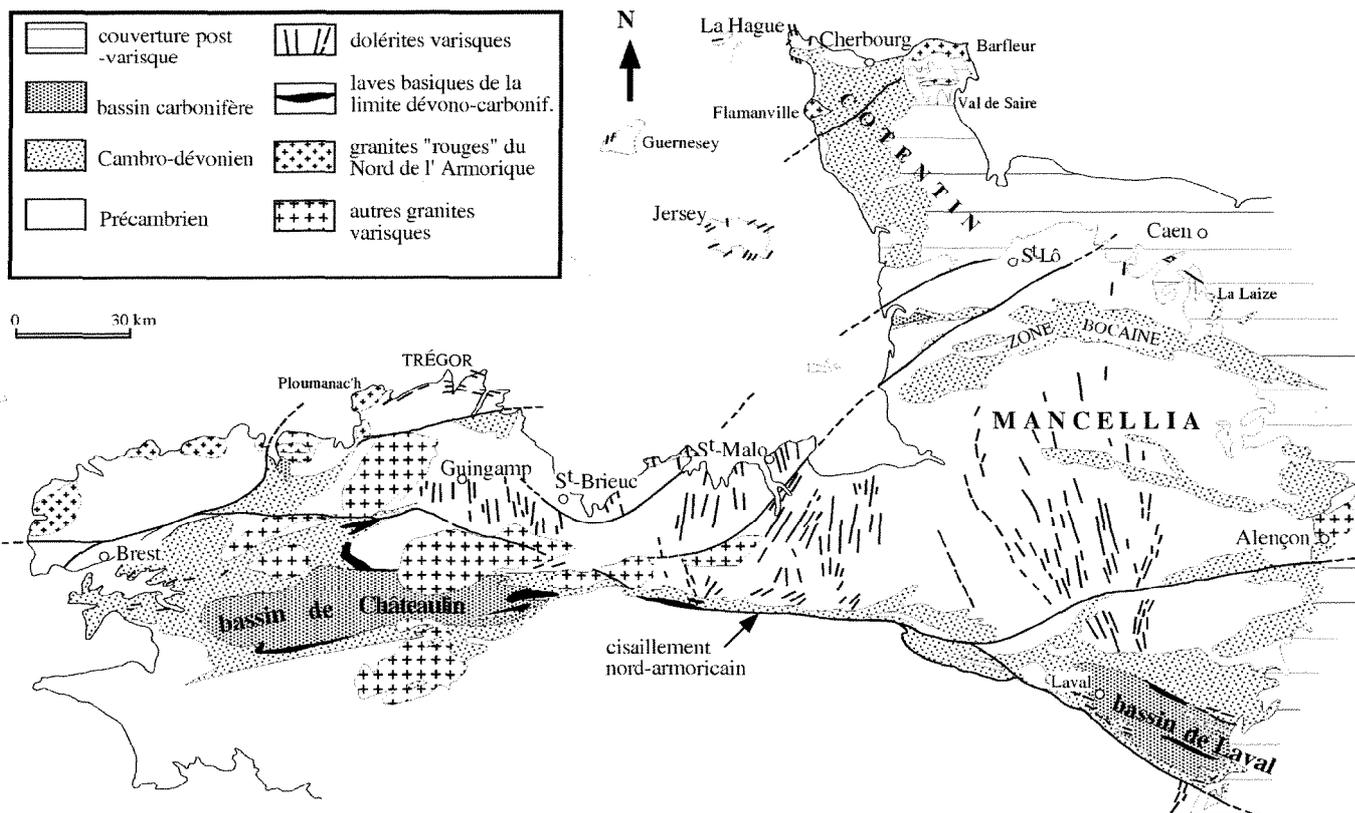


Fig. 1.- Dolérites et laves basiques dans le segment varisque nord-armoricain.

Fig. 1.- Simplified geological map of the North Armorican Massif showing the distribution of Variscan dolerite and basaltic magmatic rocks.

tions anciennes sur minéraux (292 à 340 Ma pour Barfleur : Graindor et Wasserburg, 1962 ; Leutwein *et al.*, 1968 ; 305 à 320 Ma pour Flamanville : Leutwein *et al.*, 1968 ; Adams, 1976), se rattachent au cortège des granites rouges du nord de l'Armorique, aux côtés du granite de Ploumanac'h daté à 303 ± 15 Ma (Vidal, 1980).

La période de distension succédant au serrage varisque s'accompagne d'un magmatisme qui revêt plusieurs expressions (volcanisme, hypovolcanisme, plutonisme) et dont les témoins se rencontrent dans le Cotentin (volcanisme carbonifère alcalin des bassins houillers de Littry et du Plessis ; cortège de filons lamprophyriques potassiques du Nord-Cotentin ; Le Gall *et al.*, 1989) et en domaine mancellien (complexe porphyrique de Beauvain daté à 290 ± 15 Ma Rb/Sr et 299 ± 4 Ma U/Pb ; Callier, 1985). A ce magmatisme, se rattache probablement le leucogranite à deux micas d'Alençon pour lequel on ne possède aucune donnée géochronologique récente, mais qui paraît se mettre en place tardivement dans l'histoire varisque régionale (Doré *et al.*, 1982).

Ce travail se propose, en premier lieu, de recenser les marques de l'activité du magmatisme basique varisque dans l'ensemble du domaine nord-est armoricain, depuis le bassin de Laval jusqu'au Nord-Cotentin. Ensuite, l'objectif est de réaliser une synthèse pétrographique et géochimique de ce magmatisme afin de mieux cerner les processus géodynamiques précoces intéressant ce segment de l'orogène varisque, lui-même fortement dépendant de l'histoire cadomienne. Cette étude renforce le travail préliminaire de Le Gall et Mary (1983) et vient en complément de celle récemment publiée sur le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain (secteurs du Trégor et de Saint-Malo ; Lahaye *et al.*, 1995).

Mode de gisement et répartition du magmatisme basique varisque : cortèges doléritiques et laves basaltiques

Au nord d'une limite majeure, trace du cisaillement nord-armoricain (fig. 1),

les témoins du magmatisme basique varisque se regroupent dans quatre secteurs du domaine nord-est armoricain qui, du sud vers le nord, correspondent au bassin de Laval, à la Mancellia, au secteur de Caen-Saint-Lô et enfin au Nord-Cotentin (fig. 2).

Dans le bassin de Laval (fig. 2), les expressions du magmatisme basique se traduisent par l'injection d'un cortège de sills logé dans les formations siluro-dévonniennes, ainsi que par des épanchements de basalte accompagnés de quelques projections dont les produits se placent à la base de la série carbonifère du synclinorium, aussi bien au flanc nord (secteur d'Argentré ; Mary et Le Gall, 1985) que sud (secteur compris entre Meslay-du-Maine et Auvers-le-Hamon ; Le Hérisse et Plaine, 1982 ; Manigault *et al.*, 1987 ; secteur de Sablé ; Pelhâte, 1979). Les sills basiques ainsi que les laves et projections se disposent dans le prolongement méridional de l'important champ filonien de la Mancellia (fig. 2). Cette constatation, jointe aux similitudes chimico-minéralogiques des termes basiques intrusifs et extrusifs, suggère une liaison

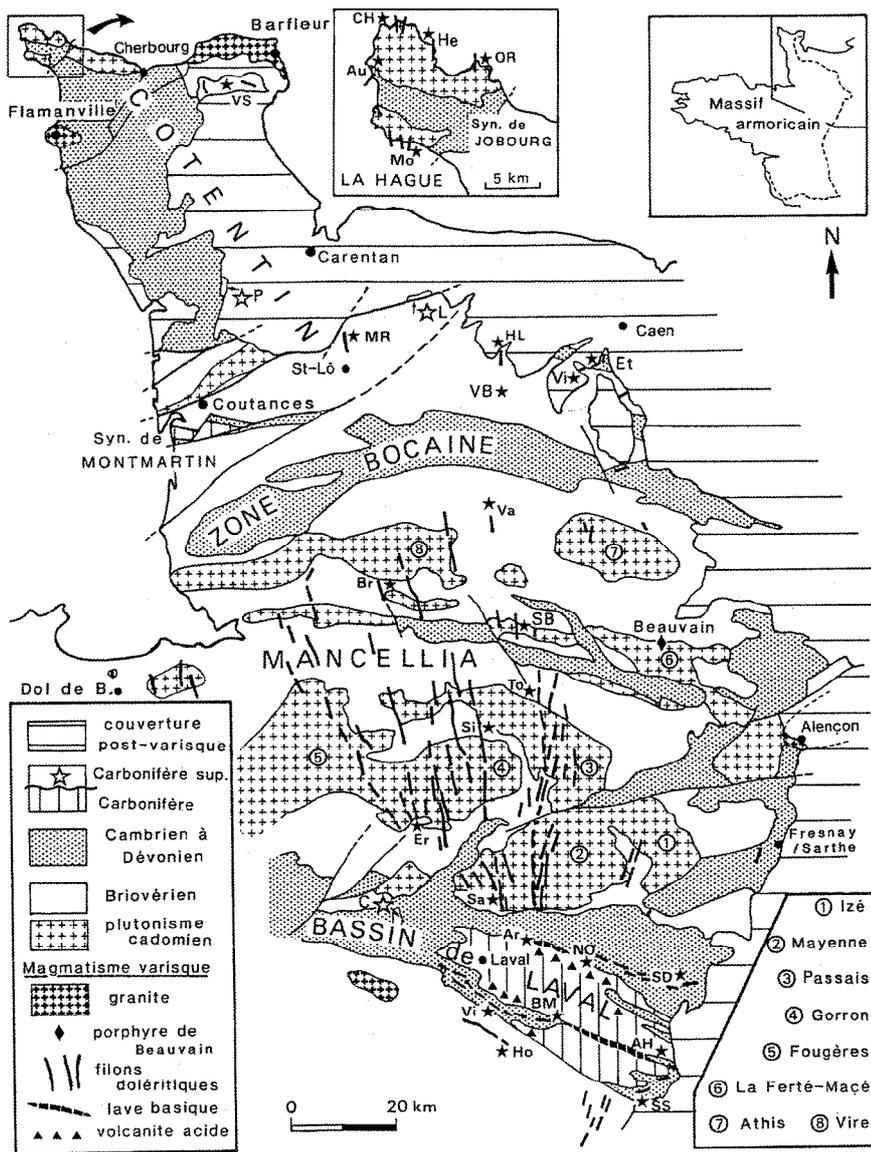


Fig. 2.- Les expressions du magmatisme varisque dans l'est du Massif armoricain.

Les étoiles noires indiquent l'emplacement des prélèvements pour les analyses chimiques :

- Nord-Cotentin : CH : Cap de la Hague; He : les Herbeuses; OR : Omonville-la-Rogue; Au : Auderville; Mo : les Moulinets; VS : Val de Saire
- Secteur Caen-Saint-Lô : MR : Mesnil-Rouxelin; VB : Villers-Bocage; HL : Hottot-Longraye; Vx : Vieux; Et : Etavaux
- Mancellia : Va : Vassy; Br : Brouains; SB : Saint-Bômer-les-Forges; To : Torchamp; Si : Saint-Siméon; Er : Ernée; Sa : Sacé
- Bassin de Laval : Ar : Argentré; NO : Nuillé-sur-Ouette; SD : Saint-Denis-d'Orques; BM : Bignon-du-Maine; AH : Auvers-le-Hamon; Vi : Vicoin; Ho : le Val Houssay; SS : Souvigné-sur-Sarthe

Les étoiles blanches désignent les bassins post-tectoniques du Carbonifère supérieur :

- P : le Plessis; L : Litry; C : Saint-Pierre-la-Cour

Les chiffres encadrés (1 à 8) désignent les granitoïdes tardi-cadomiens de la Mancellia.

Fig. 2.- Distribution of Variscan magmatic rocks in the northeastern Armorican Massif.

Filled stars = location of chemically analysed samples

- North-Cotentin Peninsula - CH: Cap de la Hague; He: les Herbeuses; OR: Omonville-la-Rogue; Au: Auderville; Mo: les Moulinets; VS: Val de Saire
- Saint-Lô-Caen area - MR: Mesnil-Rouxelin; VB: Villers-Bocage; HL: Hottot-Longraye; Vx: Vieux; Et: Etavaux
- Mancellian Domain - Va: Vassy; Br: Brouains; SB: Saint-Bômer-les-Forges; To: Torchamp; Si: Saint-Siméon; Er: Ernée; Sa: Sacé
- Laval Basin - Ar: Argentré; NO: Nuillé-sur-Ouette; SD: Saint-Denis-d'Orques; BM: Bignon-du-Maine; AH: Auvers-le-Hamon; Vi: Vicoin; Ho: le Val Houssay; SS: Souvigné-sur-Sarthe

Open stars = location of Late Carboniferous post-tectonic basins

- P: le Plessis; L: Litry; C: Saint-Pierre-la-Cour

Circled numbers (1 to 8) = Late Cadomian granite of the Mancellian Domain.

directe entre ces magmatismes (Raguin et Zvéreff, 1946 ; Le Gall et Mary, 1983). Il est probable, à l'image de certains dispositifs décrits dans le nord de l'Angleterre (Francis, 1982), que le magma basique s'est élevé le long de dykes sub-verticaux localisés dans les parties les plus indurées du socle armoricain (domaine mancellien), puis a alimenté les sills ou les coulées des secteurs en affaissement (bassin de Laval). Un tel mécanisme est contraint par la présence de puissantes séries argileuses, formations siluro-dévonniennes, jouant le rôle de barrière de fluides et dans lesquelles se sont injectés préférentiellement les sills (Le Gall et Mary, 1983).

Entre la Zone bocaine et le bassin de Laval, le **domaine mancellien** ou **Mancellia** se caractérise par un système filonien doléritique particulièrement dense. Ce système trouve une réplique plus à l'ouest dans les champs doléritiques de la région de Guingamp et surtout de Saint-Malo (fig. 1). L'essai du secteur de Saint-Malo est superposé à une anomalie gravimétrique interprétée comme la trace d'une chambre magmatique sous-jacente (Lefort et Aifa, 1996). Les filons du domaine mancellien se concentrent au sein d'une vaste zone elliptique, allongée NW-SE sur 80 km, et dans laquelle sont dénombrés jusqu'à 30 filons en moins de 6 km de large (Oehlert, 1886). Ces dykes verticaux, de puissance très variable, quelques mètres à près de 100 mètres, peuvent atteindre une longueur de plusieurs kilomètres. Ils s'orientent selon deux directions privilégiées, N150 et N20, mais avec des parcours fréquemment décalés en échelon ou disposés en baïonnette. Toutes les unités du socle cadomien sont recoupées par les dykes basiques : flysch du Briovèrien supérieur; granodiorites mancelliennes et leurs auréoles thermométamorphiques ; leucogranites tardi-cadomiens du type Mont-Dol (Velde, 1970 ; Laouénan, 1983) ; stocks gabbroïques du type Ernée ou Trégomar (Le Gall et Barrat, 1987) et stocks dioritiques du type diorite d'Oisseau (Le Gall, 1996). Les filons abondent surtout dans les domaines les plus indurés du bloc mancellien, granodiorites de Mayenne, de Gorron et de Passais, tandis qu'ils demeurent quasi absents de ceux constitués pour l'essentiel des séries briovériennes non métamorphiques (marges orientale et septentrionale de la Mancellia). De même,

les dykes sub-méridiens injectant la couverture paléozoïque de ce domaine sont rares (par exemple : Cambrien de la région de Fresnay-sur-Sarthe, Juignet *et al.*, 1984).

Dans le prolongement septentrional de la Mancellia, s'étend le vaste **secteur de Caen-Saint-Lô** où affleurent, pour l'essentiel, des formations briovériennes dépourvues d'intrusions plutoniques, à l'exception de la Diorite de Coutances. Ces formations sont recouvertes à l'ouest par les dépôts cambro-dévonien et carbonifère inférieur du synclinal de Montmartin et à l'est par la couverture paléozoïque des synclinaux du sud de Caen. Les quelques filons basiques de ce secteur sont représentés par des dykes sub-méridiens et des sills injectés aussi bien dans les formations briovériennes (par exemple sill de la vallée de la Laize) que paléozoïques : dykes recoupant les grès cambro-ordoviciens de la région de Caen (Dangeard et Berthois, 1945 ; Le Gall *in* Maurizot *et al.*, 1999) et sills doléritiques découverts dans les ampélites siluriennes à la faveur de forages sous la couverture secondaire de cette même région (forage du Quesnay dans le synclinal d'Urville ; forages de Danneville et de Bure dans le synclinal de Ranville ; Cayeux, 1930 ; Doré, 1969). Remarquons que l'absence de manifestations filoniennes doléritiques dans le socle cadomien à l'ouest de Saint-Lô, va de pair avec celle de coulées basiques à la base de la série carbonifère du synclinal de Montmartin.

Dans le centre-Cotentin, où les formations siluro-dévonien affleurent largement, il n'existe, ni dyke, ni sill doléritiques. Seuls, des filons acides et surtout lamprophyriques y sont rencontrés, ces derniers appartenant au magmatisme alcalin de la distension post-varisque (Le Gall *et al.*, 1989). Par contre, dans le Nord-Cotentin, à l'est (Val de Saire) et surtout à l'ouest (la Hague), un essaim doléritique est injecté dans un socle icartien-cadomien et sa couverture paléozoïque inférieure représentée dans la Hague par le synclinal de Jobourg (fig. 2). Contrairement à l'essaim filonien de la Mancellia, globalement sub-méridien, les dykes doléritiques de la Hague s'orientent autour de deux directions bien tranchées N20° E et N120-130° E (fig. 3) sans, pour autant, que l'on puisse prouver l'existence de deux générations magmatiques distinctes. L'essaim

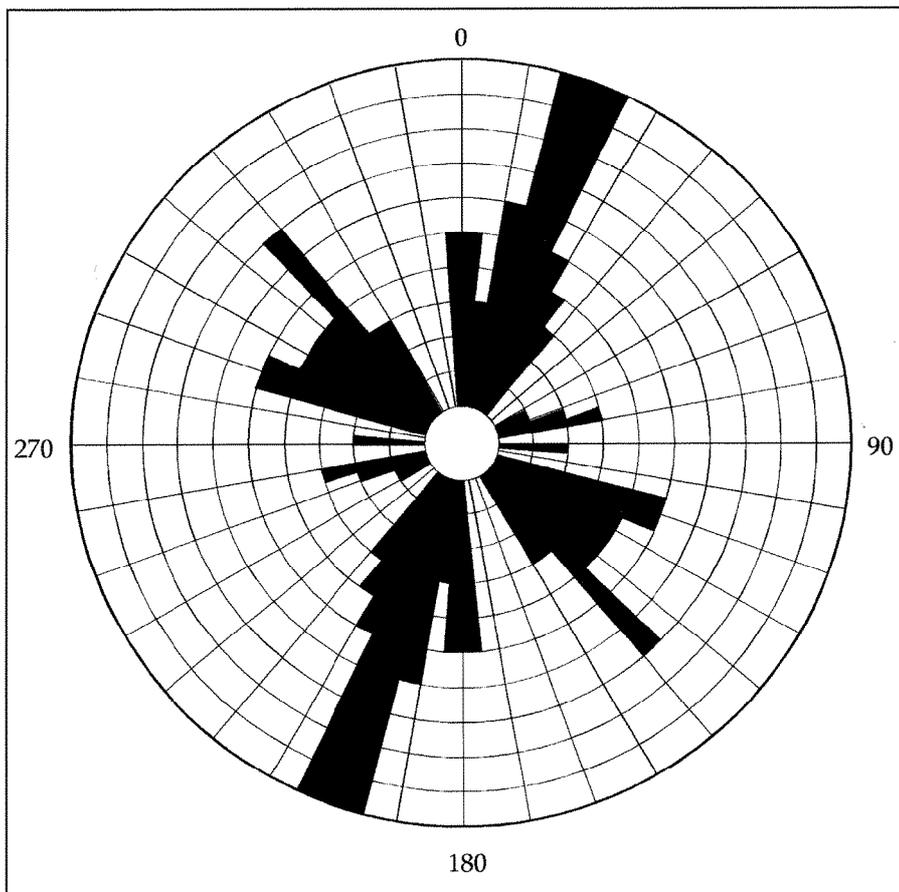


Fig. 3.- Rosace d'orientation des dykes doléritiques varisques de la Hague.

Fig. 3.- Rose diagram indicating the trend of the La Hague Variscan dolerite dykes (North-Cotentin Peninsula).

filonien du Nord-Cotentin se prolonge vers le sud-ouest, dans les îles anglo-normandes, puis, semble-t-il jusque dans le Trégor (fig. 1), deux domaines au contexte géologique analogue à celui de la Hague (présence de noyaux icartiens et de nombreuses intrusions plutoniques cadomiennes) (Auvray, 1979 ; Roach *et al.*, 1992).

Âge des manifestations magmatiques basiques

Dans le **bassin de Laval**, les volcanites basiques, situées à la base de la série carbonifère, recouvrent directement en discordance les formations du Dévonien inférieur. L'absence de Dévonien moyen et supérieur paraît être la conséquence d'une émergence précoce (Houlgatte *et al.*, 1988), accompagnée d'une érosion vigoureuse à la suite des mouvements épirogéniques rapportés à la phase bretonne (Pelhâte, 1971 ; Paris *et al.*, 1982). Les laves basaltiques ont été datées à 310 ± 5 Ma (méthode K/Ar), âge qui paraît

mieux refléter la période de structuration majeure de la série carbonifère que celui des épanchements (Le Hérissé et Plaine, 1982). Cependant, même si les coulées basaltiques apparaissent déjà synchrones de quelques éruptions volcaniques acides (Mary et Le Gall, 1985), il est sûr qu'elles précèdent les volumineux épanchements ignimbritiques (Boyer, 1974 ; Plaine, 1976) interstratifiés à la base de la formation de l'Huisserie (Tournaisien inférieur ; Houlgatte *et al.*, 1988), et datés à 342 ± 6 Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale ; Vidal, 1980). Ces volcanites acides pourraient résulter d'intenses fusions crustales déclenchées par l'injection de ces matériaux basiques. Ultérieurement, dans le bassin de Laval, aucune activité magmatique ne sera relevée dans les sédiments carbonifères impliqués par la tectogenèse varisque : carbonates et schistes d'âge Viséen à Namurien inférieur.

Si l'essentiel du volcanisme basique est rapporté au Tournaisien inférieur, on ne peut exclure l'existence d'émissions plus précoces, si l'on en croit la découverte

d'une coulée à débit en pillow-lava logée dans le Silurien supérieur, au flanc sud du synclinorium de Laval (Brossé *et al.*, 1987). De même, l'absence de Dévonien moyen et supérieur ne permet pas de rejeter l'hypothèse d'une activité magmatique s'exerçant à cette période (Le Gall et Mary, 1983) bien que, plus à l'ouest (synclinorium de Châteaulin), les éruptions volcaniques basiques se concentrent surtout à la base de la série carbonifère (Sagon, 1976 ; Rolet et Thonon, 1979).

En **domaine mancellicien**, la liaison étroite entre les coulées basiques du bassin de Laval et les systèmes de dykes doléritiques suggère également que la période d'injection du cortège filonien se place à la limite dévono-carbonifère. Il en serait de même pour les dolérites du nord de l'Armorique, dont l'âge est fixé à 330 ± 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986), âge sensiblement plus récent que celui initialement proposé (360 ± 10 Ma ; Leutwein *et al.*, 1972). Mais, remarquons qu'aucun critère n'étaye l'hypothèse de venues doléritiques régionales tardi-cadomiennes ou post-varisques :

- absence de dolérites remaniées dans les conglomérats de la base du Cambrien ;

- magmatismes tardi- à post-cadomiens de nature essentiellement acide (Jonin, 1981 ; Le Gall, 1993), accompagnés de quelques venues basiques (stocks gabbrodioritiques) d'affinité calco-alcaline (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall, 1996) ;

- dykes doléritiques affectés par la schistosité varisque, tout particulièrement dans les couloirs de cisaillement intra-mancelliens, tel celui de Mayenne (Le Gall et Mary, 1983) ;

- dykes doléritiques recoupant la granodiorite cadomienne de Mayenne et sa ceinture métamorphique, eux-mêmes injectés par des filons de microgranite (Oehlert, 1886) qui se relie probablement au volcanisme ignimbritique tournaisien du bassin de Laval.

Dans le **secteur de Caen-Saint-Lô**, les filons doléritiques, plus ou moins affectés par la tectogenèse varisque, recoupent les terrains paléozoïques dont les plus récents, épargnés par l'érosion post-varisque, appartiennent au Silurien.

Enfin, dans le **Nord-Cotentin**, et à l'instar de l'ensemble du cortège doléritique de Bretagne nord (Velde, 1970), l'injection de l'essaim doléritique intervient antérieurement aux intrusions plutoniques tardi-varisques comme le prouvent, par exemple, les panneaux métadoléritiques enclavés dans le granite de Barfleur ou le dyke doléritique recoupé par une ampoule de microgranite au sud de l'anse d'Ecalgrain. En outre, et contrairement aux filons de lamprophyre, les filons basiques reconnus dans la shear-zone varisque du Nord-Cotentin (Dissler et Gresselin, 1988) sont clairement affectés par les déformations cisailantes de type C et S. Si les filons doléritiques du Nord-Cotentin sont, à coup sûr, antérieurs aux mouvements compressifs varisques rapportés à la limite Namuro-Westphalienne, et postérieurs aux formations cambriennes qu'ils recoupent, il est pour autant difficile de prouver leur exacte contemporanéité avec ceux des domaines plus méridionaux. L'injection du champ filonien du Nord-Cotentin pourrait en toute rigueur intervenir plus précocement dans l'histoire varisque. Remarquons que ce champ paraît se prolonger, vers l'ouest, par celui du Trégor pour lequel les données paléomagnétiques (Ruffet *et al.*, 1992) permettent d'identifier deux générations de dolérites d'âges probablement ordovicien et silurien (Lahaye *et al.*, 1995). La prudence semble donc encore requise avant d'attribuer de tels âges aux dolérites du Nord-Cotentin, sachant que dans la Hague, et de façon plus vaste à l'échelle du domaine nord-est armoricain, les séries sédimentaires contemporaines n'ont enregistré aucune manifestation magmatique. En outre, l'hypothèse selon laquelle les dolérites du Trégor soulignent la phase de distension post-cambrienne (Lahaye *et al.*, *op. cit.*) est discutable car cette phase, qui se perpétuerait jusqu'au Silurien, est uniquement marquée, dans le Nord-Cotentin, par les volumineux épanchements ignimbritiques de Saint-Germain-le-Gaillard situés à la base de la série cambrienne et qui ont même signification que ceux du graben cambrien du Maine (Le Gall, 1993).

En conclusion, et quel que soit le secteur envisagé du domaine nord-est armoricain, l'ensemble des données recueillies sur le terrain plaide pour une injection des cortèges filoniens doléritiques au cours d'événements magmatiques, précoces dans l'histoire varisque, antérieurement aux

phénomènes compressifs du Carbonifère supérieur. L'événement majeur, situé à la limite dévono-carbonifère, est contemporain de l'émission de coulées basaltiques, aussi bien dans le bassin de Laval que, plus à l'ouest, dans celui de Châteaulin. Il pourrait avoir été précédé dans le domaine le plus septentrional (Nord-Cotentin) par l'injection de dolérites durant la période ordovico-silurienne.

Caractères pétrographiques des dykes et sills doléritiques

La texture des filons doléritiques varie en fonction de leur puissance : dans les dykes et les sills métriques à plurimétriques, de loin les plus répandus, la texture demeure intersertale, tandis qu'elle devient sub-ophitique à franchement ophitique (cristaux pluri-millimétriques) au cœur des filons les plus épais. Les bordures figées, vitreuses ou microdoléritiques, montrent parfois une fluidalité parallèle aux épontes, fluidalité soulignée par l'orientation des phénocristaux de plagioclases (dyke du Cap de la Hague par exemple) ou d'une trame microlitique (sill du forage du Quesnay). Dans l'un des dykes recoupant le gabbro d'Ernée, une bordure figée interne s'observe, indice d'injections multiples, échelonnées dans le temps. Les sédiments placés au contact des intrusions doléritiques subissent un thermo-métamorphisme, toujours limité à une étroite frange. Ce phénomène provoque, dans le flysch du Briovérien supérieur, la recristallisation de la matrice des grauwackes et la néogenèse d'amas chloriteux au sein des lits pélitiques (filons de Hottot-Longraye et de la Halboudière à Vassy). De même, l'élévation de température entraîne la blastèse de cordiérite dans les schistes siluro-dévonien encaissant les sills du bassin de Laval (filon de la Ragannière à Saint-Denis-d'Orques).

La composition minéralogique des dolérites, très homogène, est dominée par l'association plagioclase-clinopyroxène qui constitue de 65 à 90 % du volume de la roche. Les lattes de labrador zoné (An 55-50) se disposent en une charpente dont les espaces sont comblés par un clinopyroxène le plus souvent violacé (augite titanifère). La pigeonite, signalée par Velde (1970), demeure occasionnelle.

A ces deux constituants majeurs, s'adjoint une troisième phase représentée par des oxydes ferro-titanés qui envahissent certaines dolérites, comme celles de la Mancellia, où leur concentration avoisine 10 à 14 %. Ces opaques apparaissent soit en grains automorphes, soit fréquemment en cristaux squelettiques dont l'habitus évoque celui décrit dans les basaltes de la Columbia River, et interprété comme indice d'un refroidissement rapide (Long et Wood, 1986). La présence de figures d'exsolution en lamelles et les altérations en leucoxène plaident en faveur d'ilménite et/ou de titano-magnétite. Des cristaux de quartz interstitiel (5,5 % en moyenne dans les dykes de la Mancellia), des plages de micropegmatite finement cristallisée et des apatites aciculaires complètent l'inventaire minéralogique. Quelques filons s'écartent du type dolérite à quartz, par l'occurrence d'olivine. Celle-ci apparaît en grands prismes euhédraux, toujours pseudomorphosés en phyllites (talc et chlorite), amphibole fibreuse incolore et granules opaques, à l'exception de deux filons (Le Mesnil-Rouxelin au nord de Saint-Lô et Villers-Bocage) où l'olivine, intacte, est seulement parcourue de veinules serpentineuses. Dans le sill de Nuillé-sur-Ouette (flanc nord du bassin de Laval), l'olivine qui constitue jusqu'à 25 % du volume de la dolérite, précipite précocement en compagnie de plagioclases calciques. Ces deux phases cumulatives sont incluses dans de grandes plages de clinopyroxène poecilitique. L'olivine est encore abondante ($\approx 16\%$) dans le sill de Hottot-Longraye, à l'ouest de Caen (fig. 2), où elle côtoie des plagioclases en disposition intersertale (45 %) et des minéraux interstitiels : clinopyroxènes et opaques. Ces dolérites à olivine, mentionnées également en Bretagne nord (Velde, 1970 ; Lahaye *et al.*, 1995), sont dépourvues de quartz et d'édifices micrographiques ; elles demeurent relativement pauvres en minéraux opaques.

Les paragenèses primaires décrites, analogues à celles rencontrées dans la plupart des tholéiites continentales (Ross, 1983 ; Bertrand, 1987 ; Vicat et Pouclet, 1995), subissent fréquemment des transformations accentuées surtout dans les sills doléritiques qui injectent les schistes siluro-dévonien du bassin de Laval. Ces transformations proviennent soit d'une altération hydrothermale en fin de cristal-

lisation du magma basique, soit du métamorphisme régional varisque qui, dans ce secteur nord-est du Massif armoricain et à l'écart de certaines zones très déformées, demeure anchizone ($T = 300$ à 400°C ; $P < 2\text{ Kb}$; Le Gall, 1993). Elles se soldent par la saussuritisation des plagioclases, l'ouralitisation des pyroxènes suivie quelquefois d'une substitution de l'amphibole néoformée, verte ou brune, en un mélange chlorite, épidote, calcite, enfin par le remplacement de l'ilménite en leucoxène. Dans quelques cas extrêmes, et ce malgré l'état de fraîcheur apparent des filons à l'affleurement, tous les minéraux de la paragenèse initiale, sauf l'apatite et en partie les opaques, sont totalement transformés. C'est le cas des sills du Vicoin (Ech. M16) et de Bignon-du-Maine (Ech. M14) et du dyke de Souvigné-sur-Sarthe (Ech. M19). L'habitus des cristaux et la nature des produits d'altération permettent cependant d'y déceler trois phases essentielles : plagioclase, olivine et pyroxène.

Cadre lithostratigraphique et pétrographie des laves basiques de la base du Carbonifère : l'exemple du complexe volcanique d'Argentré (flanc nord du bassin de Laval)

Les émissions basiques qui jalonnent la base de la série carbonifère du bassin de Laval appartiennent à la formation de l'Huisserie (Plaine, 1976), datée par ses spores du Tournaisien inférieur pour les premiers niveaux sédimentaires (Houllgatte *et al.*, 1988) et du Tournaisien moyen à supérieur pour les assises sommitales (Lejal-Nicol *et al.*, 1982). Sur le flanc nord du synclinorium, à Argentré, les volcanites et volcanoclastites reposent en discordance sur les séries dévoniennes, représentées par les formations de Saint-Cénére (Lochkovien-Praguien) et de Montguyon (Praguien-Emsien).

Trois complexes volcaniques basiques, d'importance inégale, ont été identifiés dans le bassin de Laval (fig. 4) :

- l'un au flanc nord, dans la région d'Argentré (Mary et Le Gall, 1985) ; il sera, par la suite, analysé en détail ;

- les deux autres situés dans la partie sud-orientale du synclinal et représentés en premier lieu par le volumineux ensemble de laves et de projections compris entre Meslay-du-Maine et Auvers-le-Hamon (Le Hérisse et Plaine, 1982 ; Manigault *et al.*, 1987), et en second lieu par les coulées à pillow-lavas de la tranchée SNCF au nord de Sablé (Pelhâte, 1971).

L'extension vers l'est du complexe septentrional d'Argentré est des plus probables, si l'on se réfère à l'importante anomalie magnétique qui jouxte au nord les nappes ignimbritiques de la région de Vaiges (fig. 4) (rapport interne SNEA, 1979). Signalons enfin la présence, à 1 km au nord de Saint-Denis-d'Anjou, entre les fermes de La Nouillère et la Corbelière (sud du synclinorium de Laval, fig. 4), d'un petit gisement de laves basaltiques vacuolaires et de brèches de hyaloclastites affleurant au cœur des formations briovériennes, mais sans contact visible avec celles-ci. Les textures arborescentes des microlites des laves ainsi que les figures de trempe des cristaux (plagioclases « creux ») indiquent une mise en place sous-aquatique des éruptions. Les turbidites du Briovérien supérieur situées au voisinage immédiat des volcanites n'ayant pas enregistré cet événement, l'hypothèse retenue est celle de coulées sous-aquatiques, épanchées au cours du Carbonifère, directement sur le socle briovérien ; ces émissions seraient localisées le long d'une fracture parallèle à l'accident limite du flanc sud du bassin de Laval.

Lithostratigraphie du Dinantien basal d'Argentré

Au flanc nord du bassin de Laval, la formation de l'Huisserie recèle des volcanites basiques, cartographiées sur les première et seconde éditions de la feuille Mayenne à 1/80 000 (Bigot et Oehlert, 1999 ; Milon, 1965) comme étant des filons de « porphyrite andésitique », distincts des filons de « diabase » injectés dans le socle cadomien ou les assises siluro-dévonien. La formation de l'Huisserie affleure selon une large bande de direction N110°E, comprise entre les formations dévoniennes et le Calcaire de Sablé (Tournaisien supérieur à Viséen), et déformée en une vaste structure dans

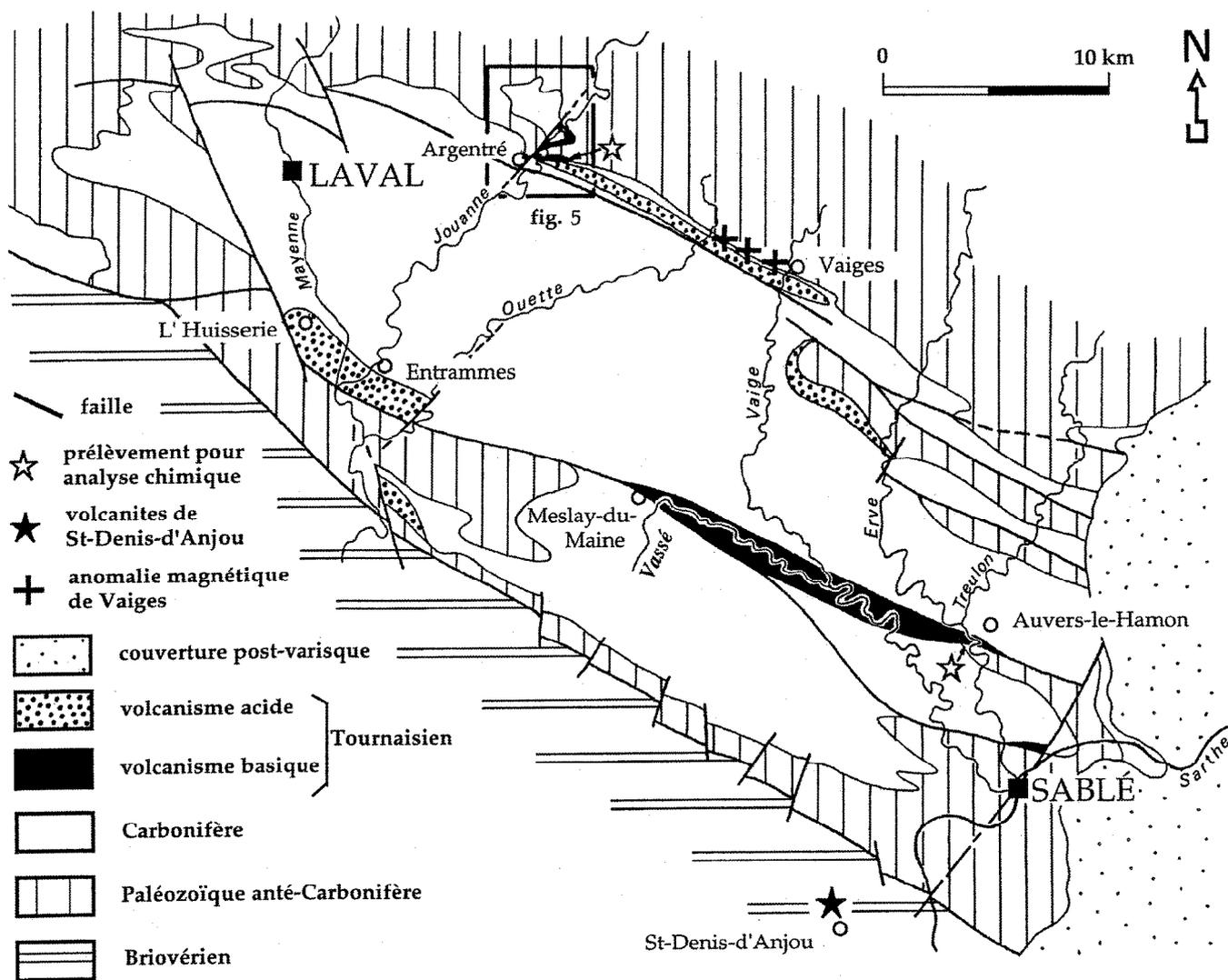


Fig. 4.- Les volcanismes carbonifères du bassin de Laval.

Fig. 4.- Simplified geological map of the Carboniferous Laval Basin showing the distribution of the Variscan volcanic rocks.

laquelle se situe le petit synclinal de Sainte-Rita (fig. 5). Ultérieurement, le couloir de fracturation de la Jouanne va compartimenter le pli de Sainte-Rita par l'intermédiaire d'un faisceau de décrochements senestres de direction N 40°E et d'accidents orientés N-S à NNW-SSE.

Plusieurs coupes partielles de la base de la formation de l'Huisserie ont été levées, notamment sur la rive droite de la Jouanne, au lieu-dit Le Roc, et sur la rive gauche, dans le bois situé en amont du Moulin de la Roche (fig. 5). Ces coupes, déjà publiées (Mary et Le Gall, 1985), seront réexaminées dans le but d'une analyse détaillée des matériaux volcaniques ; en revanche, les coupes établies aux flancs nord et sud du synclinal de Sainte-Rita et mentionnées dans le précédent tra-

vail (Mary et Le Gall, *op. cit.*) ne seront pas reprises.

La coupe du Roc (fig. 6 ; coupe n°1)

Cette coupe, la plus complète, fournit de façon quasi continue la succession lithostratigraphique de la base du Dinantien, scindée en un terme inférieur volcanique ou volcano-sédimentaire (45 m) et un terme supérieur gréseux et conglomératique (125 m au minimum car le sommet n'est pas visible).

• **Le terme inférieur** : la série carbonifère débute par des siltites tufacées riches en quartz automorphes et en petits globules chloriteux basiques dont les bancs ont mêmes direction et pendage (N110°E, vertical) que ceux des calcaires

et siltites sous-jacents appartenant à la formation dévonienne de Saint-Cénére. Bien que le contact ne soit pas exposé et en dépit de cette apparente concordance structurale, une discontinuité majeure pourrait séparer ces deux systèmes (« nappe du Pertre » ; Gresselin, 1990).

Après une lacune d'affleurement, vient un ensemble volcanique comprenant à la base une première coulée de lave basique très transformée (3 m). Son toit est coiffé d'un horizon bréchiq composé de fragments de laves basiques cernés d'une pellicule d'oxydes de fer et noyés au sein d'une tuffite de cendre fine, contenant par ailleurs quelques quartz et de nombreux lambeaux de verre chloriteux vésiculé. Les strates volcanoclastiques surincombantes, épaisses de 3 m,

associent d'une part des tuffites basiques à grain fin riches en chlorite et en minéraux opaques, et d'autre part des tuffites grossières, envahies de quartz automorphes à facture parfois pyroclastique, et de multiples fragments ponceux, totalement illitisés. Au-dessus, viennent des coulées massives de laves basiques (23 m) dont l'homogénéité est interrompue par des niveaux où abondent vacuoles et amygdales. Un mince niveau bréchiq (1 m), analogue à celui décrit au sommet du premier ensemble effusif, termine le cycle des éruptions volcaniques de la coupe du Roc.

• **Le terme supérieur** est organisé en séquences sédimentaires d'ordre métrique, formées par la succession conglomérat, grès grossiers, grès fins, siltites, argilites. Mais, par rapport à cet exemple idéal, une séquence peut ne comporter que deux ensembles de la suite. Ce terme supérieur se décompose lui-même en trois ensembles (a, b, c fig. 6) :

- *un ensemble inférieur* (30 m) comportant des niveaux conglomératiques où sont remaniés de nombreux galets de laves basiques, de rhyolites et de tuffites. La matrice des conglomérats, comme celle des grès et des siltites, se singularise dans cet ensemble par son cachet tufacé lié à d'innombrables quartz automorphes et lambeaux de verre acide illitisé ;

- *un ensemble intermédiaire* (15 m) dans lequel se rencontrent des barres de grès à ciment calcitique renfermant des nodules calcaires souvent dissous à l'affleurement ;

- *un ensemble supérieur* déployant, sur plus de 90 m, des séquences à dominante gréseuse et qui, vers le sommet de l'ensemble, débutent par de puissantes décharges de conglomérats polygéniques. Leurs galets proviennent des divers termes volcaniques, laves acides et tuffites, mais aussi du substratum paléozoïque, en particulier des calcaires fossilifères du Dévonien inférieur. En revanche, aucun galet appartenant à des formations datées du Dévonien moyen ou supérieur n'a été identifié, de même que des éléments issus du socle cadomien.

Les autres coupes

Les deux coupes levées en rive

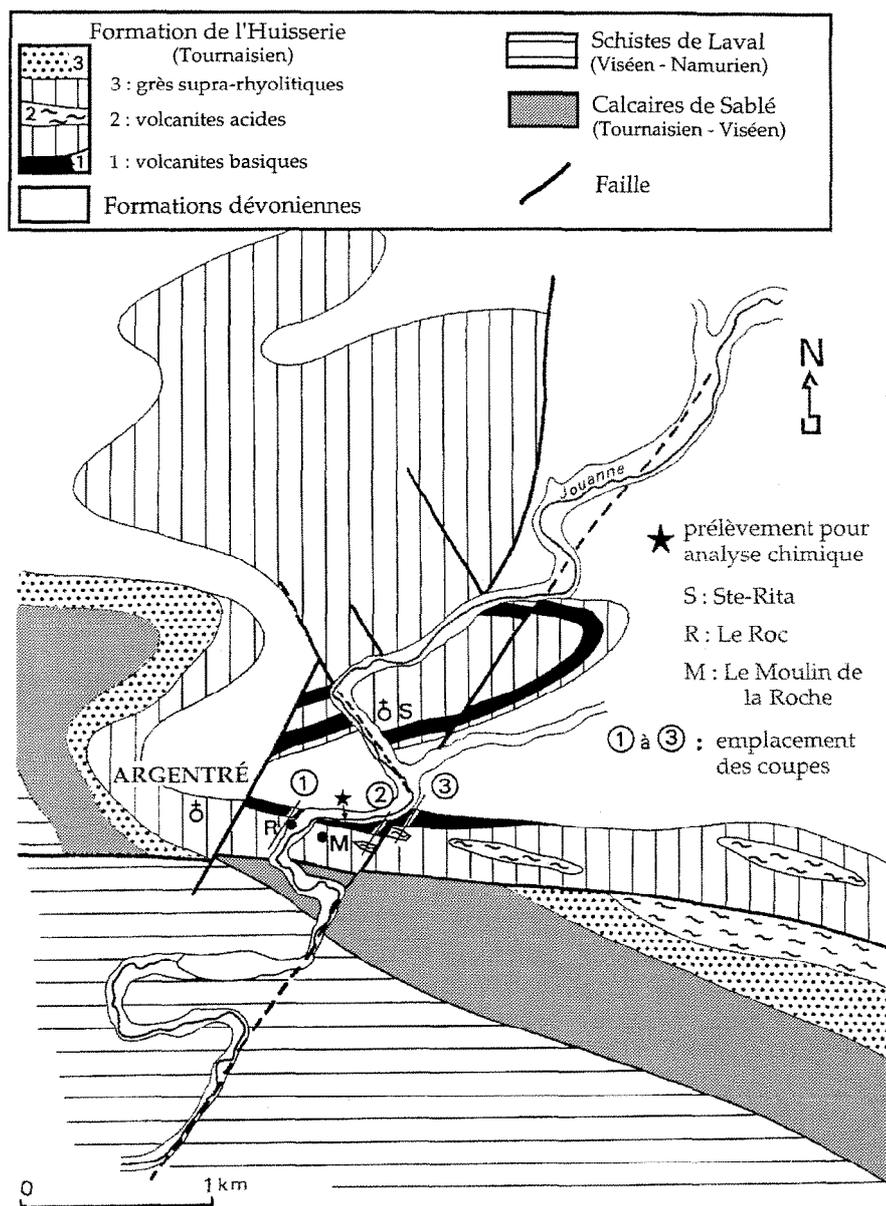


Fig. 5.- Volcanisme carbonifère du secteur d'Argentré au flanc nord du bassin de Laval (d'après Mary et Le Gall, 1985 ; légèrement modifié).

Fig. 5.- Geological map of the area around Argentré (northern border of the Laval Basin) showing the extent of basalt lava flows (in black) at the base of the Carboniferous formations (from Mary and Le Gall, 1985; slightly modified).

gauche de la Jouanne (coupes ouest et est du Moulin de la Roche ; fig. 5 ; coupes 2 et 3) montrent une succession lithologique analogue à celle du Roc (fig. 7) :

- à la base, reposant sur les schistes et calcaires de la formation de Saint-Cénére, vient un ensemble volcanoclastique (≈ 20 m) composé de tuffites sombres à grain fin, de nature essentiellement basique bien que contenant toujours des semis de quartz automorphes. Certaines tuffites, situées à la partie inférieure du complexe volcanoclastique,

sont envahies de petits globules chloriteux (0,5 à 1 mm de diamètre), à texture fibroradiée ou intersertale, et noyés dans un fond cinéritique particulièrement riche en quartz anguleux pyroclastiques. Quelques quartz sont hébergés à l'intérieur des globules ou disposés à cheval entre le cortex et la matrice, preuve que ces globules ne correspondent pas à d'anciennes bulles de gaz emplies secondairement par un verre chloriteux ;

- le terme suivant correspond aux coulées basiques spilitisées. Ces laves

massives aphyriques, entrecoupées d'horizons vacuolaires, passent vers leur sommet à un faciès porphyrique à clinopyroxènes conservés (coupe ouest du Moulin de la Roche, fig. 7 ; coupe 2). Si dans ces deux coupes, les coulées se disposent en une seule unité puissante de 25 m au maximum, en revanche au flanc nord du synclinal de Sainte-Rita jusqu'à trois cycles effusifs superposés, séparés de tuffites basiques, sont reconnus (Mary et Le Gall, 1985) ;

- les épisodes effusifs sont suivis de la mise en place de strates volcanoclastiques, constituées à la base de tuffites surtout basiques, riches en chlorite et minéraux opaques, et au sommet de termes nettement plus acides où abondent quartz pyroclastiques et fragments de verre rhyolitique dévitrifié. Les tuffites basiques à grain fin admettent quelques minces intercalations de brèches à éléments centimétriques. Il s'agit de fragments de lave basique enrobés dans une matrice à grain fin renfermant quelques éclats de quartz, le tout étant morcelé en plus gros fragments réunis par un ciment cinéritique ;

- le sommet des coupes entame un ensemble de séquences terrigènes qui débutent par des décharges conglomératiques. Celles-ci renferment des clastes non émoussés, de nature variée - laves acides et basiques, grès et siltites tufacés, grès fins - contenus dans une abondante matrice à grain fin, chargée de quartz anguleux. Par rapport à la coupe du Roc, les deux coupes du Moulin de la Roche se singularisent par l'émission, au sein des séquences précédentes, de volcanites acides, de nature ignimbritique (coulées pyroclastiques ponceuses), qui se relie aux grands épanchements connus vers l'est jusqu'à Vaiges (fig. 4).

Mise en place des ensembles volcaniques basiques et volcano-sédimentaires

Les manifestations du volcanisme basique s'expriment par des coulées de laves et des projections de cendres et de tufs dont les produits sont remaniés au sein d'édifices volcanoclastiques.

La présence, dans les tuffites basiques, de hyaloclastites globulaires

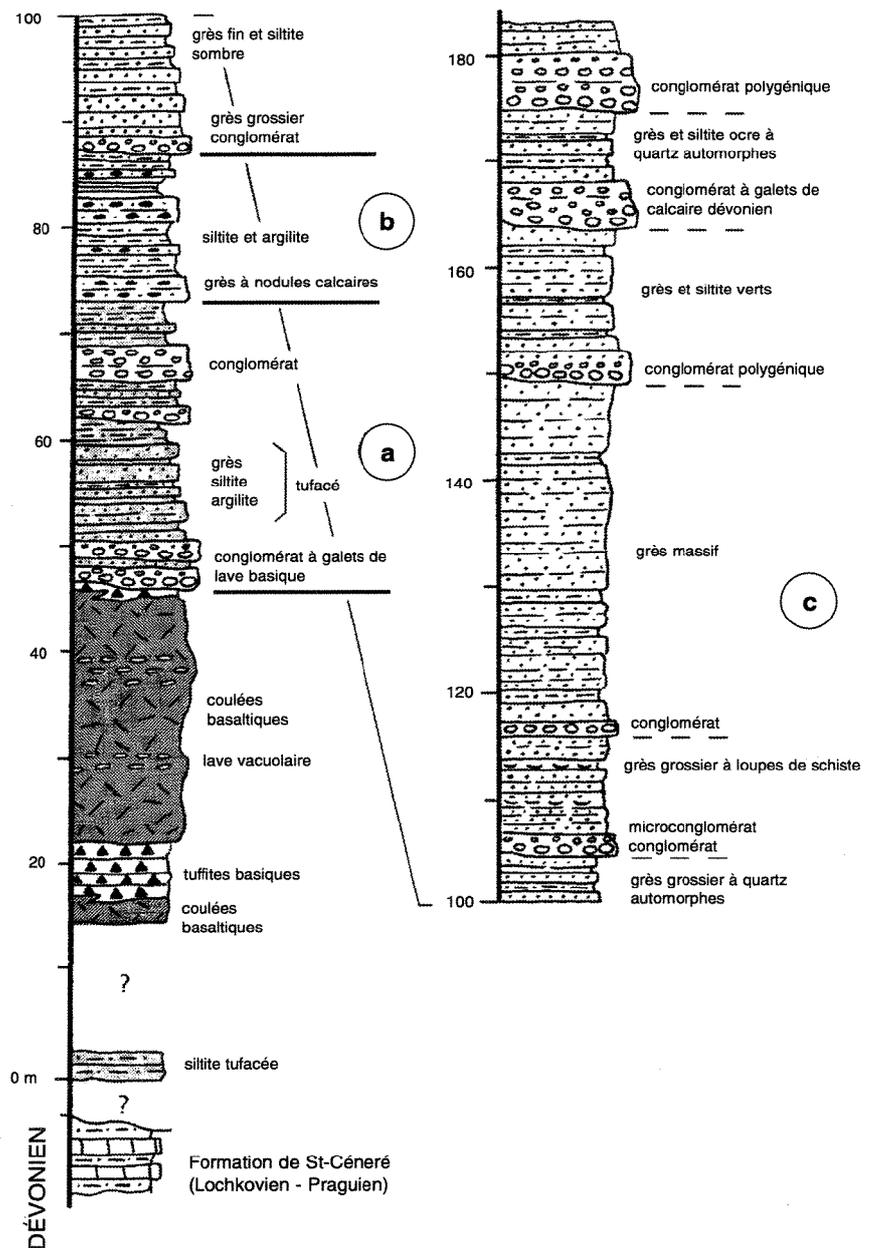


Fig. 6.- Coupe lithostratigraphique du passage dévono-carbonifère en rive droite de la Jouanne (coupe du Roc à Argentré) (d'après Mary et Le Gall, 1985 ; légèrement modifié).

Fig. 6.- Lithostratigraphic section of the Devonian-Carboniferous boundary along the right bank of the Jouanne River at Argentré (Le Roc) (from Mary and Le Gall, 1985; slightly modified).

évoque les faciès décrits au flanc sud du synclinorium de Laval (Le Hérisse et Plaine, 1982) ou ceux signalés dans les complexes volcaniques de même âge du bassin de Châteaulin (Conquéré, 1966 ; Sagon, 1969 ; Cabanis et Sagon, 1973). Ces faciès indiqueraient une émission sous-aquatique des laves qui, dès leur contact avec l'eau, subissent un phénomène de fragmentation granulaire. Pour autant, aucun débit en coussin n'a été relevé dans les coulées basiques du flanc nord du bassin de Laval, contrairement

à celles du flanc sud où de tels débits sont reconnus aussi bien au nord de Sablé (Pelhâte, 1971) que dans le complexe de Meslay-du-Maine-Auvers-le-Hamon (Le Hérisse et Plaine, 1982).

Le mécanisme de mise en place des coulées basaltiques massives, comme celles de la coupe du Roc, demeure problématique : s'agit-il d'un empilement de coulées aériennes ou d'épanchements sous-aquatiques ? (Mary et Le Gall, 1985). Un nouvel élément de réponse

provient de l'interprétation des niveaux bréchiques coiffant les deux complexes de coulées (fig. 6). Ce type de brèche, où s'opère un mélange anarchique entre des fragments de laves basiques plus ou moins anastomosés et une matrice sédimentaire (fig. 8), est obtenu lorsqu'une lave chaude entre en contact avec des sédiments gorgés d'eau. La vaporisation brutale de l'eau entraîne la fluidisation du sédiment et son mélange turbulent avec des fragments laviques. De plus, si le phénomène est entretenu, le sédiment peut subir un transport le long du plan de contact. Ce mécanisme, analogue à celui produisant les pépérites, est analysé en détail par Kokelaar (1982) qui, à l'appui de sa thèse, décrit un exemple d'injection d'une andésite dans des grès fins avec développement de brèches aux deux épontes du sill, brèches en tout point comparables à celles surmontant les coulées de la coupe du Roc. La présence de telles brèches au sommet des épanchements basaltiques d'Argentré implique donc leur injection sous couverture sédimentaire.

L'examen de la matrice des brèches permet d'apporter des compléments d'information sur le mode de mise en place des coulées basaltiques d'Argentré. Cette matrice est en effet formée de tuffites fines renfermant de multiples échardes de quartz et des lambeaux de verre vésiculé. Il s'agit là d'un mélange résultant d'une forte activité explosive avec rejet de volumineuses quantités de cendres et de ponces, ultérieurement remaniées et accumulées dans des dépressions lacustres. Les émissions basaltiques peuvent s'épancher en coulées aériennes qui, lors de leur progression, atteignent ces dépressions et pénètrent à la manière d'un bulldozer dans les tuffites constituées de particules légères, meubles et imprégnées d'eau. Au contact de la lave chaude, les tuffites sont morcelées par fluidisation et mélangées avec des fragments basaltiques cernés de minces bordures figées. Un tel processus s'inspire de celui décrit par Schmincke (1967) à propos de certaines coulées basaltiques de la Columbia River qui, en s'enfonçant dans d'épaisses séries de tufs, développent à leur toit des horizons de brèches de type pépérite.

Les faciès volcano-sédimentaires de la base du Carbonifère d'Argentré, par le caractère immature de tous les dépôts,

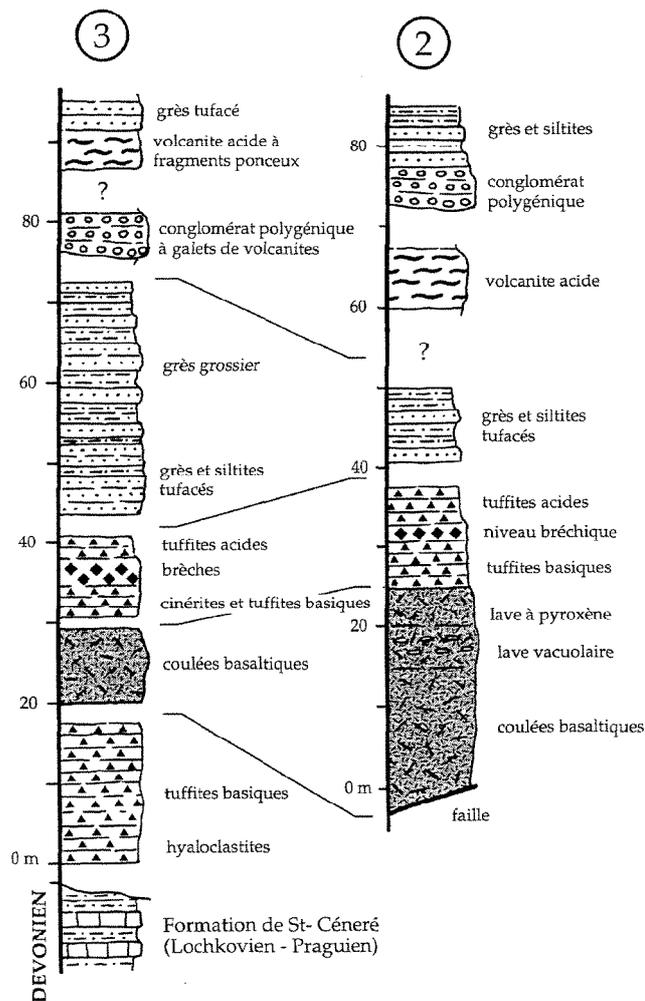


Fig. 7.- Coupes lithostratigraphiques de la base de la série carbonifère en rive gauche de la Jouanne, au Moulin de la Roche (2 : coupe ouest ; 3 : coupe est) (d'après Mary et Le Gall, 1985 ; légèrement modifié).

Fig. 7.- Lithostratigraphic sections through the basal Carboniferous Tournaisian L'Huisserie Formation along the left bank of the Jouanne River at Argentré (Moulin de la Roche) (from Mary and Le Gall, 1985; slightly modified).

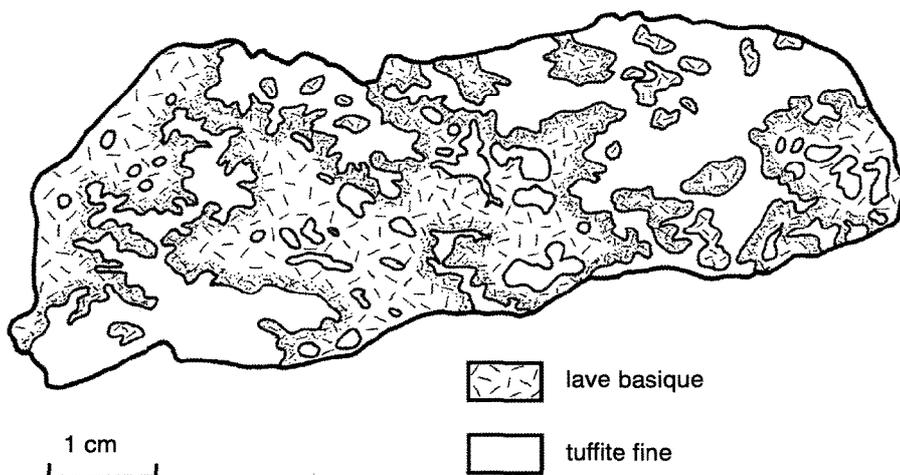


Fig. 8.- Aspect de la brèche volcanique prélevée au sommet des coulées basaltiques de la coupe du Roc à Argentré (cf. fig. 6).

Fig. 8.- Detail of the peperitic breccia overlying basalt lava flows on the right bank of the Jouanne River at Argentré (cf. Fig. 6).

par la présence de décharges conglomératiques, par l'interstratification de laves basiques et d'ignimbrites, rendent compte de la proximité des reliefs volcaniques et du bassin sédimentaire. Ils correspondent à des cônes d'épanchages, de type torrentiel, sous-aquatiques ou exondés, et qui se caractérisent par un enchaînement de séquences terrigènes débutant par des conglomérats de type « débris-flows ». La présence dans les horizons conglomératiques inférieurs de nombreux clastes de laves basiques indique que les épanchements ont eu lieu soit à l'air libre, soit sous faible tranche d'eau suivi d'une exondation, soit enfin sous mince couverture sédimentaire décapée lors d'une érosion pénécotemporaine. Mais la présence, dans les horizons conglomératiques supérieurs, de galets de calcaire dévonien parmi les matériaux roulés d'origine magmatique, prouve que le relief producteur des débris n'est pas dû seulement aux appareils volcaniques et que les dénivellements ont affecté le substratum (Mary et Le Gall, 1985). De tels mouvements verticaux, rapportés aux événements de la limite dévono-carbonifère (phase bretonne), ont été particulièrement sensibles à l'ouest, dans le synclinorium du Ménez-Bélaire, où jusqu'à 1 000 à 1 500 mètres de sédiments furent érodés avant la transgression dinantienne (Paris *et al.*, 1982).

Péetrographie des laves basiques

Les laves basiques sont des roches sombres gris verdâtre, porphyriques ou aphanitiques, souvent vacuolaires. Leur texture est microlitique fluidale ou finement doléritique. Elles contiennent des phénocristaux de plagioclases zonés (labrador), généralement albitisés et envahis d'épidote et de chlorite. Les phénocristaux de nature ferro-magnésienne appartiennent à deux types, pyroxène et olivine, qui, malgré leur transformation presque totale, se distinguent par leur habitus et leurs produits d'altération. Lorsque le pyroxène est préservé, comme dans les deux laves analysées d'Argentré (ARG) et de Auvers-le-Hamon (1525), il s'agit d'un clinopyroxène limpide ou violacé. Ce dernier, zoné et présentant parfois une macle en sablier, évoque tout à fait l'augite titanifère rencontrée dans les dykes doléritiques. L'olivine, par contre, est toujours pseudomorphosée en un

mélange de chlorite, serpentine, calcite, quartz et opaques. La mésostase microlitique, de nature feldspathique, est criblée de minéraux opaques, plus ou moins transformés en leucoxène. Elle renferme par ailleurs des plages de quartz et de chlorite, des granules d'épidote et des apatites schillérisées. Les vacuoles et amygdales sont emplies, en toute proportion, de chlorite, quartz et calcite.

Géochimie des dolérites et des laves basiques

Nous disposons de 31 analyses d'éléments majeurs, d'éléments en trace et de terres rares, réalisées par quantométrie et spectrométrie à source plasma (ICP-ES et ICP-MS) au CRPG de Nancy (tabl. 1 à 4). A ces 31 analyses, dont trois sont déjà publiées (dyke de Sacé, sill de Nuillé-sur-Ouette et lave d'Argentré ; Mary et Le Gall, 1985), s'ajoutent quelques analyses d'éléments majeurs et traces réalisées sur trois dykes mancelliens de la région d'Ernée et sur trois sills et une lave du flanc nord du bassin de Laval (tabl. 5). Les autres données analytiques disponibles s'adressent essentiellement au magmatisme basique dévono-carbonifère -dolérites et laves- de Bretagne nord et centrale (Velde, 1970 ; Sagon, 1976 ; Auvray, 1979 ; Hirbec, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1982 ; Roach *et al.*, 1992). Aux fins de comparaison, seront utilisées dans les diagrammes géochimiques, les analyses des filons de Bretagne nord (Trégor et région de Saint-Malo) récemment publiées (Lahaye *et al.*, 1995).

Eléments majeurs et affinité géochimique du magmatisme basique

Avant l'interprétation des données géochimiques brutes, il convient de tenir compte de la phase fluide ($H_2O + CO_2$) qui, tout particulièrement dans les sills doléritiques du Paléozoïque du bassin de Laval, peut atteindre de très fortes proportions (11 à 12 % de perte au feu ; PF). En comparaison, les teneurs relevées dans les dykes restent faibles (PF = 1,8 % en moyenne pour les dykes mancelliens), sauf pour quelques filons du Nord-Cotentin, très rétro-morphosés (PF \approx 7 %).

Les teneurs en SiO_2 , recalculées sans

les fluides, s'échelonnent de 45,85 à 52,14 %, ce qui indique la nature strictement basaltique du magmatisme ; les concentrations les plus basses en SiO_2 (46 à 48 %) se rencontrant dans les termes cumulatifs à olivine (dykes de la région Saint-Lô-Caen et sills du bassin de Laval ; tabl. 2 et 4). Les teneurs en fer total (11 à 17 %) et en TiO_2 (1 à 4,5 %) sont élevées, surtout dans les dykes de la Mancellia où elles atteignent respectivement 15 et 3,3 % en moyenne, en accord avec l'abondance des minéraux opaques. Les pourcentages en MgO , de 13 % dans les faciès riches en olivine à 5 % environ dans les dolérites à quartz, reflètent le rôle important de la cristallisation fractionnée, rôle révélé également par la large variation (68 à 34) de l'indice de différenciation [Mg], défini par $[Mg] = 100 Mg / (Mg + Fe)$ avec $Fe^{3+} / Fe^{2+} = 0,15$. De telles variations sont enregistrées dans les dolérites tholéitiques du Mésozoïque marocain (Bertrand *et al.*, 1982). Les éléments majeurs mobiles, calcium et alcalins, présentent des évolutions plus irrégulières. Néanmoins, les plus fortes teneurs en CaO (10 à 11 %) se cantonnent dans les termes basiques les moins transformés, à l'inverse de celles en Na_2O qui culminent dans les termes les plus différenciés. Les concentrations en K_2O , extrêmement variables, (0,01 à 1,91 %) se fixent en général autour de 1 %.

Bien que plusieurs échantillons se situent dans le champ des roches alcalines du diagramme alcalins/silice (fig. 9), la majorité des dolérites et des laves basaltiques se regroupe de préférence dans celui des roches sub-alcalines. Cette répartition, qui traduit peut-être une affinité transitionnelle du magmatisme basique à l'image des dolérites dévoniennes de Bolazec (Cabanis *et al.*, 1982), semble surtout due à un enrichissement en alcalins lors des transformations tardi à post-magmatiques. L'utilisation des diagrammes de Miyashiro (1974) (fig. 10) illustre par contre, sans équivoque, le net enrichissement en fer et en titane de l'ensemble des termes basiques au cours de la différenciation, termes qui s'inscrivent le long des évolutions de type tholéitique.

Eléments en traces et terres rares

Parmi les éléments en traces dosés (tabl. 1 à 4), le baryum, le rubidium et,

	806	805	1162 C	1701	1703	1707	ED45	ED295
SiO ₂	46,60	50,27	46,31	48,21	48,11	49,14	45,23	46,52
Al ₂ O ₃	14,05	13,58	14,44	17,38	18,01	15,47	16,30	17,02
Fe ₂ O ₃	11,28	14,81	13,03	12,67	9,62	12,48	12,10	12,35
MnO	0,25	0,22	0,21	0,16	0,17	0,19	0,15	0,21
MgO	3,52	3,95	6,04	6,30	5,38	4,95	5,80	5,19
CaO	7,85	4,58	9,20	2,47	8,68	4,44	5,90	5,66
Na ₂ O	4,29	5,00	3,92	5,47	3,33	5,07	4,01	4,41
K ₂ O	0,71	0,52	0,43	0,06	2,08	0,15	0,48	0,73
TiO ₂	3,39	2,91	2,87	2,57	1,53	3,32	2,42	2,65
P ₂ O ₅	0,85	0,83	0,36	0,30	0,49	0,90	0,50	0,66
PF	6,96	3,07	2,98	4,22	2,29	3,65	7,05	3,92
Total	99,80	99,74	99,79	99,81	99,69	99,76	99,94	99,09
Ba	340	514	145	40,1	674	211	76	538
Co	25	28	36,7	37,7	28,9	25,3	42	195
Cr	44	65	178	144	41,7	10,8	33	40
Cu	40	25	48,2	54,4	46,7	9,43	<10	22
Nb	16	16	7,94	6,11	18,9	15,8	nd	nd
Ni	15	25	42	52,7	30,6	5,57	43	121
Rb	19	15	15,9	2,62	77,3	4,44	16	14
Sc	36	37,7	29	23,6	20,6	23,6	nd	nd
Sr	258	236	257	172	609	165	541	548
Th	<5	<5	0,84	2,86	4,74	4,09	nd	nd
V	301	238	352	273	265	274	185	196
Zn	249	133	112	118	81,1	103	nd	nd
Zr	340	396	190	241	157	481	nd	nd
La	25,91	25,08	10,7	13,56	38,21	36,81	21,10	24,20
Ce	65,60	66,51	27,78	29,66	79,47	82,06	53,95	62,40
Pr	nd	nd	3,89	4,5	9,89	12,03	nd	nd
Nd	42,70	43,52	19,17	21,47	38,18	57,97	29,73	34,87
Sm	10,93	10,96	5,41	6,34	7,72	15,28	6,64	8,24
Eu	3,38	3,92	1,93	2,06	2,31	4,38	2,24	2,47
Gd	10,28	11,36	5,47	6,67	6,72	15,53	6,47	7,06
Tb	nd	nd	0,89	1,14	0,92	2,25	nd	nd
Dy	11,01	11,86	5,69	7,34	5,51	14,95	5,76	6,96
Ho	nd	nd	1,29	1,71	1,16	3,45	nd	nd
Er	5,90	6,38	3,34	4,68	2,82	9,41	2,98	3,68
Tm	nd	nd	0,49	0,72	0,4	1,3	nd	nd
Yb	5,76	6,40	2,94	4,63	2,58	8,67	2,76	3,52
Lu	0,89	0,91	0,44	0,71	0,41	1,29	0,45	0,58
Y	68,41	75,55	34,3	44,3	29	88,1	34,66	43,13
La/Yb	4,50	3,92	3,6	2,93	14,8	4,25	7,64	6,87

Tabl. 1.- Analyses chimiques des dolérites varisques du Nord-Cotentin (Hague et Val de Saire) ; (éléments majeurs en % ; éléments en traces et terres rares en ppm) (position des prélèvements : fig. 2).

- Dykes sub-méridiens dans granite cadomien du Cap de la Hague (Ech. 806 et 1707 : Sémaphore de Goury ; Ech. 1701 : les Herbeuses) ;
- dyke dans arkoses cambriennes (Ech. 805 : Creux Mauvais Argent ; Auderville).
- Dyke dans granite cadomien à l'ouest des Moulinets (Ech. 1162 C) ;
- dyke dans diorite cadomienne (Jard'heux ; Omonville-la-Rogue) (Ech. 1703).
- Filons du Val de Saire dans complexe volcano-sédimentaire du Briovérien inférieur (Dissler, 1987) (Ech. ED 45 et ED 295).

Table 1.- Major- and trace-element analyses for Variscan dolerite dykes from the North-Cotentin Peninsula (major elements in %; trace elements in ppm) (see Fig. 2 for sample localities).

dans une moindre mesure, le strontium présentent des concentrations particulièrement sujettes aux effets des transformations tardives à post-magmatiques. Ainsi, les teneurs en rubidium qui, dans les sills du bassin de Laval, tombent souvent en-dessous de 10 ppm, ne révèlent aucune corrélation avec celles en lanthane, autre élément incompatible mais moins mobile lors de l'altération. A l'inverse, des corrélations se dessinent entre les teneurs en éléments

incompatibles peu mobiles, à l'image du lanthane et de l'yttrium.

Les concentrations en terres rares, normalisées par rapport aux chondrites (fig. 11), se distribuent selon des spectres d'allure comparable, marqués par un facteur d'enrichissement en terres rares légères variable, le plus souvent élevé, dépassant quelquefois 100 pour le lanthane. Le fractionnement de l'ensemble

	142 A	1560D	1560C	1561	1584A	1584B	1659	1681
SiO ₂	44,22	44,57	45,71	43,96	48,03	44,72	45,44	37,58
Al ₂ O ₃	13,52	13,57	15,46	13,85	13,33	12,33	12,89	11,38
Fe ₂ O ₃	13,36	12,81	12,24	12,88	11,60	13,61	11,75	11,67
MnO	0,17	0,16	0,15	0,17	0,13	0,15	0,14	0,18
MgO	9,04	10,35	6,53	9,75	8,10	9,16	10,44	9,13
CaO	7,86	7,61	7,18	9,50	8,39	8,16	9,30	9,83
Na ₂ O	2,45	2,04	2,58	2,95	2,29	2,37	2,99	1,64
K ₂ O	0,74	0,60	0,86	0,86	0,91	1,01	0,81	0,77
TiO ₂	1,84	1,45	1,68	2,17	2,29	3,20	1,86	2,72
P ₂ O ₅	0,31	0,25	0,29	0,44	0,34	0,53	0,33	0,44
PF	5,58	6,55	6,83	3,15	4,71	4,08	3,88	14,33
Total	99,09	99,96	99,51	99,68	100,12	99,32	99,77	99,67
Ba	209	150	202	221	206	174	245	483
Co	67	59	39	50	40	45	48,9	50,6
Cr	365	430	347	372	410	367	425	439
Cu	94	90	94	86	710	83	75,2	77,6
Nb	nd	15	22	34	23	42	21,6	30,9
Ni	291	290	145	200	194	234	277	326
Rb	25	26	35	20	31	37	22,5	15,6
Sc	nd	26,1	29,7	26,2	25,5	23,2	19,2	17,2
Sr	263	247	259	423	285	416	337	575
Th	nd	<5	<5	<5	<5	<5	3,09	3,27
V	254	212	253	260	250	278	235	253
Zn	nd	97	101	102	101	121	100	113
Zr	nd	88	96	150	148	221	129	201
La	12,08	11,59	13,11	23,49	17,88	26,84	19,83	23,16
Ce	25,06	28,96	30,01	52,14	44,87	62,78	40,98	52,91
Pr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4,9	6,43
Nd	14,66	13,50	14,99	27,15	20,63	30,66	20,24	28,25
Sm	3,69	3,98	4,29	6,47	5,53	7,69	4,78	6,77
Eu	1,13	1,12	1,16	1,89	1,91	2,64	1,57	2,26
Gd	3,71	4,04	4,39	6,47	5,23	7,38	4,22	6,09
Tb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,65	0,89
Dy	3,62	3,51	3,84	4,88	4,54	5,50	3,51	4,81
Ho	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,74	0,91
Er	1,75	1,91	2,13	2,36	2,00	2,24	1,78	1,83
Tm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,228	0,238
Yb	1,54	1,57	1,72	1,75	1,63	1,56	1,435	1,503
Lu	0,20	0,31	0,36	0,35	0,30	0,29	0,209	0,191
Y	21,23	18,22	19,53	23,75	26,42	29,58	19	21,6
La/Yb	7,84	7,38	7,62	13,40	10,96	17,2	13,8	15,4

Tabl. 2.- Analyses chimiques des dolérites varisques du secteur Caen-Saint-Lô ; (éléments majeurs en % ; éléments en traces et terres rares en ppm) (position des prélèvements : fig. 2).

- Sills intrusifs dans Briovérien supérieur : - Vieux au sud de Caen (Ech. 1584 A bordure figée et 1584 B cœur du filon) ; - Hottot-Longraye à l'ouest de Caen : filon vertical plurimétrique (6 m), interprété comme une coulée par Graindor (1963) (Ech. 1560C bordure figée microdoléritique et Ech. 142 A et 1560 D cœur plus largement grenu).
- Filons à olivine conservée dans Briovérien (Ech. 1561 Mesnil-Rouxelin ; nord de Saint-Lô et Ech. 1659 sortie nord de Villers-Bocage).
- Dyke dans grès feldspathiques cambriens (Ech. 1681 : carrière d'Etavaux ; sud de Caen).

Table 2.- Major- and trace-element analyses for Variscan dolerite dykes from the Saint-Lô-Caen area (major elements in %; trace elements in ppm) (see Fig. 2 for sample localities).

des terres rares demeure régulier avec des valeurs du rapport La/Yb comprises entre 5 et 15. Ces caractéristiques sont analogues à celles relevées chez les tholéites continentales, par exemple celles du Decan (La/Yb : 3 à 12 ; Mahoney *et al.*, 1982 ; Dupuy et Dostal, 1984) et les opposent à celles présentées par les basaltes alcalins où le rapport La/Yb dépasse habituellement une valeur de 20 (Dautria et Liotard, 1990).

	Sacé	1439	1382	JPL30	1496	1450	1451
SiO2	46,1	47,68	47,28	49,61	48,87	48,45	49,85
Al2O3	12,83	12,82	12,66	13,17	13,11	13,93	12,45
Fe2O3	16,74	15,76	16,17	15,20	13,98	13,11	15,80
MnO	0,22	0,24	0,20	0,21	0,17	0,17	0,24
MgO	4,75	4,31	5,04	4,27	4,74	6,23	3,91
CaO	8,23	7,41	8,07	7,30	7,49	9,73	6,93
Na2O	2,88	3,18	3,02	3,47	3,33	2,52	3,35
K2O	1,17	1,05	0,93	1,17	1,20	0,64	1,03
TiO2	4,13	3,63	4,22	3,47	3,60	2,80	3,04
P2O5	0,49	0,81	0,52	0,56	0,41	0,36	1,28
PF	1,98	2,77	1,67	1,95	2,36	1,85	1,83
Total	99,66	99,66	99,78	100,38	99,26	99,79	99,71
Ba	164	246	134	216	167	93,8	237
Co	142	50	74	59	69	39,5	21,4
Cr	160	77	85	78	66	165	15,4
Cu	26	24	51	29	25	71,8	12,7
Nb	nd	nd	29	nd	28	19,5	41,3
Ni	116	61	54	57	33	77,6	25,9
Rb	28	29	30	28	37	18,2	29,1
Sr	312	355	307	303	289	252	324
Sc	nd	nd	36,2	nd	35	22,6	19,3
Th	nd	nd	<5	nd	5	1,93	3,69
V	376	353	409	312	358	297	193
Zn	nd	nd	122	nd	114	130	216
Zr	nd	nd	286	nd	244	194	682
La	17,95	31,12	22,73	24,08	25,40	16,41	38,23
Ce	48,08	76,26	54,14	57,77	62,73	41,01	94,85
Pr	nd	nd	nd	nd	nd	5,46	13,13
Nd	28,63	44,61	34,88	31,73	34,54	24,67	61,83
Sm	7,78	12,19	9,32	8,61	9,15	6,76	16,05
Eu	2,54	4,90	2,92	2,80	2,55	2,17	6,05
Gd	7,12	11,02	9,56	7,34	9,09	6,43	15,49
Tb	nd	nd	nd	nd	nd	1,00	2,35
Dy	6,71	9,56	8,19	7,12	8,21	5,81	12,92
Ho	nd	nd	nd	nd	nd	1,21	2,69
Er	3,10	4,36	4,03	3,43	4,23	2,94	6,42
Tm	nd	nd	nd	nd	nd	0,42	0,90
Yb	2,83	4,19	3,28	3,51	3,56	2,50	5,48
Lu	0,42	0,59	0,62	0,40	0,66	0,35	0,79
Y	38,72	60,40	41,03	45,51	41,42	31,40	67,70
La/Yb	6,34	7,40	6,93	6,86	7,13	6,56	6,98

Tabl. 3.- Analyses chimiques des dolérites varisques de la Mancellia ; (éléments majeurs en % ; éléments en traces et terres rares en ppm) (position des prélèvements : fig. 2).

Dykes répartis du nord au sud de la Mancellia : Ech. 1439 (La Halbourdière, sud de Vassy) ; Ech. JPL 30 (Brouains) ; Ech. 145 (Saint-Bômer-les-Forges) ; Ech. 1451 (La Morinière à l'est de Torchamp) ; Ech. 1382 (Saint-Siméon) ; Ech. 1496 (La Blanchardière ; Ernée) ; Ech. Sacé (La Haute-Roche ; Sacé).

Table 3.- Major- and trace-element analyses for Variscan dolerite dykes from the Mancellian Domain (major elements in %; trace elements in ppm) (see Fig. 2 for sample localities).

	1460 B	JB 6	JB 26	1435	1436	1437	E 15
SiO2	47,36	48,16	49,36	47,28	48,01	47,49	44,05
Al2O3	13,48	14,33	15,70	14,23	12,97	12,60	15,91
Fe2O3	13,95	13,51	10,59	13,90	13,36	9,79	13,91
MnO	0,18	0,18	0,16	0,17	0,15	0,12	0,17
MgO	6,08	5,33	8,50	3,36	4,86	5,41	6,67
CaO	10,35	9,34	10,70	7,73	7,10	7,74	4,60
Na2O	2,74	2,53	1,40	2,81	2,57	2,39	3,77
K2O	0,44	0,92	1,20	1,82	0,31	1,02	0,15
TiO2	3,39	3,00	1,13	3,20	3,04	1,82	4,27
P2O5	tr	0,44	0,15	0,77	0,57	0,26	0,63
PF	1,35	1,57	1,52	3,36	7,06	10,05	5,45
Total	99,32	99,31	100,41	98,63	100,00	98,69	99,58
Ba	95	186	144	483	151	327	66
Co	120	48	163	91	99	91	78
Cr	148	124	416	47	42	64	87
Cu	62	18	15	<10	<10	20	18
Ni	96	52	133	67	96	85	83
Rb	22	31	46	41	10	27	35
Sr	325	336	128	340	268	262	374
V	295	303	218	152	195	143	300

	M 15	M 19	M 16	M 14	NO	M 12	1525	ARG.
SiO2	47,35	40,75	42,32	42,45	43,40	49,74	44,65	47,01
Al2O3	14,84	11,87	11,75	13,03	15,33	14,39	15,46	15,70
Fe2O3	13,51	12,67	12,86	12,52	11,30	12,74	11,98	12,46
MnO	0,19	0,14	0,11	0,14	0,15	0,15	0,22	0,16
MgO	5,84	11,53	11,15	8,38	11,38	3,17	8,16	5,81
CaO	9,67	7,13	6,04	6,78	9,32	7,16	8,30	8,89
Na2O	3,03	1,61	1,45	1,30	1,79	2,91	2,27	3,12
K2O	0,62	0,12	0,10	0,04	tr	1,66	0,15	0,01
TiO2	2,54	1,69	2,58	2,78	1,20	2,68	3,12	3,18
P2O5	0,33	0,28	0,38	0,44	0,17	0,78	0,89	0,46
PF	2,24	11,93	11,60	12,29	4,69	4,40	4,40	3,37
Total	100,15	99,72	100,34	100,15	98,73	99,78	99,60	100,16
Ba	101	147	47	108	127	486	303	88
Co	59	72	69	56	61	39	41	45
Cr	279	695	384	522	777	80	409	121
Cu	65	61	57	51	72	25	336	<10
Nb	nd	nd	nd	nd	8	40	56	nd
Ni	155	343	345	239	286	69	151	83
Rb	20	<10	<10	<10	6	38	6	14
Sc	nd	nd	nd	nd	31,2	24,7	30,2	nd
Sr	350	449	222	268	284	371	614	701
Th	nd	nd	nd	nd	<5	7	<5	nd
V	285	180	226	228	235	206	246	300
Zn	nd	nd	nd	nd	55	150	101	nd
Zr	nd	nd	nd	nd	55	483	305	nd
La	12,10	11,60	14,17	19,16	5,41	41,07	40,61	23,64
Ce	30,10	26,28	35,05	45,37	14,87	96,00	87,08	65,74
Nd	19,92	15,47	21,71	27,34	8,30	60,20	49,71	36,42
Sm	5,75	3,89	5,84	6,64	2,61	14,00	11,05	9,27
Eu	1,97	1,15	1,99	1,96	0,89	4,35	3,21	3,09
Gd	6,16	3,61	5,75	6,62	2,75	13,05	9,47	8,14
Dy	5,76	1,89	4,87	5,06	2,99	11,01	7,11	7,37
Er	2,66	1,21	2,03	2,03	1,64	4,97	3,45	3,07
Yb	2,44	1,11	1,76	1,69	1,69	4,42	2,75	2,59
Lu	0,35	0,18	0,26	0,26	0,26	0,69	0,55	0,37
Y	32,24	16,13	25,17	25,18	19,64	61,32	34,79	41,85
La/Yb	4,96	10,45	8,05	11,34	3,20	9,29	14,78	9,13

Tabl. 4.- Analyses chimiques des dolérites et laves basiques varisques du bassin de Laval ; (éléments majeurs en % ; éléments en traces et terres rares en ppm) (position des prélèvements : fig. 2).

- Sills doléritiques, flanc nord du synclinal de Laval (Ech. NW, Nuillé-sur-Ouette ; Ech. M.12, carrière de la Ragannière, Saint-Denis-d'Orques).
- Sills doléritiques, flanc sud du synclinal de Laval (Ech. M 14, la Clavière, Bignon-du-Maine ; Ech. M 16, Nord de l'embouchure du Vicoïn, vallée de la Mayenne ; Ech. M. 19, Souvigné-sur-Sarthe).
- Filon doléritique (Ech. M 15, Le Val Houssay, vallée de la Mayenne) dans Briovérien situé au sud du bassin de Laval.
- Basaltes, flanc nord (Ech. ARG ; Argentré, rive gauche de la Jouanne), et flanc sud du bassin de Laval (Ech. 1525, Auvers-le-Hamon, nord de Launay).

Table 4.- Major- and trace-element analyses for Variscan dolerite dykes and basalt lavas from the Laval Basin (major elements in %; trace elements in ppm) (see Fig. 2 for sample localities).

Tabl. 5.- Analyses chimiques complémentaires des magmas basiques varisques de la Mancellia (Ech. 1460 B, JB 6 et JB 26 : secteur d'Ernée) et du bassin de Laval (sills doléritiques : Ech. 1435 : Saint-Denis d'Orques ; Ech. 1436 : Helberdière ; Ech. 1437 : Vaiges ; lave basique : Ech. E 15 : Argentré, rive gauche de la Jouanne).

Table 5.- Additional analyses for Variscan dolerite from the Mancellian Domain and basic magmatic rocks from the Laval Basin.

L'examen des profils de terres rares des dolérites et laves basiques, regroupées en fonction de leur provenance, permet de formuler des remarques complémentaires (fig. 11) :

- les dolérites du Nord-Cotentin se répartissent en deux ensembles : celles du Val de Saire (ED 45 et ED 295) aux profils rappelant ceux des dolérites manceliennes et celles de la Hague (805 et 806) aux spectres parmi les moins fractionnés ($4 < La/Yb < 5$) en raison de teneurs élevées en terres rares lourdes ($YbCN : 25 \text{ à } 35$) ;

- les profils de terres rares du secteur Saint-Lô-Caen, réalisés à partir de deux filons contenant de l'olivine, se caractérisent par leur fractionnement très régulier et leur appauvrissement significatif en terres rares lourdes ($YbCN < 10$). Les trois spectres provenant du même filon et prélevés du cœur (1560 D et 142 A) vers la périphérie (1560 C) sont rigoureusement parallèles entre eux et montrent une faible anomalie négative en Eu. Le processus de différenciation cœur-bordure entraîne une augmentation générale en terres rares sans altérer leur fractionnement ($La/Yb \approx 7,4 \text{ à } 7,8$) ;

- la répartition des terres rares est identique dans les cinq dykes manceliens étudiés, avec une valeur moyenne du rapport La/Yb voisine de 7. Une légère anomalie positive en Eu se dessine pour quelques dykes, sans que l'on puisse lui attribuer une explication pétrogénétique claire (rôle du plagioclase ?).

- les sills et laves basiques du bassin

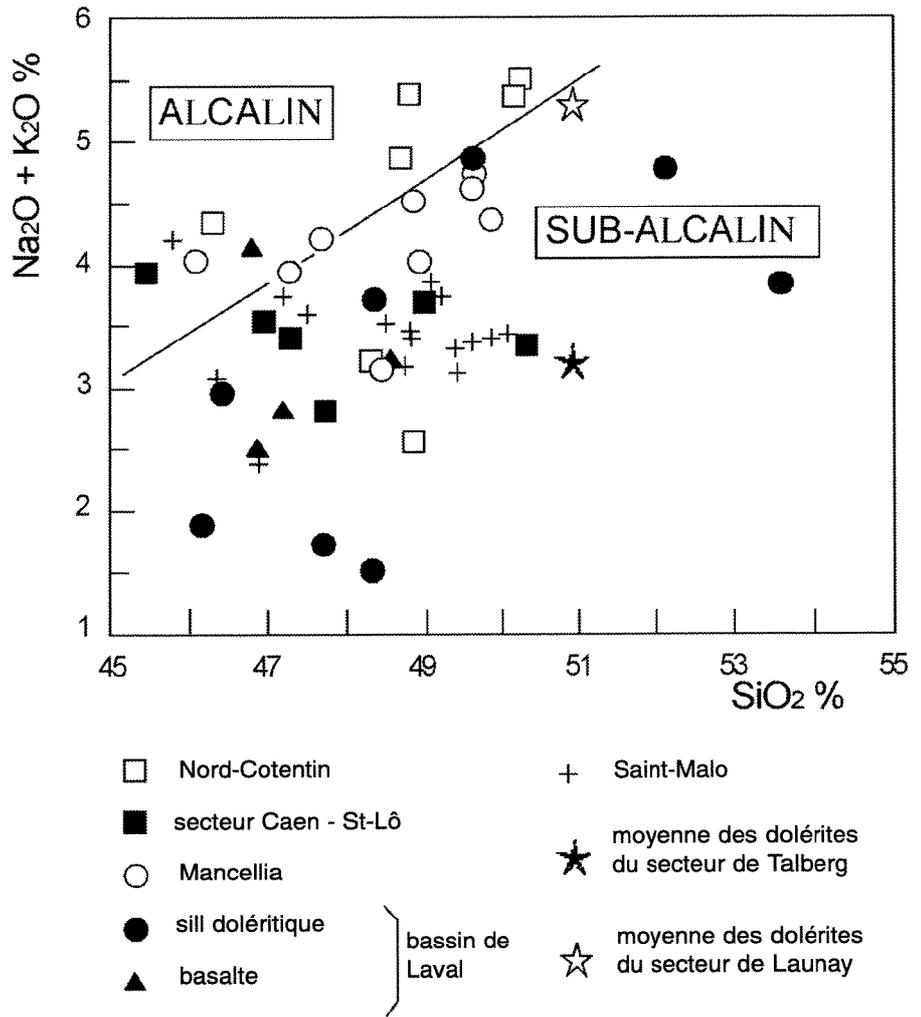


Fig. 9.- Affinité sub-alkaline du magmatisme basique varisque est-armoricain dans le diagramme alcalins-silice (limite des champs alcalin et sub-alkalin d'après McDonald et Katsura, 1964). Analyses des dolérites de Saint-Malo, de Talberg et de Launay (Trégor) d'après Lahaye *et al.* (1995).

Fig. 9.- Total alkalis vs. SiO_2 binary variation diagram for the Variscan basaltic rocks from the northeastern Armorican Massif (discrimination boundary after McDonald and Katsura, 1964). Analyses of the Saint-Malo, Talberg and Launay dolerite dykes from Lahaye *et al.* (1995).

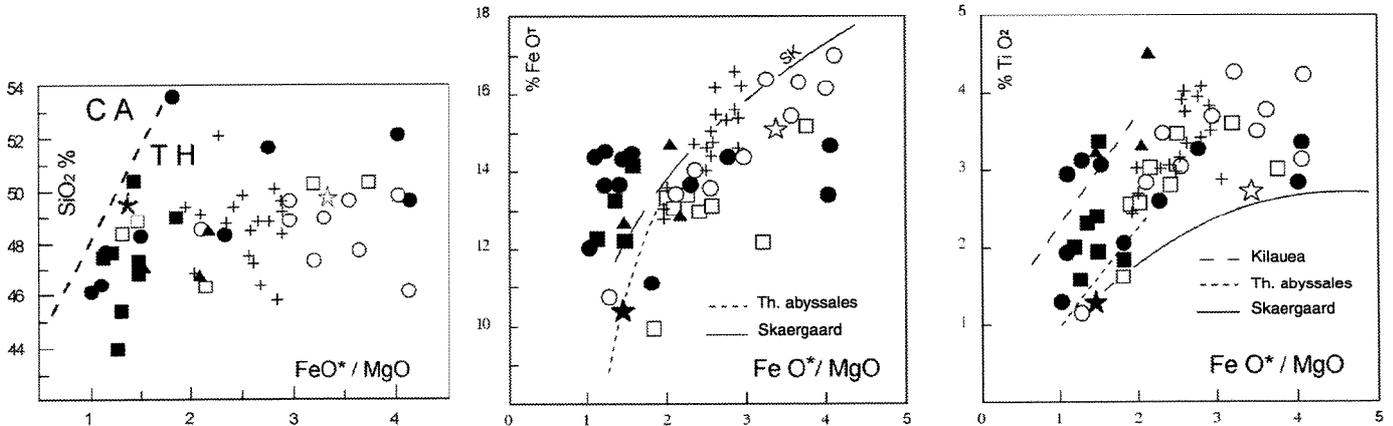


Fig. 10.- Affinité tholéiitique du magmatisme basique varisque est-armoricain dans les diagrammes de Miyashiro (1974) (mêmes symboles que dans la figure 9).

Fig. 10.- FeO^*/MgO vs. SiO_2 , FeO and TiO_2 diagrams (Miyashiro, 1974) showing the tholeiitic affinity of the Variscan basaltic rocks from the northeastern Armorican Massif (symbols as for Fig. 9).

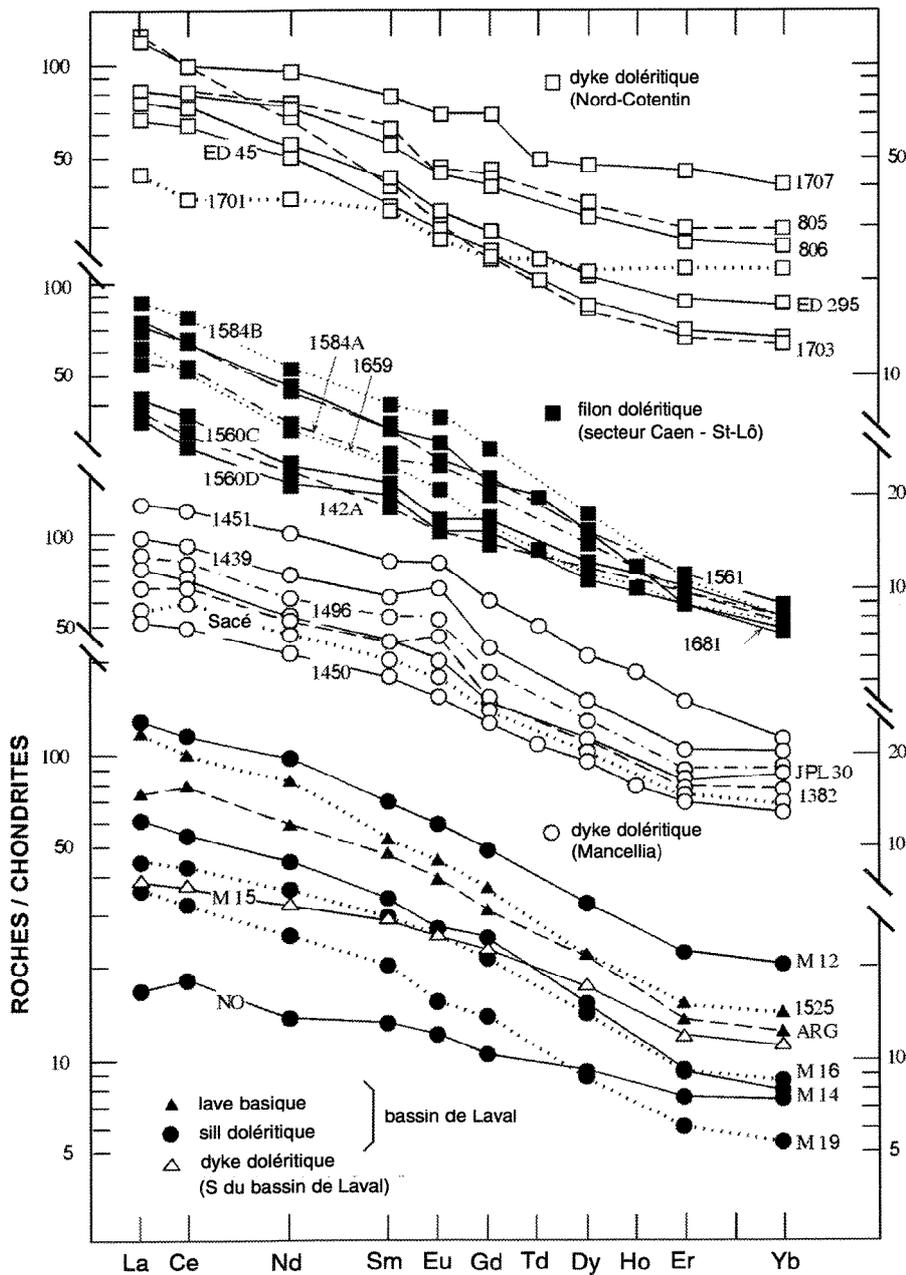


Fig. 11.- Spectres de terres rares des dolérites et laves basiques est-armoricaines (normalisation par rapport aux chondrites ; Masuda *et al.*, 1973).

Fig. 11.- Chondrite-normalized REE patterns for Variscan basaltic rocks from the northeastern Armorican Massif (normalization after Masuda *et al.*, 1973).

de Laval présentent des profils très comparables, suggérant une nouvelle fois leur cogénéisme. Les teneurs globales en terres rares reflètent leur degré d'évolution : les sills riches en olivine sont appauvris en terres rares par rapport à ceux contenant du quartz mais ils conservent le même fractionnement ($La/Yb \approx 10$ en moyenne). Seul le sill de Nuillé-sur-Ouette (éch. NO), fortement cumulatif (25 % d'olivine), montre un net appauvrissement en terres rares légères ($La/Yb \approx 3$).

Le rôle de la cristallisation fractionnée

L'influence de la cristallisation fractionnée sur les variations géochimiques peut être abordée en considérant l'évolution des teneurs de quelques éléments majeurs et traces, peu suspects de mobilité, en fonction des pourcentages en MgO, oxyde qui présente la plus large gamme de variations relatives (de 3 à 13 % en base anhydre) (fig. 12). Ainsi :

- les concentrations en fer total et TiO_2 suivent des évolutions parallèles, marquées par un très fort enrichissement qui culmine pour des teneurs en MgO voisines de 5 % (soit $[Mg] \approx 38$ à 40). Cette évolution, gouvernée par la cristallisation tardive des oxydes ferro-titanés, est symptomatique des suites tholéitiques, tant océaniques (Thingmuli en Islande : Carmichael, 1964) que continentales (Deccan : Mahoney *et al.*, 1982). Elle explique également la répartition des teneurs en vanadium qui atteignent leur maximum (400 ppm environ) dans les dykes mancelliens les plus ferro-titanés ;

- les teneurs en P_2O_5 croissent régulièrement au cours de la différenciation et reflètent le rôle de la cristallisation fractionnée de l'apatite qui, sous forme de fines aiguilles, envahit les plages de micropegmatite interstitielle des dolérites à quartz ;

- les éléments incompatibles (terres rares, Y, Zr, Nb), éléments liés entre eux par des corrélations positives, voient leur concentration augmenter au fur et à mesure de l'avancement du processus de différenciation. Les teneurs en yttrium, par exemple, passent de 25 à 30 ppm dans les termes primitifs ($MgO \approx 8$ à 9 %) à plus de 60 dans les plus évolués ($MgO \approx 3$ à 4 %) ;

- les teneurs en Ni, qui chutent de 400 à moins de 150 ppm dans l'intervalle 13-8 % de MgO, traduisent le rôle de la cristallisation fractionnée de l'olivine ; celle-ci précipite précocement et se concentre dans les termes cumulatifs en compagnie de plagioclases calciques et d'une phase interstitielle représentée par le clinopyroxène. Pour des pourcentages en MgO inférieurs à 8 %, le rôle de l'olivine s'efface et les teneurs en Ni décroissent très faiblement vers les termes plus différenciés ;

- l'évolution des concentrations en Cr, élément incorporé à la fois dans l'olivine et le clinopyroxène, est identique, entre 13 et 8 % de MgO, à celle du nickel. Mais, contrairement à ce dernier, les teneurs en Cr déclinent encore pour des pourcentages en MgO inférieurs à 8 %. Le rôle du clinopyroxène devient alors prépondérant sur celui de l'olivine.

En résumé, l'évolution des teneurs en éléments majeurs et traces au cours de la différenciation est compatible avec un

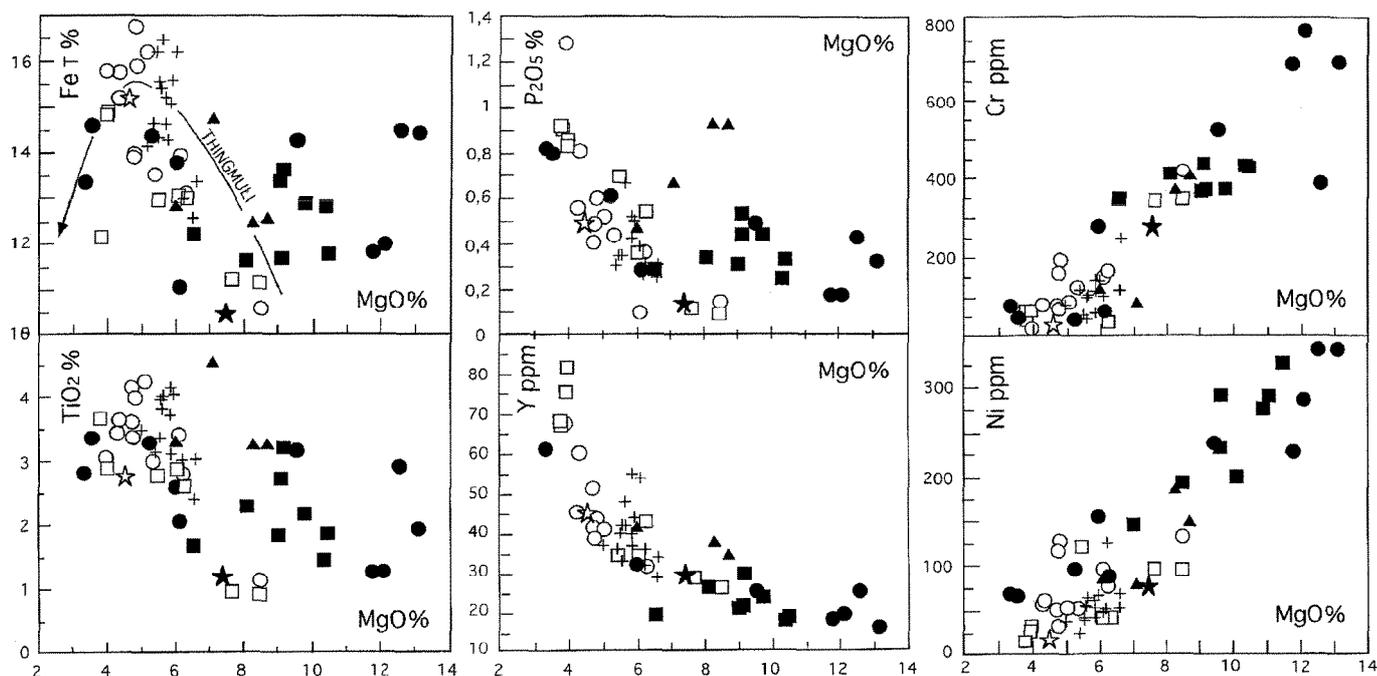


Fig. 12.- Variations des teneurs en FeO T (fer total), TiO_2 , P_2O_5 , Y, Cr et Ni en fonction des concentrations en MgO (mêmes symboles que dans la figure 9). Dans le diagramme FeO T / MgO, la flèche indique l'évolution de la série tholéitique tertiaire de Thingmuli en Islande (d'après Carmichael, 1964).

Fig. 12.- Plot of MgO vs. FeO T (total Fe), TiO_2 , P_2O_5 , Y, Cr and Ni for Variscan basaltic rocks from the northeastern Armorican Massif (see Fig. 9 for symbols). In the FeO T vs. MgO binary diagram, the arrow represents the fractionation path for the Icelandic Tertiary tholeiite at Thingmuli (after Carmichael, 1964).

mécanisme de cristallisation fractionnée à basse pression qui met en jeu tout d'abord l'olivine et le plagioclase, puis le clinopyroxène et le plagioclase, et enfin plus tardivement les oxydes ferro-titanés et l'apatite. Ce mécanisme, particulièrement efficace dans la plupart des tholéiites continentales (par exemple celles de la Columbia River ; Mc Dougall, 1976 ; Carlson *et al.*, 1981), pourrait lui-même être précédé d'un fractionnement à haute pression intervenant à la limite croûte-manteau sur un liquide de nature picritique (Cox, 1980).

Modèle pétrogénétique retenu

Les études géochimiques conduites sur les principaux complexes de tholéiites continentales (Columbia River, Deccan, Parana...) révèlent toutes qu'un simple mécanisme de cristallisation fractionnée ne peut, à lui seul, rendre compte des fluctuations affectant les concentrations de certains éléments en traces incompatibles, éléments responsables du caractère plus ou moins enrichi des volcanites. D'autres processus pétrogénétiques sont alors avancés parmi lesquels les variations du taux de fusion partielle d'un manteau homogène ou hétérogène enrichi et l'intervention d'une contamination crustale

(Dupuy et Dostal, 1984 ; Arndt *et al.*, 1993). En ce qui concerne les dolérites est-armoricaines, des indices de variations du taux de fusion partielle sont suggérés par l'allure « en éventail » de certains spectres de terres rares, parmi lesquels ceux relatifs aux dolérites à olivine du domaine Caen-Saint-Lô. Par exemple, les valeurs du rapport La/Yb (7,5 en moyenne) des trois analyses réalisées sur le filon d'Hottot-Longraye à l'ouest de Caen s'écartent de celles relevées dans les autres filons associés où ces valeurs s'échelonnent de 11 à 17 (tabl. 2).

Mais pour certains auteurs (Hawkesworth et Gallagher, 1993 ; Bradshaw *et al.*, 1993 ; Turner et Hawkesworth, 1995), ce serait surtout la nature même de la source soumise à la fusion partielle qui jouerait le rôle déterminant sur la concentration de certains éléments en traces, parmi lesquels Th, La, Ta ou Nb et sur la valeur de leurs rapports respectifs. En particulier les tholéiites continentales dérivant d'une source à composante essentiellement asthénosphérique possèdent des valeurs du rapport Nb/La > 1 (exemple des laves riches en TiO_2 du Deccan ; Lightfoot *et al.*, 1990) tandis que des valeurs < 1 s'observent chez celles produites par la fusion d'un manteau lithos-

phérique sous-continentale (exemple de certains basaltes du Parana, correspondant au type « pauvre en TiO_2 » ; Peate *et al.*, 1992). Dans ce dernier cas, une anomalie négative plus ou moins bien marquée en Nb se dessine dans les diagrammes de concentrations des éléments incompatibles normalisés par rapport au manteau primitif (valeurs de normalisation de Sun et McDonough, 1989) (fig. 13). Remarquons cependant que pour Arndt *et al.* (1993), l'apparition d'une telle anomalie est avant tout une conséquence directe de l'assimilation par le magma de roches crustales à faibles concentrations en Nb ou Ta.

L'examen des courbes de concentrations normalisées en éléments incompatibles des dolérites est-armoricaines fait ressortir l'existence de deux groupes de dolérites (fig. 13) : celles du Nord-Cotentin, caractérisées par une nette anomalie négative en Nb et Th (Nb/La = 0,56 ; moyenne de six analyses avec $\sigma = 0,12$) et celles des autres secteurs situés plus au sud qui, en revanche, en sont dépourvues (Caen-Saint-Lô : Nb/La = 1,38 ; moyenne de 7 analyses avec $\sigma = 0,19$; Mancellia : Nb/La = 1,16 ; moyenne de quatre analyses avec $\sigma = 0,087$; bassin

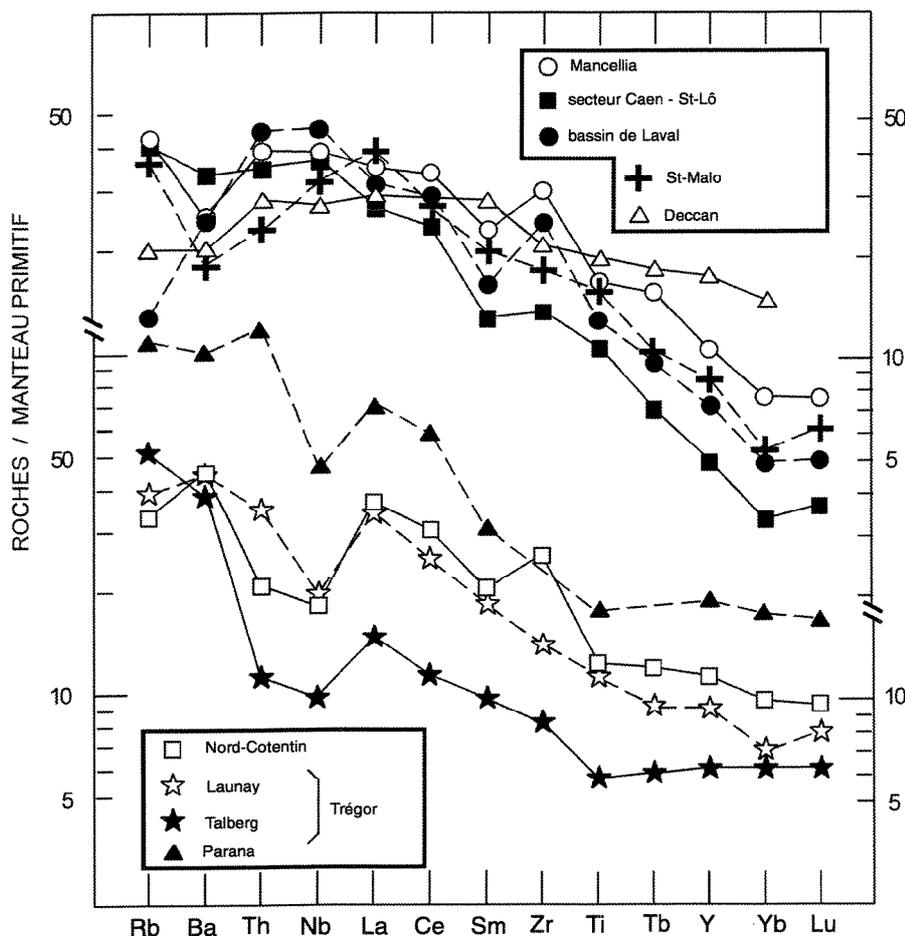


Fig. 13.- Diagramme multiélémentaire des magmas basiques varisques est-armoricains (éléments classés selon leur degré d'incompatibilité ; normalisation au manteau primitif d'après Sun et Mc Donough, 1989). Dolérites de Saint-Malo et du Trégor, d'après Lahaye *et al.*, 1995. Basaltes du Deccan et du Parana, d'après Hawkesworth et Gallagher, 1993.

Fig. 13.- Primordial mantle-normalized element patterns for Variscan basaltic magmatic rocks from the northeastern Armorican Massif (normalization after Sun and McDonough, 1989). Saint-Malo and Trégor dolerites from Lahaye *et al.* (1995), Deccan and Parana basalts from Hawkesworth and Gallagher (1993).

de Laval : $Nb/La = 1,28$; moyenne de trois analyses avec $\sigma = 0,27$). Cette dualité de comportement géochimique se retrouve plus à l'ouest dans les champs filoniens de Bretagne méridionale où, dans un diagramme multiéléments (fig. 13), les concentrations en Th, Nb et La distinguent les filons du Trégor (Launay et Talberg) aux caractéristiques identiques à celles des dolérites du Nord-Cotentin et les filons du secteur de Saint-Malo analogues à ceux de la Mancellia et des secteurs limitrophes (Caen-Saint-Lô et bassin de Laval).

Dans le cas des dolérites et laves de l'est du Massif armoricain, l'absence de données isotopiques ne permet pas d'envisager directement le rôle actif d'une contamination crustale. Ce rôle, mis en avant pour expliquer l'anomalie négative

en Nb et Ta des dolérites du Trégor par rapport à celles de Saint-Malo (Lahaye *et al.*, 1995), est argumenté par les variations des signatures isotopiques du strontium mais n'est probablement pas exclusif. Tout d'abord, la grande homogénéité géochimique des deux grands types de magmas basiques s'accorde mal avec les effets d'un processus d'intensité variable s'appliquant sur des laves et dolérites réparties sur un vaste territoire géographique. En outre, la position supposée des chambres magmatiques en domaine intracrustal dans le cas des dolérites du Trégor et en domaine mantellique pour celles de Saint-Malo, semble contradictoire avec les données récentes de la prospection aéromagnétique qui révèlent l'existence, dans le secteur de Saint-Malo, d'une chambre magmatique de grande taille (25 km de large sur 13 d'épaisseur),

intrusive dans les terrains briovériens et dont le toit serait à 2,5 km de profondeur (Lefort et Aifa, 1996).

Les caractéristiques géochimiques des tholéites continentales nord-armoricaines, telles qu'elles ressortent de l'examen des concentrations de certains éléments en traces, reflèteraient avant tout la nature de la source soumise à la fusion partielle : manteau asthénosphérique dans le cas des dolérites de la Mancellia et de la région de Saint-Malo, auxquelles s'ajoutent les laves basiques des bassins de Laval et de Châteaulin ; manteau lithosphérique pour les dolérites du Nord-Cotentin auxquelles se joignent celles du Trégor. La signature géochimique de ces dernières pourrait être influencée par la nature du manteau lithosphérique de ce domaine nord-armoricain portant l'empreinte de l'évolution cadomienne. Ce domaine correspond en effet avec la zone interne de la chaîne cadomienne, évoluant dans un dispositif de marge active avec subduction plongeant vers le sud-est (Chantraine *et al.*, 1988 ; Dissler *et al.*, 1988). Dans le cas des dolérites du Trégor, l'intervention d'une contamination crustale ne peut être écartée si l'on en juge par les valeurs élevées du rapport isotopique initial du strontium (Lahaye *et al.*, 1995). Une telle intervention est également très probable dans le cas des dolérites du Nord-Cotentin.

Contrôle structural du magmatisme basique

A l'échelle du nord-est du Massif armoricain, les dolérites et les laves basiques de la limite dévono-carbonifère, se répartissent selon leurs caractéristiques minéralogiques et chimiques en deux grands groupes dissociés géographiquement (fig. 14).

Le premier, composé pour l'essentiel de termes peu évolués à olivine ($Di < 30$), occupe deux domaines :

- d'une part le bassin de Laval, où les dolérites et les laves basaltiques à olivine sont accompagnées de rares faciès plus différenciés à quartz (exemple du sill doléritique exploité dans la carrière de la Ragannière à Saint-Denis-d'Orques) ;

- d'autre part le secteur s'étendant au nord de la zone bocaine, entre Saint-Lô et

Caen, où se concentrent plusieurs dykes et sills doléritiques à olivine. En plus des filons analysés, citons l'exemple du sill de Fresnay-le-Puceux, injecté dans le Briovérien du sud de Caen et celui des sills du forage du Quesnay, intrusifs dans le Silurien.

Le second groupe, dominé par l'omniprésence de termes différenciés à quartz ($DI > 30$ à 40), se localise dans deux autres aires géographiques : celle de la Mancellia, caractérisée par l'abondance de dykes d'une remarquable homogénéité ($DI \approx 30$ à 40), et celle englobant le Nord-Cotentin où affleurent des dolérites parmi les plus évoluées ($DI > 40$).

Cette distribution, non fortuite, résulte de l'état d'avancement du processus de cristallisation fractionnée sur un magma « en route » vers la surface. Les dolérites les plus différenciées seront celles qui ont dû traverser la plus grande épaisseur de croûte continentale. Il s'agit d'une part des dolérites du Nord-Cotentin (Cap de la Hague) infiltrant le socle granitique cadomien armé par les noyaux de gneiss icartiens, et d'autre part des dolérites de la Mancellia, intrusives dans les épaisses séries briovériennes injectées de plutons granitiques cadomiens. A l'opposé, le cachet plus primitif des roches basiques du bassin de Laval et du secteur Saint-Lô - Caen plaide en faveur de leur ascension à travers une croûte, sinon amincie, du moins non exagérément épaissie et dépourvue d'intrusions granitiques.

La liaison entre l'épaisseur de la croûte traversée et le degré d'évolution des volcanites est une des caractéristiques des tholéiites continentales : les basaltes du Deccan et ceux de la Coppermine River (Canada), installés sur une croûte continentale épaisse, se distinguent, par le volume de leurs laves fortement fractionnées, des tholéiites plus primitives du Maroc provenant d'une région à croûte amincie (Dupuy et Dostal, 1984). De même, Cox (1980), dans son modèle de genèse des tholéiites continentales, indique que les liquides basaltiques primaires, de nature picritique et donc de densité élevée, n'atteignent qu'exceptionnellement la surface à l'aplomb de zones d'épaississement crustal.

Outre le rôle joué par l'épaisseur de croûte traversée, certaines propriétés géo-

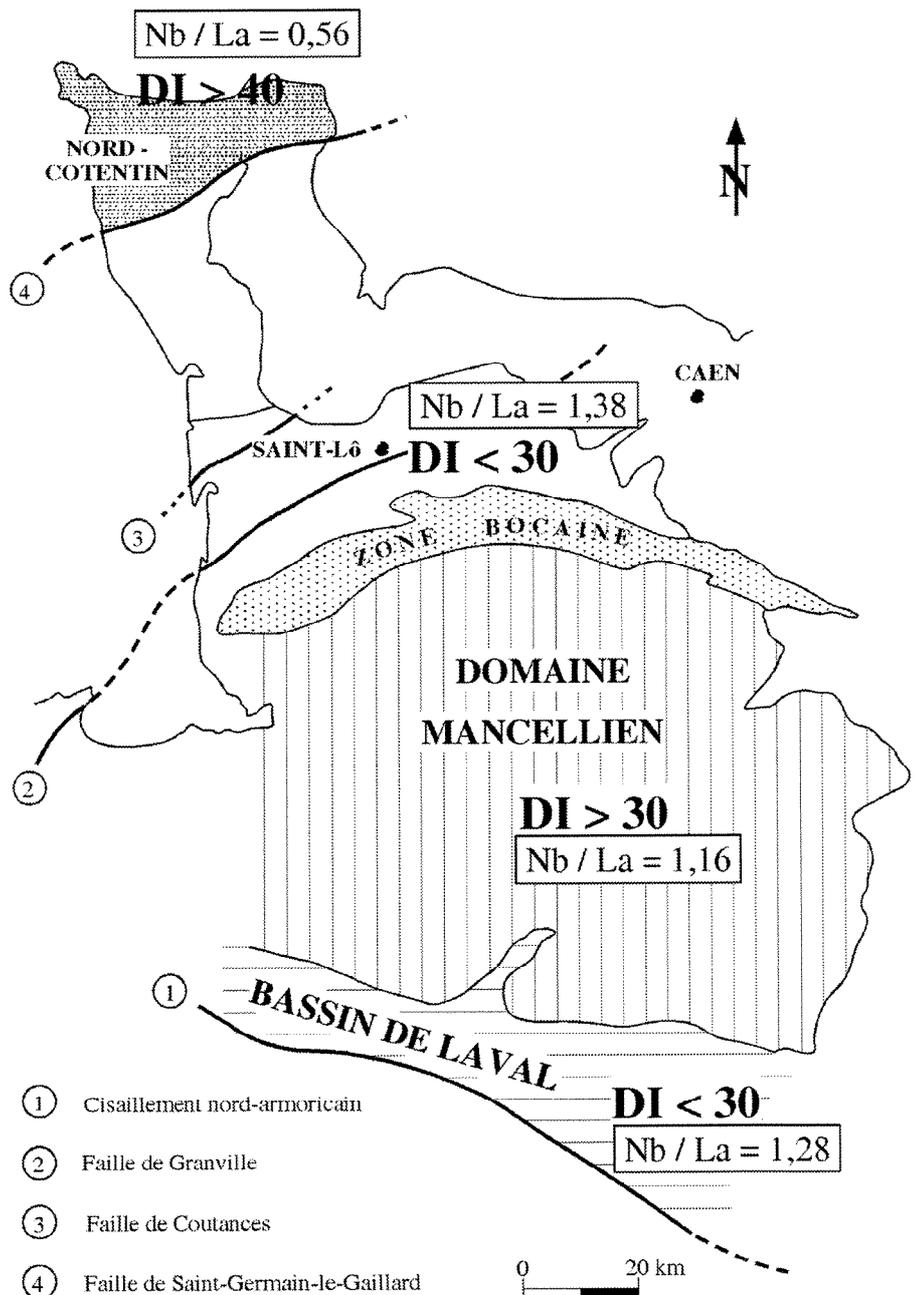


Fig. 14.- Variations de l'indice de différenciation (DI) et des valeurs du rapport Nb/La des dolérites et laves basiques est-armoricaines.

Fig. 14.- Variation of Differentiation Index (DI) values and Nb/La ratios for dolerite and basalt magmas from the northeastern Armorican Massif.

chimiques des tholéiites continentales paraissent résulter de leur période de mise en place. Au sein d'une même séquence verticale épaisse, on constate une augmentation du rapport Nb/La des laves, indiquant le passage progressif d'une source lithosphérique vers une source plus profonde essentiellement asthénosphérique. Cette évolution, attribuée par certains auteurs au rôle actif d'un panache, pourrait résulter du contrôle structural en liaison avec une

augmentation du taux d'extension : les termes à rapport Nb/La élevés s'épanchant lorsque l'extension atteint son maximum (exemple des basaltes de la Columbia River ; Bradshaw *et al.*, 1993).

Les dolérites et les laves dévono-carbonifères analysées ici échappent à ce type d'évolution géochimique et présentent, au contraire des concentrations en éléments incompatibles remarquablement similaires, à condition toutefois qu'elles proviennent

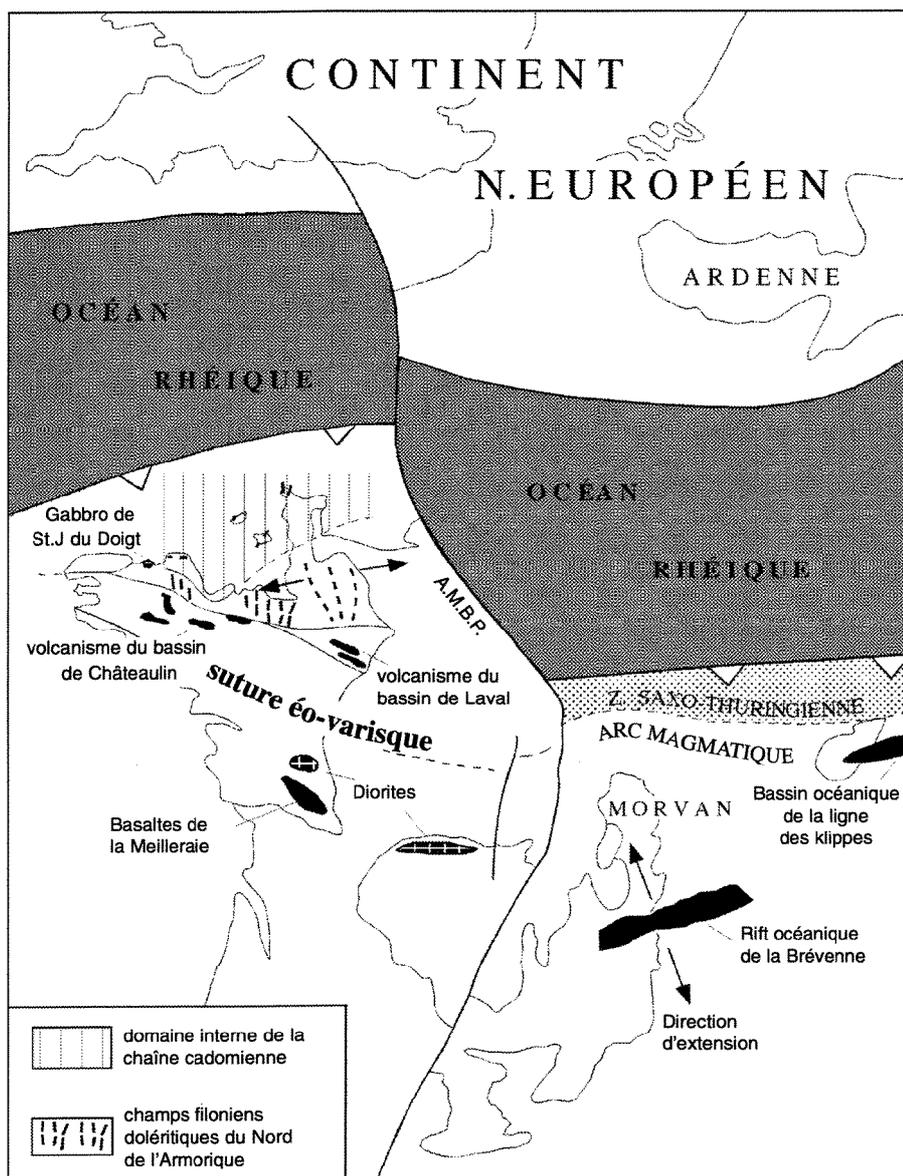


Fig. 15.- Situation des volcanismes des bassins de Châteaulin et de Laval ainsi que des champs filoniens doléritiques du nord de l'Armorique dans l'évolution géodynamique varisque de l'Europe moyenne occidentale à la fin des temps dévoniens (adapté d'après Faure *et al.*, 1997). AMPB = Anomalie Magnétique du bassin de Paris.

Fig. 15.- Palinspastic map of Mid Europe in Late Devonian times showing the emplacement of dolerite dyke swarms and basalt lava flows in the Châteaulin and Laval basins of the North Armorican Domain (adapted from Faure *et al.*, 1997) (AMPB = Paris Basin Magnetic Anomaly).

de la même province géographique. Cette constatation vaut surtout pour les dykes de la Mancellia dont les dolérites offrent, à l'échelle d'une zone de 80 km de long sur 40 de large, une parfaite homogénéité géochimique. Ainsi que le souligne Bertrand (1987) à propos des tholéites continentales de la marge ibérique, ceci implique que l'activité magmatique à l'origine des dolérites mancelliennes se limite nécessairement à une brève période de temps. Compte-tenu de l'étroite liaison entre les termes filoniens et volcaniques cette conclusion peut être étendue aux magma-

tismes des domaines jouxtant l'aire mancellienne (bassin de Laval et secteur Saint-Lô - Caen). Par contre, il est plus difficile d'affirmer que l'injection des dolérites du Nord-Cotentin, dont la période d'injection doit être également brève, soit synchrone du magmatisme basique des domaines plus méridionaux.

Conclusion

L'importance des filons doléritiques à l'échelle de l'ensemble du Massif armori-

cain septentrional témoigne d'une tectonique distensive varisque qui s'exprimerait au cours de deux grandes phases :

- une phase précoce, mal calée radiométriquement (Ordovicien-Silurien), intéressant le Trégor et attribuée à des mouvements distensifs post-cadomiens (Lahaye *et al.*, 1995) dont aucun enregistrement magmatique n'existe dans les séries sédimentaires est-armoricaines. L'hypovolcanisme du Nord-Cotentin pourrait appartenir à cette phase ;

- une phase plus tardive parfaitement située à la limite dévono-carbonifère et de plus vaste emprise géographique. Cette phase majeure, rapportée aux événements de la phase bretonne, est responsable de l'ouverture des bassins carbonifères centro-armoricains (bassins de Châteaulin et de Laval) (Houlgatte *et al.*, 1988 ; Le Gall *et al.*, 1992).

A l'échelle du segment nord-européen de la chaîne varisque, l'évolution géodynamique fini-dévonienne s'inscrit dans l'histoire de la fermeture d'un espace océanique : l'océan rhéique s'étendant entre les îles britanniques au nord et le domaine nord-armoricain au sud (McKerrow et Ziegler, 1972 ; Cocks et Forrey, 1982 ; Paris et Robardet, 1990). Cette fermeture s'effectuerait par l'intermédiaire d'une subduction à pendage sud sous le bloc armoricain (Behr *et al.*, 1984 ; Holder et Leveridge, 1986 ; Bois *et al.*, 1990), s'accompagnant d'un régime distensif dont les marques existent sous la forme d'un magmatisme tholéitique depuis le nord de la Bretagne (volcanisme de Bolazec ; gabbro de Saint-Jean-du-Doigt) jusque dans le nord du Massif central et les Vosges (rift de la Brévenne, par exemple) (Faure *et al.*, 1997). C'est dans ce contexte structural que s'exprimerait le magmatisme de la limite dévono-carbonifère de l'est du Massif armoricain. L'orientation globalement méridienne du champ filonien de la Mancellia est compatible avec un régime d'extension E-W, qui se manifeste également plus à l'ouest au niveau de l'essai filonien de la région de Saint-Malo (fig. 15).

Le régime extensif favorise la remontée de matériaux profonds d'origine mantellique dont les caractères géochimiques les apparentent aux magmas des îles intra-océaniques qui tirent leur source de la fusion partielle d'un manteau asthénosphérique. Ceci concerne l'en-

semble du magmatisme (dykes doléritiques et laves basaltiques) des domaines centre et est-armoricains (dolérites des secteurs de Guingamp, Saint-Malo, Caen-Saint-Lô et de la Mancellia ; basaltes des bassins de Châteaulin et de Laval). Dans cette vaste région, les dolérites se rassemblent en essaims filoniens, de forme elliptique et de grand axe globalement méridien, situés probablement à l'aplomb de chambres magmatiques.

Plus au nord, dans les secteurs du Trégor et de La Hague, les caractères géochimiques des doléritiques suggèrent le rôle actif du manteau lithosphérique agis-

sant soit comme source potentielle des magmas basiques, soit comme contaminant de magmas d'origine plus profonde. L'intervention d'une contamination crustale est également suggérée. Quel que soit le modèle retenu, il semble que ce manteau diffère par sa nature de celui des domaines plus méridionaux, conséquence directe de l'histoire cadomienne. Le domaine nord-armoricain coïncide en effet avec le secteur interne de cette chaîne et il est probable que son manteau lithosphérique ait incorporé des panneaux crustaux lors de la formation de la chaîne par collision et écaillage d'un dispositif

d'arcs contre la bordure continentale située au sud.

L'héritage de cette histoire cadomienne se perçoit enfin à travers l'évolution des magmas basiques, dont le degré de différenciation semble directement contrôlé par l'épaisseur de la croûte traversée.

Remerciements

L'auteur remercie les deux rapporteurs anonymes qui, par leurs critiques constructives, ont permis d'améliorer grandement la première version du manuscrit.

Références

- Adams C.J.D. (1976) - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, **132**, 233-250.
- Arndt N., Czamanske G., Wooden J., Fedorenko V. (1993) - Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, **223**, 39-52.
- Auvray B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse d'Etat, Rennes, 680 p.
- Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K. (1984) - The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, **109**, 15-40.
- Bertrand H. (1987) - Le magmatisme tholéiitique continental de la marge ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central : les dolérites du dyke de Messejana - Plasencia (Portugal, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **304**, 215-220.
- Bertrand H., Dostal J., Dupuy C. (1982) - Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**, 225-239.
- Bigot A., Oehlert D. (1899) - Carte géologique de Mayenne à 1/80 000 (1ère édit.). Serv. carte géol. France, Paris.
- Bois C., Lefort J.P., Le Gall B., Sibuet J.C., Gariel O., Pinet B., Cazes M. (1990) - Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and Western France. *Tectonophysics*, **177**, 15-37.
- Boyer C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Paris Sud, Orsay, 384 p.
- Bradshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. (1993) - Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **116**, 45-62.
- Brossé R., Guéranger B., Guéranger-Lozes J., Houlgatte E., Rolet J., Pelhâte A., Moguedet G., Herrouin Y. (1987) - Carte géologique de Château-Gontier à 1/50 000 ; BRGM Orléans.
- Brun J.P., Gapais D., Cogné J.P., Ledru P., Vignerresse J.L. (1990) - The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, **25**, 271-286.
- Cabanis B., Sagon J.P. (1973) - Le volcanisme dinantien en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **5**, 1, 1-11.
- Cabanis B., Chantraine J., Herrouin Y., Treuil M. (1982) - Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. *Bull. BRGM Fr.*, Section I, n° 1-2, 47-61.
- Callier L. (1985) - Le complexe porphyrique à molybdène de Beauvain (nord-est du Massif armoricain). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Caen, 133 p.
- Carlson R.W., Lugmair G.W., Macdougall J.D. (1981) - Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 2483-2499.
- Carmichael I.S.E. (1964) - The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland. *J. Petrol.*, **5**, 435-460.
- Cayeux L. (1930) - Le Gothlandien du sondage de Danneville (Calvados). Livre Jubilaire Soc. géol. France, I, p. 198.
- Chantraine J., Chauvel J.J., Balé P., Denis E., Rabu D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, **4**, 5, 815-829.
- Cocks L.R.M., Fortey R.A. (1982) - Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 465-478.
- Conquéré F. (1966) - La série splilitique intrusive dévonienne de Bolazec et ses liens pétrographiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat, Nord-Finistère. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **262**, 1406-1409.
- Cox K.G. (1980) - A model for flood basalt volcanism. *J. Petrol.*, **21**, 629-650.
- Dangeard L., Berthois L. (1945) - Filons de dolérite dans les grès cambriens au sud de Caen. *Bull. Soc. linn. Normandie*, **9**, IV, 25-30.

- Dautria J.M., Liotard J.M. (1990) - Les basaltes d'affinité tholéiitique de la marge méditerranéenne française. *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, **311**, 821-827.
- Dissler E. (1987) - Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse Sci. Caen, 255 p.
- Dissler E., Gresselin F. (1987) - The North Cotentin shear-zone (Normandy-France): Variscan mobilization of the Cadomian basement and its Palaeozoic cover. *Geol. J.*, **23**, 191-204.
- Dissler E., Doré F., Dupret L., Gresselin F., Le Gall J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, 5, 801-814.
- Doré F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse d'Etat, Caen, 790 p.
- Doré F., Le Gall J., Rioult M., Kuntz G., Dassibat C., Verron G. (1982) - Notice explicative de la feuille Alençon à 1/50 000. Serv. géol. national, BRGM, Orléans, 70 p.
- Dupuy C., Dostal J. (1984) - Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 61-69.
- Faure M., Leloux C., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 695-705.
- Francis E. H. (1982) - Magma and sediment - 1. Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 1-20.
- Graindor M.J. (1963) - Roche éruptive briovérienne à Hottot-les-Bagues (Calvados). *Bull. Soc. linn. Normandie*, **10**, 4, 15-18.
- Graindor M.J., Wasserburg G.J. (1962) - Déterminations d'âges absolus dans le nord du Massif armoricain. *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, **254**, 3875-3877.
- Gresselin F. (1990) - Evolution varisque du Massif armoricain oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse Sci., Caen, 335 p.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K. (1993) - Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*, **5**, 552-559.
- Hirbec Y. (1979) - Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif armoricain. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 146 p.
- Holder M.T., Leveridge B.E. (1986) - Correlation of the Rhenohercynian Variscides. *J. Geol. Soc. London*, **143**, 141-147.
- Houlgatte E., Le Hérisse A., Pelhâte A., Rolet J. (1988) - Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, n° 1, 27-46.
- Jonin M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Etude pétrographique et géochimique. Thèse d'Etat, Brest, 319 p.
- Juignet P., Lebert A., Le Gall J. (1984) - Carte géologique de Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000. Serv. géol. national, BRGM, Orléans.
- Kokelaar B.P. (1982) - Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 21-33.
- Lahaye Y., Blais S., Auvray B., Ruffet G. (1995) - Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 5, 601-612.
- Laouénan J.P. (1983) - Les leucogranites de la marge nord de la Mancellia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse 3^{ème} cycle, Caen, 185 p.
- Lefort J.P., Aïfa T. (1996) - Origine et structuration de l'essaim filonien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, **323**, 981-986
- Le Gall B., Loboziak S., Le Hérisse A. (1992) - Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 1, 13-26.
- Le Gall J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse d'Etat, Caen. Mém. géosci. Rennes, 52, 361 p.
- Le Gall J. (1996) - La diorite d'Oiseau (Mayenne) : un témoin du plutonisme calco-alcalin cadomien en domaine mancellien (Est du Massif armoricain). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **4**, 2, 57-63.
- Le Gall J., Barrat J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, n° 1, 3-22.
- Le Gall J., Mary G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **15**, 2, 169-180.
- Le Gall J., Doré F., Gresselin F., Pareyn C. (1989) - Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **58**, 25-33.
- Le Hérisse A., Plaine J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, **294**, 1199-1202.
- Lejal-Nicol A., Paris F., Plaine J., Streeb M. (1982) - Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (Formation de l'Huisserie, Synclinorium de Laval). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **14**, 2, 35-43.
- Leutwein F., Sonet J., Zimmermann J.L. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sciences de la Terre*, Mém. 11, 84 p.
- Leutwein F., Sonet J., Zimmermann J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, **275**, 1327-1330.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Devcy C.W., Rogers N.W., Van Calsteren P.W.C. (1990) - Source and differentiation of Deccan trap lavas: implications of geochemical and mineral chemical variations. *J. Petrol.*, **31**, 1165-1200.
- Long P.E., Wood B.J. (1986) - Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1144-1155.

- Mahoney J., Macdougall J.D., Lugmair G.W., Murali A.V., Sankar Das M., Gopalan K. (1982) - Origin of the Deccan Trap flows at Mahabaleshwar inferred from Nd and Sr isotopic and chemical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 47-60.
- Manigault B., Ménillet F., Plaine J., Le Hérisse A., Ligouis B., Langevin C. (1987) - Carte géologique de Meslay-du-Maine à 1/50 000 ; BRGM, Orléans.
- Mary G., Le Gall J. (1985) - Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, Rennes, 1, 155-163.
- Masuda A., Nakamura N., Tanaka T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 239-248.
- Maurizot P., Le Gall J., et al. (1999) - Carte géologique de Bayeux à 1/50 000 ; BRGM, Orléans, (sous presse).
- McDonald G.A., Katsura T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- Mc Dougall I. (1976) - Geochemistry and origin of basalt of the Columbia River Group, Oregon and Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 777-792.
- McKerrow W.A., Ziegler A. M. (1972) - Palaeozoic Oceans. *Nature*, **240** (100), 92-94.
- Milon Y. (1965) - Carte géologique de Mayenne à 1/80 000 (2ème édit.). Serv. carte géol. France, Paris.
- Miyashiro A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- Oehlert D. (1886) - Failles et filons des environs de Montsûrs. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 14, 526-549.
- Paris F., Robardet M. (1990) - Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, **177**, 193-213.
- Paris F., Le Hérisse A., Pelhâte A., Weyant M. (1982) - Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le synclinorium du Menez-Bélair : essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 14, 2, 19-33.
- Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. (1992) - Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magmas types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.*, **55**, 119-139.
- Pelhâte A. (1971) - Le carbonifère inférieur du bassin de Laval. Massif armoricain. Thèse d'Etat, Rennes, 1967. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 15, 315 p.
- Pelhâte A. (1979) - Excursion B 05. Stratigraphie du Paléozoïque du Massif armoricain : le synclinorium de Laval (dir. Morzadec P. et Pelhâte A.). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 11, 1-2, 183-191.
- Perroud H., Auvray B., Bonhomme N., Macé J., Van der Voo R. (1986) - Paleomagnetism and K-Ar dating of lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **87**, 143-154.
- Plaine J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3^{ème} cycle, Rennes, 212 p.
- Raguin E., Zvéreff R. (1947) - Roches éruptives du Bassin de Laval (Mayenne) et des environs de Sablé (Sarthe). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, **16**, 313-321.
- Roach R., Lees G., Rowbotham G. (1992) - Le champ filonien paléozoïque du Trégor, Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **315**, 813-820.
- Rolet J., Thonon P. (1979) - Mise en évidence de trois complexes volcano-détritiques d'âge Dévonien inférieur à moyen, Strunien et Viséen inférieur sur la bordure nord du bassin de Châteaulin (feuille Huclgoat 1/50 000, Finistère). Implications paléogéographiques et tectoniques. *Bull. BRGM Fr.*, n° 4, 303-315.
- Ross M.E. (1983) - Chemical and mineralogic variations within four dikes of the Columbia River Basalt River Group, southeastern Columbia Plateau. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 1117-1126.
- Ruffet G., Perroud H., Feraud G. (1992) - Paleomagnetism and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of the Tregor dolerites (Armorican Massif, France). *Tectonophysics*, **201**, 121-140.
- Sagon J.P. (1969) - Le volcanisme dinantien dans la partie orientale du Bassin de Châteaulin : région de Saint-Martin-des-Prés, Allineuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 11, 561-573.
- Sagon J.P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Bassin de Châteaulin (Massif armoricain). Thèse d'Etat, Paris, 671 p.
- Schmincke H.U. (1967) - Fused tuff and pépérites in south-central Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**, 319-330.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. et Norry M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Turner S., Hawkesworth C. (1995) - The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chem. Geol.*, **120**, 295-314.
- Velde D. (1970) - Les filons doléritiques du Nord de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 12, 843-855.
- Vicat J.P., Pouclet A. (1995) - Nature du magmatisme lié à une extension pré-panafricaine : les dolérites des bassins de Comba et de Sembé-Ouessou (Congo) *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 4, 355-364.
- Vidal P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 21, 162 p.

GÉODYNAMIQUE QUATERNAIRE DE LA GUYANE FRANÇAISE

par

E. Palvadeau

Document du BRGM n° 287

La Guyane française appartient à un craton réputé stable depuis l'ouverture de l'Atlantique (~ 100 Ma). La connaissance de son activité tectonique au Quaternaire est très limitée.

Ce travail de thèse a pour but de rechercher des indices géologiques de mouvements verticaux quaternaires à terre et en mer, d'en élaborer une chronologie et d'analyser leur répartition pour proposer un schéma spatio-temporel guyanais et régional.

En mer et sur la plaine côtière, la reconstitution de l'altitude et de l'âge des lignes de rivage quaternaires et leur confrontation aux variations mondiales du niveau marin permettent de quantifier les mouvements verticaux récents. Dans l'intérieur des terres, la tectonique récente a été étudiée en analysant l'origine de la morphologie du profil longitudinal du fleuve Maroni et la répartition des terrasses alluviales.

Une quantification et une chronologie de la déformation de la marge ont ainsi été obtenues : (1) entre 330 ka BP (Before Present) et 120 ka BP, subsidence de la partie nord de la plaine côtière et surrection de la partie méridionale ; (2) surrection de l'ensemble de la plaine côtière depuis 120 ka BP depuis l'actuel et de l'intérieur des terres depuis 6 ka ; (3) subsidence de la bordure de la marge depuis ~ 20 ka.

L'ensemble de la zone côtière entre la rivière Commewijne au Surinam et Cayenne subit un soulèvement depuis ~ 6000 ans. Cette tendance reprend au SE de l'embouchure de l'Amazone (côtes du NE du Brésil). La subsidence de la bordure du plateau continental depuis 20 ka observée en Guyane s'accroît dans la direction de l'embouchure de l'Amazone.

La flexure de la marge sous le poids des sédiments du plateau continental guyanais mais surtout du cône de l'Amazone explique la déformation observée : subsidence en mer et bombement des terres. La conséquence tectonique de ce modèle est d'induire en Guyane un champ local de contraintes extensives le long de la bordure continentale au niveau du bombement, perpendiculairement à la marge (N30°).

French Guiana forms part of a craton that is considered to have been stable since the opening of the Atlantic Ocean (~ 100 Ma). Quaternary tectonic activity in this region is almost unknown. The aim of this study was to look for geological evidence of neotectonic activity inland and on the continental shelf, establish a chronology and analyse the distribution in order to determine a spatial-temporal pattern at Guianan and regional scale.

The ages and heights of the Quaternary shorelines were compared with world sea-level data to quantify recent vertical tectonic movements of the continental shelf and coastal plain. Evidence of recent Quaternary uplift inland was obtained by analysing the origin of the morphological features along the Maroni river profile and the vertical distribution of the alluvial terraces.

A quantification and chronology of deformation at the Guiana margin has been obtained: (1) subsidence of the northern part of the coastal plain and uplift of the southern part between 330 and 120 ka BP (Before Present); (2) uplift of the whole coastal plain since 120 ka BP and inland since 6 ka BP; (3) subsidence of the edge of the margin since ~ 20 ka BP.

The entire coastal zone between the Commewijne river in Suriname and Cayenne, and also to the southeast of the mouth of the Amazon (northeastern coast of Brazil) records a tectonic uplift since 6 ka BP. The noted subsidence of the edge of the Guiana continental shelf since 20 ka BP becomes accentuated towards the mouth of the Amazon.

The flexure of the Guiana margin under the weight of the sediments on the continental shelf, and in particular of the Amazon cone, explains the observed Holocene deformation: subsidence offshore and uplift onshore. This geodynamic model implies the existence of local extensional stresses perpendicular to the margin (N30°) along the edge of the continental shelf where inland uplift is recorded.

Prix de vente : 530 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et 60 F pour l'Étranger.

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