

# Témoins d'une subduction « éocadomienne » (665-655 Ma) en Bretagne nord : arguments géochimiques\*

Denis THIÉBLEMONT<sup>(1)</sup>  
Emmanuel EGAL<sup>(1)</sup>  
Catherine GUERRROT<sup>(2)</sup>  
Jean CHANTRAINE<sup>(3)</sup>

*Geochemical evidence for an "Eocadomian"  
(665-655 Ma) subduction in North Brittany*

Géologie de la France, n°1, 1999, pp. 3-11, 6 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Orthogneiss, Trondhjemite, Protérozoïque supérieur, Analyse éléments majeurs, Analyse éléments traces, Terres rares, Arc insulaire, Zone subduction, Côte d'Armor.

Key words: Orthogneiss, Trondhjemite, Upper Proterozoic, Major-element analysis, Trace-element analysis, Rare earths, Island arc, Subduction zone, Côte d'Armor, France.

## Résumé

Des témoins d'un substratum cadien précoce (746-645 Ma) sont connus en divers points du domaine cadien de Bretagne nord et Normandie : gneiss trondhémítiques et granitoïde recouvert en discordance par les séries volcanosédimentaires briovériennes à l'est de la baie de Saint-Brieuc, blocs remaniés dans des sédiments briovériens à l'ouest de cette baie et enclaves de gneiss dans un granitoïde briovérien à la pointe de La Hague. Ces terrains correspondent au Pentévrien de Cogné (1959), auquel nous préférons donner le nom « d'Eocadomien » (Cadomien précoce). Les données géochimiques obtenues sur des roches de la baie de Saint-Brieuc nous permettent d'en préciser l'affinité magmatique. A l'ouest de la baie, les blocs d'orthogneiss (665-655 Ma ; Guerrot, 1989) inclus dans le Poudingue de Cesson sont d'anciens granites calco-alkalins faiblement potassiques d'affinité adakitique. Ces roches présentent  $\text{Nd}_{\text{D}}$  élevés (~ +5-6) qui témoignent d'une origine mantellique (Guerrot, 1989). A l'est de la baie, la Trondhjemite d'Hillion, qui constitue le socle apparent

de la série briovérienne, montre de fortes analogies avec les blocs d'orthogneiss du Poudingue de Cesson, et pourrait donc constituer le matériau source de ces derniers. Les caractéristiques isotopiques et géochimiques des orthogneiss et de la trondhjemite suggèrent une origine par fusion partielle directe d'une plaque océanique «jeune et chaude» en subduction sous le domaine cadien vers 665-655 Ma. Les orthogneiss et la Trondhjemite d'Hillion témoigneraient du fonctionnement d'un arc éocadomien (~ 660 Ma), en partie exhumé et érodé après 645 Ma et au sein duquel un bassin (bassin de Larvollen) se serait ouvert, vers 590 Ma. La datation à 746 Ma obtenue sur les gneiss de Port-Morvan fixe une limite inférieure minimale pour l'histoire « éocadomienne ».

## Abstract

Several areas in the Cadomian domain of North Brittany and Normandy contain relics of an early Cadomian basement (746-645 Ma). These terrains, which correspond to the Pentevrian of Cogné (1959) that we refer to as "Eocadomian" (i.e. early Cadomian),

include: a) trondhjemitic gneiss and a granitoid unit unconformably overlain by Brioverian volcano-sediments on the eastern side of the Bay of Saint-Brieuc; b) boulders reworked in the Brioverian sediments on the western side of the Bay of Saint-Brieuc; and c) gneissic enclaves in a Brioverian granitoid at the Pointe de La Hague. New geochemical data obtained on the rocks from both sides of the Bay of Saint-Brieuc show that: a) the orthogneiss boulders (665-655 Ma; Guerrot, 1989) within the Cesson Conglomerate on the western side of the bay are from ancient calc-alkaline low-K granite with an adakitic signature and contain rather elevated  $\text{Nd}_{\text{D}}$  (~ +5-6) suggestive of a mantle origin (Guerrot, 1989); and b) the Hillion Trondhjemite on the eastern side of the bay has striking similarities with the orthogneiss boulders and could represent their source material. The geochemical and isotopic characteristics of both the orthogneiss and the trondhjemite are consistent with an origin by partial melting of a "young and hot" subducting oceanic plate at ca. 665-655 Ma. The orthogneiss boulders and Hillion Trondhjemite are thus considered

\* Manuscrit déposé le 6 janvier 1998, accepté le 8 janvier 1999.

(1) BRGM, SGN/I2G/GEO, BP 6009, 45060 Orléans Cedex.

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

(3) BRGM, 10, rue H. Picherit, 44323 Nantes Cedex 03.

as the remnants of an Eocadomian arc (ca. 660 Ma) that was partly exhumed and eroded after ca. 645 Ma and then rifted during the formation of the Lanvollon basin at 590 Ma. The 746 Ma age obtained on the Port-Morvan Gneiss fixes a minimum lower limit for the Eocadomian magmatic evolution.

## Abriged English version

### Introduction

The Cadomian of North Brittany is composed mainly of paleomagmatic and volcano-detrital Brioherian terrain emplaced between ca. 615 and 580 Ma (Graviou et al., 1988; Guerrot and Peucat, 1990; Egal et al., 1996). Lower Proterozoic gneiss (~2 Ga; Icartian) is also exposed in places between the Bay of Lannion and Guernsey and La Hague. In addition to the Icartian, geological and geochronological data reveal the existence of a basement of Late Proterozoic age (~746-645 Ma) below the Brioherian formations. On the eastern side of the Bay of Saint-Brieuc, this basement is represented by the Hillion Trondhjemite (Balé, 1986) (Fig. 1), which is unconformably overlain by Brioherian volcano-detrital sequences (Cogné, 1959); the Port-Morvan Gneiss to the east of this trondhjemite has been dated at 746 Ma (Egal et al., 1996) and the Gouessant Gneiss to the south is correlated with the Port-Morvan Gneiss (Cogné, 1959). On the western side of the Bay of Saint-Brieuc, orthogneiss boulders enclosed within the Brioherian Cesson Conglomerate (Barrois, 1895) have been dated at 665 and 655 Ma (Guerrot, 1989; Guerrot and Peucat, 1990) and are interpreted as reworked fragments of the Hillion Trondhjemite (Cogné, 1959). Other evidence for a Late Proterozoic pre-Brioherian basement is found at La Hague, where 645 Ma orthogneiss enclaves are enclosed within a Brioherian quartz-diorite (585 Ma) (Guerrot and Peucat, 1990), and at Guernsey where the ca. 700 Ma Perelle Diorite intrudes the Icartian basement (Dallmeyer et al., 1991).

### Sampling, analytical methods and petrographical notes

We studied four orthogneiss boulders from the Cesson Conglomerate and two samples of the Hillion Trondhjemite. The chemical analyses performed by XRF and ICP - ICP/MS at BRGM, are given in

Table 1 along with published data from Balé (1986) on the Hillion Trondhjemite and from Guerrot (1989) on the orthogneiss boulders from the Cesson Conglomerate.

The orthogneiss boulders derived from a medium- to fine-grained trondhjemite and show a discrete cleavage. The main constituents are biotite, plagioclase and quartz. Secondary minerals are chlorite, epidote, opaques, sphene and locally actinolite, which suggest partial recrystallization under lower greenschist facies conditions. Apatite and zircon are accessory minerals.

According to Balé (1986) and Lignier (pers. comm.), the Hillion Trondhjemite is composed of quartz, plagioclase (sericitized and/or saussuritized), biotite (partly chloritized) and sphene. In our samples we also observed rare potassium feldspars and probable sulphides, although biotite is rare or absent. Lack of deformation and very limited recrystallization suggest a very weak tectonometamorphic evolution for the Hillion Trondhjemite.

### Geochemical characteristics

The orthogneiss boulders within the Cesson Conglomerate are acidic ( $\text{SiO}_2 = 68.44\text{-}74.18\%$ ) and show a low- to medium-K affinity (Fig. 2). Their low  $\text{FeO}_{\text{t}}/\text{MgO}$  ratios (~2) are indicative of a calc-alkaline affinity (Fig. 3). High  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (= 14.76 - 16.27%) and  $\text{Sr}$  (= 427 - 542 ppm) contents are consistent with the abundance of plagioclase. The low contents of strongly incompatible elements (e.g.  $\text{Rb} = 11\text{-}30 \text{ ppm}$ ,  $\text{Th} = 1.5\text{-}3.3 \text{ ppm}$ ,  $\text{La} = 5.2\text{-}14.88 \text{ ppm}$ ) are consistent with the low potassium contents. The primordial mantle-normalized  $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{N}}$  and  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{N}}$  ratios are fairly high (9.5 - 12.3 and 3.1 - 4.6, respectively), which is apparently a constant feature of "ogenetic" calc-alkaline rocks (e.g. Gill, 1981); in the Zr vs.  $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}}$  diagram (Fig. 4), the orthogneiss plots in the field of subduction-related lavas and granitoids. Despite the rare-earth element contents being low, the chondrite-normalized patterns (Fig. 5) are strongly fractionated, which reflects very low contents of the heavy rare-earths (e.g.  $\text{Yb} < 0.7 \text{ ppm}$ ) as well as  $\text{Y} (< 12 \text{ ppm})$ . Insignificant Eu-anomalies preclude plagioclase cumulation. As illustrated by Figure 6, these geochemical characteris-

tics attest to the adakitic nature (Defant and Drummond, 1990) of the orthogneiss.

Like the orthogneiss boulders, the samples from the Hillion Trondhjemite show an acidic composition ( $\text{SiO}_2 = 67.3\text{-}72.18\%$ ) and a calc-alkaline affinity (Fig. 3); they are, however, slightly more potassic (medium-K field) (Fig. 2). The ranges of strongly incompatible elements in the two rock types are similar (e.g.  $\text{Th} = 2.2\text{-}2.7 \text{ ppm}$  in the trondhjemite against  $1.5\text{-}3.3 \text{ ppm}$  in the orthogneiss boulders, or  $\text{La} = 9.6\text{-}11.1 \text{ ppm}$  against  $5.2\text{-}11.4 \text{ ppm}$ ) or comparable (e.g.  $\text{Zr} = 91\text{-}98 \text{ ppm}$  against  $37\text{-}68 \text{ ppm}$ ,  $\text{Ba} = 280\text{-}720 \text{ ppm}$  against  $443\text{-}542 \text{ ppm}$  and  $\text{Ta} = 0.2 \text{ ppm}$  against  $0.2\text{-}0.4 \text{ ppm}$ ). Likewise, the chondrite-normalized rare-earth element patterns show strong similarities (Fig. 5). Finally, the trondhjemite samples plot in the field of subduction-related lavas in the Zr vs.  $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{N}}$  diagram (Fig. 4) and show an adakitic (Fig. 6) (sample DJOS3) or "sub-adakitic" affinity (sample DJOS2).

### Discussion

The petrographical and geochemical data are consistent with a reworking of the Hillion Trondhjemite in the Brioherian formations (Cesson Conglomerate). Such a conclusion agrees with the position of the trondhjemite as a basement underlying the Brioherian (Cogné, 1959) which, in this part of the Bay of Saint-Brieuc, is represented by the metavolcanic Lanvollon Formation dated at 588 Ma (Egal et al., 1996). Most authors interpret the Lanvollon Formation as an ancient tholeiitic series of "extensional" type (Cabanis et al., 1986; Roach et al., 1990; Egal et al., 1996), and so it would appear that the corresponding basin in the Bay of Saint-Brieuc area opened directly in a basement constructed around 665-655 Ma, whereas the Brioherian formations in the Bay of Lannion area rest on the Lower Proterozoic Icartian basement (Autran et al., 1979).

We use the term "Eocadomian" for the Upper Proterozoic formations dated between 645 and 745 Ma. The similarities between some of the Eocadomian units (i.e. the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders) and lavas and granitoids from recent island arcs suggest emplacement in a zone of oceanic subduction, which is consistent

with the earlier work of Guerrot and Peucat (1990) and Power et al. (1990). However, the adakitic character of the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders brings additional constraints to this model. According to Defant and Drummond (1990), adakite magmas should derive from the partial melting of a basic protolith (eclogite or garnet amphibolite) at a pressure  $>10-12$  kbar. Two sources are commonly envisaged: 1) a "young and hot" subducting oceanic plate (Defant and Drummond, 1990), and 2) a lower crustal segment underplated or tectonically accreted at the base of the crust (Atherton and Petford, 1993). The latter model requires the crust to be at least 35 km thick (which corresponds to a pressure of 10-12 kbar). The  $\epsilon_{\text{Nd}T}$  measured by Guerrot (1989) in the Cesson Conglomerate orthogneiss boulders are rather high ( $= +5-6$ ) and not very different from those of recent MORB ( $\sim +8-12$ ). Likewise, the low- to medium-K character of the Hillion Trondhjemite and orthogneiss boulders requires derivation from a potassium-poor reservoir, which is actually the case of recent MORB. Thus, the geochemical data are consistent with an emplacement of the 655-665 Ma old Eocadomian rocks in the subduction zone of a young oceanic plate.

Finally, the geochronological data obtained on the Port-Morvan Gneiss suggest a minimum age of 746 Ma for the Eocadomian magmatic evolution.

## Introduction

Le Cadomien nord-armoricain est essentiellement constitué de terrains paléomagmatiques et volcano-détritiques mis en place entre  $\sim 615$  et  $580$  Ma (Graviou et al., 1988 ; Guerrot et Peucat, 1990 ; Egal et al., 1996), qui constituent le système briovérien (Protérozoïque terminal). Des témoins d'un socle protérozoïque inférieur ( $\sim 2$  Ga ; Icartien) sont également connus, qui forment une suite de pointements depuis la baie de Lannion, vers Guernesey et La Hague ; ces roches sont les plus anciennes connues sur le territoire français (Chantraine et al., 1996). Outre cet Icartien, un socle anté-briovérien est décrit à l'est de la baie de Saint-Brieuc, où la Trondhjemite d'Hillion (Balé, 1986) (fig. 1) est recouverte en discordance par des formations volcano-sédimentaires briovériennes (Cogné, 1959).

Cogné (1959) donne le nom de Pentévrien à ce « complexe de base », dans lequel il inclut également des terrains gneissiques voisins de la Trondhjemite d'Hillion : gneiss de Port Morvan et du Gouessant (fig. 1). A ce « complexe de base », il attribue, en outre, des gneiss et granitoïdes remaniés dans des niveaux détritiques grossiers intercalés dans les formations briovériennes du flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc : le Poudingue de Cesson (Barrois, 1895) (fig. 1).

Les données géochronologiques récentes ont permis de dater ces terrains anté-briovériens. Un âge de mise en place à 746 Ma a été obtenu sur les Gneiss de Port-Morvan (fig. 1) (Egal et al., 1996) et les blocs d'orthogneiss du Poudingue de Cesson ont été datés (âge du protolite) entre

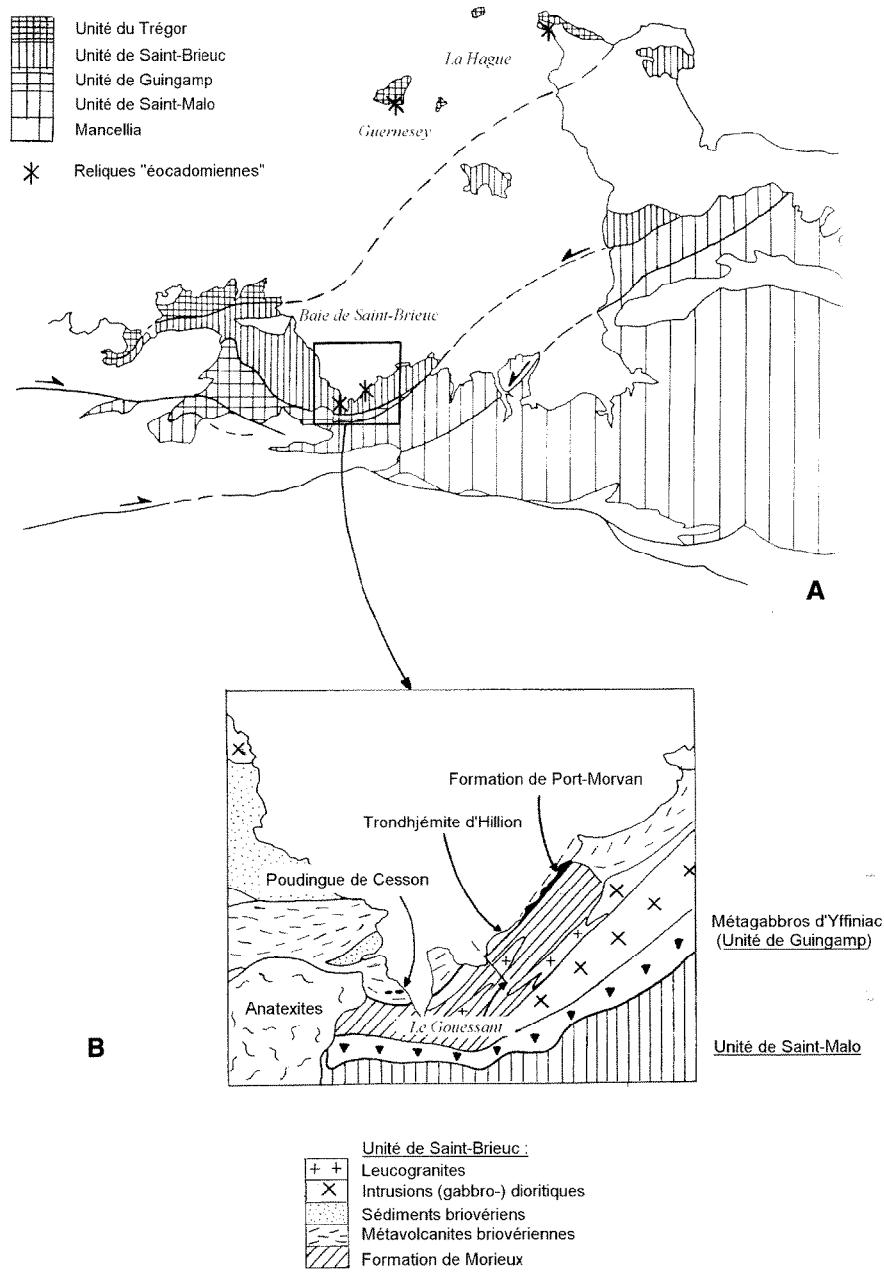


Fig. 1.- A : Grandes unités lithostructurales cadomiennes en Bretagne nord, Normandie et dans les îles anglo-normandes, et localisation des reliques éocadomienner. B : Esquisse géologique du Cadomien en baie de Saint-Brieuc, montrant les secteurs d'affleurement de roches « éocadomienner »

Fig. 1.- A: Cadomian lithostructural units in North Brittany, Normandy and the Channel Islands, and location of the Eocadomian relics. B: Geological map of the Cadomian in the Bay of Saint-Brieuc, showing the location of Eocadomian rocks.

665 et 655 Ma (Guerrot, 1989 ; Guerrot et Peucat, 1990). Par ailleurs, des roches d'âge comparable ont été décrites dans d'autres secteurs du Cadomien : à la pointe de La Hague des orthogneiss datés vers 645 Ma (âge du protolite) sont inclus dans une diorite quartzique d'âge briovérien (585 Ma) (Guerrot et Peucat, 1990) et à Guernesey, la diorite de Perelle, intrusive dans le substratum icartien, a un âge probable de 700 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991).

L'existence d'un socle anté-briovérien distinct de l'Icartien apparaît donc bien établie, trois types d'agencement pouvant être distingués : des gneiss et granitoïdes recouverts en discordance par les séries volcano-sédimentaires briovériennes, des blocs remaniés dans ces formations et des gneiss enclavés dans des granitoïdes datés vers 585 Ma. L'affinité calco-alcaline des blocs et enclaves d'orthogneiss a conduit Guerrot et Peucat (1990) à les interpréter comme les témoins d'un arc cadomien précoce, exhumé, érodé puis en partie resédimenté à la base du Briovérien. De même, Power *et al.* (1990) conclut à l'analogie entre les plutons foliés des îles anglo-normandes (dont la diorite quartzique de Perelle) et les granites d'arcs volcaniques actuels.

Dans cette note, nous examinons les caractéristiques pétrographiques et géochimiques de roches anté-briovériennes de la baie de Saint-Brieuc soit : 1/ les orthogneiss remaniés dans le Poudingue de Cesson ; 2/ la Trondhjemite d'Hillion (fig. 1). Ceci nous permet de préciser leur affinité magmatique et ainsi, de reconstruire l'hypothèse de Guerrot et Peucat (1990). En accord avec l'interprétation de ces auteurs, nous proposons de rapporter ces roches à la période « éocadomienne » d'un cycle cadomien incluant l'ensemble des événements géologiques d'âge protérozoïque supérieur en Bretagne nord.

## Présentation géologique

Le Poudingue de Cesson (Barrois, 1895) se situe à l'ouest de la baie de Saint-Brieuc, vers la base de la série briovérienne, au sein de la Formation métavolcanique de Lanvollon (~590 Ma ; Egal *et al.*, 1996) (fig. 1). Il est constitué de plusieurs horizons conglomeratiques polygéniques ou monogéniques ; les blocs d'orthogneiss datés vers 665-655 Ma (Guerrot, 1989 ;

Guerrot et Peucat, 1990) sont particulièrement abondants dans le niveau le plus méridional, monogénique, sous forme de boules décimétriques à pluri-décimétriques.

La Formation de Port-Morvan constitue une bande cartographique étroite en bord de mer, sur la rive orientale de la baie de Saint-Brieuc (fig. 1). Elle est constituée d'une part d'orthogneiss leucocrates, de composition trondhémique, et d'autre part d'intercalations plus sombres, vertes, correspondant à des métatalonites à biotite. L'alternance de ces deux faciès souligne parfois un rubanement décimétrique, mais le plus souvent, le faciès vert est très peu développé et se présente alors sous forme de rares intercalations peu épaisses. Cette formation est recoupée par des dykes basiques fortement rétromorphosés (faciès schiste vert). La datation à  $746 \pm 17$  Ma (méthode Pb/Pb sur monozircon) a été obtenue sur un orthogneiss leucocrate (Egal *et al.*, 1996). Cet âge est interprété comme celui du protolite.

La Trondhjemite d'Hillion (Balé, 1986) affleure également sur la rive orientale de la baie de Saint-Brieuc, dans le prolongement sud-ouest de la Formation de Port-Morvan, dont elle est séparée par une faille (Cogné, 1959 ; Lignier, comm. pers.) (fig. 1). Elle est en contact avec des terrains métasédimentaires et métavolcaniques rapportés au Briovérien (Formation de Lanvollon *p.p.*). Les décharges conglomeratiques à éléments trondhémítiques décrites par Cogné (1959) et Balé (1986) soulignent ce contact. Cette disposition permet de considérer la trondhjemite d'Hillion, comme un témoin du socle sous-jacent à la série briovérienne (Pentévrien de Cogné, 1959). A ce jour, cette roche reste non datée.

Au sud de la Formation de Port-Morvan et de la Trondhjemite d'Hillion, des témoins de socle gneissique sont observés au sein de la Formation de Morieux (Lignier, comm. pers. ; Chantraine *et al.*, soumis), notamment le long du fleuve côtier du Gouessant (fig. 1). Ces gneiss sont recoupés par des intrusions dioritiques aux faciès proches de ceux du massif de Coëtmieux - Fort-la-Latte, daté à  $593 \pm 15$  Ma (Vidal *et al.*, 1974). Les gneiss du Gouessant sont classiquement rapportés au socle pentévrien (Cogné, 1959 ; Shufflebotham, 1989) et apparaissent effectivement

assez semblables à ceux de Port-Morvan. Néanmoins, leur répartition cartographique et leurs relations avec les formations voisines ne sont pas encore totalement élucidées (feuille Saint-Brieuc en cours de lever).

## Échantillonnage - Méthodes analytiques

Nous avons étudié quatre blocs remaniés dans le Poudingue de Cesson et deux échantillons de la Trondhjemite d'Hillion. Les blocs d'orthogneiss ont été extraits du niveau le plus méridional du poudingue, à la pointe de Cesson (fig. 1). Les échantillons de trondhjemite proviennent du sud-ouest de Port-Morvan (fig. 1) ; DJOS2 a été prélevé à environ 1 m du contact avec le Briovérien et DJOS3 à environ 10 m. Les analyses chimiques sont reportées dans le tableau. Elles ont été effectuées au BRGM par fluorescence X (éléments majeurs) et ICP - ICP/MS (éléments traces). Ces données nouvelles s'ajoutent à cinq analyses de Balé (1986) sur la trondhjemite d'Hillion (éléments majeurs) et cinq analyses de Guerrot (1989) sur les blocs d'orthogneiss (éléments majeurs dans quatre échantillons et terres rares + isotopes Nd dans deux échantillons).

## Caractéristiques pétrographiques

### Blocs remaniés dans le Poudingue de Cesson

Les blocs remaniés dans le niveau monogénique du Poudingue de Cesson sont issus d'une trondhjemite, grenue à microgrenue. Ces roches présentent une schistosité discrète, elles sont essentiellement constituées de plagioclase et de quartz. Dans les échantillons grenus, le plagioclase se présente en cristaux subcentimétriques automorphes ou subautomorphes, fréquemment séricités et incluant localement des grains d'épidote. Dans les roches microgrenues, le plagioclase forme de petits cristaux trapus, étroitement associés à des grains de quartz. Dans ces faciès, comme dans certaines roches grenues, des zones micrographiques s'observent ponctuellement. Le quartz se présente toujours en plages sub-centimétriques polycristallines sou-

Auteur	TRONDHJEMITE D'HILLION							BLOCS D'ORTHOGENEISS, POUDINGUE DE CESSON								
	BRGM			Balé (1986)				Guerrot (1989)				BRGM				
	N° Ech.	DJOS2	DJOS3	J1	J2	J3	J4	J5	SB5	SB6	Sb7a	Sb7b	Sb7c	D CES1	D CES2	D CES3
SiO <sub>2</sub> (%)	72.11	72	67.3	70.9	69.3	70.7	71.85	68.44	71.59	72.35	71.88	74.18	71.37	69.18	69.56	
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.29	0.45	0.32	0.48	0.33	0.26	0.35	0.19	0.18	0.18	0.16	0.27	0.35	0.33	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.61	16.3	17.1	16.2	16.6	16.9	15.8	16.11	15.4	15.28	15.28	14.76	15.8	16.27	16.08	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	2.06	1.49	2.85	2.05	2.95	2.3	1.75	2.82	1.42	1.41	1.45	1.45	2.23	3.01	2.92	
MnO	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.05	
MgO	0.51	0.43	1.55	0.83	1.6	1.1	0.81	1.21	0.58	0.59	0.62	0.57	0.94	1.08	1.2	
CaO	1.21	0.44	0.95	0.81	0.76	0.66	0.77	3.29	1.93	1.21	1.71	1.87	2.2	3.29	2.69	
Na <sub>2</sub> O	5.64	5.55	5.9	5.5	5.15	4.9	5.65	4.91	6.08	5.91	5.96	5.5	5.54	4.86	4.46	
K <sub>2</sub> O	1.79	2.82	2.05	1.95	2	2.45	2.6	0.89	0.82	1.13	0.95	0.98	1.11	1.2	1.84	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.15	0.12	0.14	0.1	0.09	0.19	0.05	0.05	0.05	nd	0.09	0.13	0.11	
PF	2.07	1.01	1.5	1.35	1.15	1.55	0.68	0.74	0.89	1.06	1.04	0.8	0.98	1.11	1.31	
Li (ppm)																
Rb	49	54						16				13	12	11	30	
Ba	280	720						272				311	344	293	581	
Sr	217	309						427				542	486	446	443	
V												26	41	53	43	
Co	8	6											6			
Cr	12	10						34				24	33	25	22	
Ni	20	18						36				19	28	18	18	
Th	2.2	2.7										2.7	2.9	1.5	3.3	
U	2.9	0.7										12.8	3.7	4.3	15.3	
Ta	0.2	0.2										0.3	0.3	0.2	0.4	
Nb	3.4	6.8										1.8	1.8	1.2	2.5	
Hf	1.9	2										1.4	1.8	1.3	2.5	
Zr	98	91										39	50	37	68	
Y	8.5	4.1										3.7	3.9	3.9	7.1	
La	11.1	9.6						14.88	12.54			5.6	6.4	5.2	11.4	
Ce	25.4	20.8						31.58	26.44			11.2	13.4	11.3	24.1	
Pr												1.3	1.5	1.3	2.8	
Nd	11.7	9.3						13.69	11.07			5	6.2	5.2	11	
Sm	2.3	1.6						2.37	1.94			1	1	1	1.7	
Eu	0.7	0.5						0.602	0.505			0.2	0.2	0.2	0.5	
Gd	2	1.2						1.725	1.337			0.7	0.7	0.7	1.4	
Tb	0.3	0.2						1.33	1.07			0.1	0.1	0.1	0.2	
Dy	1.5	0.9										0.5	0.5	0.5	1.1	
Ho	0.3	0.1										0.1	0.1	0.1	0.2	
Er	0.8	0.4										0.3	0.2	0.2	0.5	
Tm	0.1											0.1			0.1	
Yb	0.7	0.3							0.647	0.637			0.3	0.1	0.1	0.4
Lu	0.1								0.1	0.1						
(Th/Nb)N	4.9	3.0										11.4	12.3	9.5	10.0	
(La/Nb)N	3.3	1.4										3.1	3.6	4.3	4.6	

Tabl. 1.- Analyses chimiques de la Trondhjemite d'Hillion (analyses BRGM et Balé [1986]) et des blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson (analyses BRGM et Guerrot [1989]).

Table 1.- Chemical analyses of the Hillion Trondhjemite (analyses from BRGM and Balé [1986]) and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders (analyses from BRGM and Guerrot [1989]).

lignant une foliation. Certains des nombreux grains ou sous-grains qui composent ces plages sont eux-mêmes légèrement allongés. Ils présentent tous une extinction onduleuse relativement marquée et leurs contours sont finement lobés et suturés. Le principal minéral ferro-magnésien est la biotite (brune à verte), en plages microcristallines intersticielles plus ou moins rétromorphosées en chlorite et pouvant associer de l'épidote, des opaques, des cristaux de sphène et, rarement, de l'actinote. Localement, la biotite (verte) et la chlorite tendent à s'orienter, mais certains faciès montrent des agrégats de biotite verte, chlorite, epidote et sphène non orientés et mimétiques d'anciens minéraux ferro-magnésiens magmatiques. Les accessoires sont l'apatite et quelques rares zircons.

### La Trondhjemite d'Hillion

La Trondhjemite d'Hillion (Balé, 1986) est essentiellement constituée de quartz, plagioclase, biotite (le plus souvent recristallisé en chlorite et opaques) et sphène (peu abondant). Son étude a été reprise par Lignier (comm. pers.), qui note une altération fréquente des plagioclases (séricitisation, saussurisation) et la présence d'épidote. Nos propres échantillons sont des roches microgrenues, montrant très localement des plages micrographiques. La seule déformation visible est une fracturation, parfois intense. Nous avons observé quelques feldspaths potassiques, en phénocristaux xénomorphes millimétriques ou en granules associés au quartz, mais quasiment jamais de silicates ferromagnésiens ; des opaques automorphes (sulfures probables) constituant les principaux minéraux

sombres. Un échantillon présente des plages de calcite et le zircon, bien que de petite taille, est un accessoire ubiquiste. Des accumulations locales d'apatite et des fantômes de sphène automorphe ont été observés dans un échantillon.

L'absence de déformation dans la Trondhjemite d'Hillion montre que, dans ce secteur, la tectonique protérozoïque est restée modérée.

### Caractéristiques géochimiques (tabl. 1)

#### Blocs remaniés dans le Poudingue de Cesson

Les blocs d'orthogneiss ont une composition nettement acide ( $\text{SiO}_2 = 68,44 -$

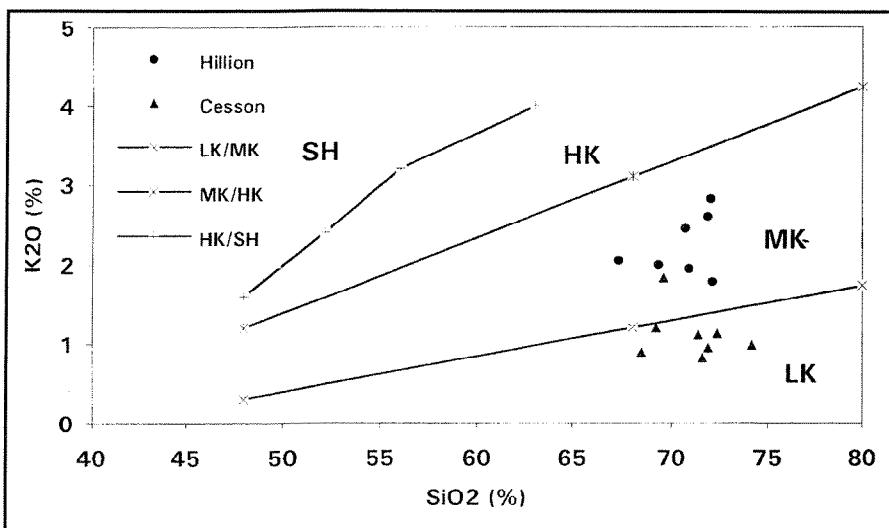


Fig. 2.- Diagramme  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  (Peccerillo et Taylor, 1976) pour la Trondhjemite d'Hillion et les blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson. LK - champ des séries faiblement potassiques ; MK - champ des séries moyennement potassiques ; HK - champ des séries fortement potassiques ; SH - champ des séries shoshonitiques.

Fig. 2.-  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) for the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders. LK - field of low-potassium series; MK - field of medium-potassium series; HK - field of high-potassium series; SH - field of shoshonitic series.

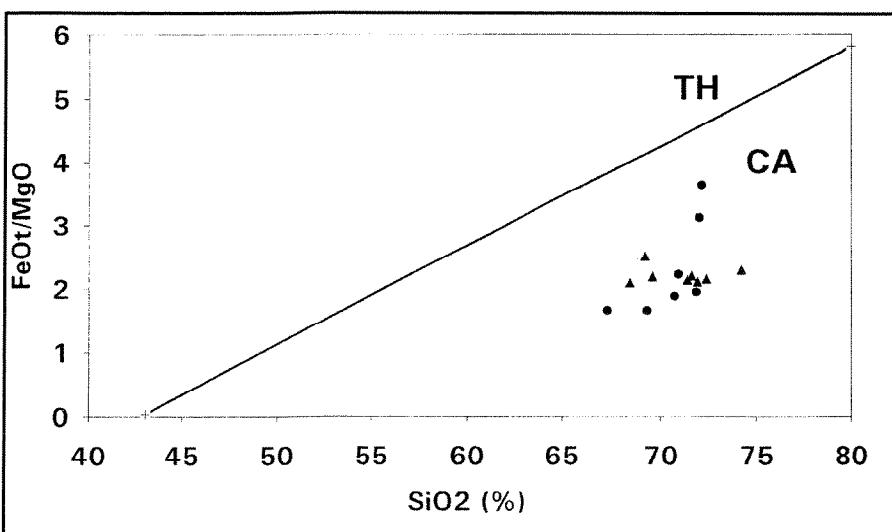


Fig. 3.- Diagramme  $SiO_2$  vs.  $FeO_t/MgO$  (Miyashiro, 1974) pour la Trondhjemite d'Hillion et les blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson. Mêmes figurés que dans la fig. 2. CA - champ des séries calco-alcalines ; TH - champ des séries tholéïtiques.

Fig. 3.-  $SiO_2$  vs.  $FeO_t/MgO$  diagram (Miyashiro, 1974) for the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders. Same symbols as in Fig. 2. CA - field of calc-alkaline series; TH - field of tholeiitic series.

74,18 %) et faiblement à moyenement potassique (fig. 2). Leurs faibles rapports  $FeO_t/MgO$  (~ 2) témoignent d'une affinité calco-alcaline (fig. 3). Leurs teneurs en  $Al_2O_3$  (= 14,76 - 16,27 %) et Sr (= 427 - 542 ppm) sont élevées ; cohérentes avec l'abondance de plagioclase. Les teneurs en éléments fortement incompatibles sont faibles (ex. Rb = 11 - 30 ppm, Th = 1,5 - 3,3 ppm, La = 5,2 - 14,88 ppm), ce qui fait écho aux basses

teneurs en potassium. Les rapports  $(Th/Nb)_N$  et  $(La/Nb)_N$  (rapports normés au manteau primordial), élevés (respectivement 9,5 - 12,3 et 3,1 - 4,6), se placent dans la gamme commune des roches calco-alcalines « orogéniques » (cf. Gill, 1981). En accord avec le caractère faiblement potassique, le diagramme Zr vs.  $(Nb/Zr)_N$  (fig. 4) montre que les orthogneiss s'apparentent aux laves et plutons calco-alcalins des zones de subduction

océanique (faibles teneurs en Zr et faibles rapports Nb/Zr), mais se distinguent des granites calco-alcalins post-collisionnels (rapports  $[Nb/Zr]_N$  généralement > 1) (Thiéblemont et Tegyey, 1994). En dépit des teneurs faibles à modérées en terres rares légères, les spectres de terres rares normés aux chondrites (fig. 5) montrent un fractionnement très marqué ; ceci traduit de faibles teneurs en terres rares lourdes (ex. Yb < 0,7 ppm) et Y (< 12 ppm). Les anomalies en Eu sont faibles ou inexistantes ; l'absence d'anomalie positive permet d'écartier une cumulation de plagioclase. On peut donc considérer que les teneurs élevées en alumine et Sr traduisent une forte solubilité du plagioclase dans le liquide et que les faibles teneurs en éléments incompatibles sont une caractéristique du liquide magmatique et non le résultat d'une « dilution » des éléments traces par une phase cumulative. Comme l'illustre la figure 6, ces caractères permettent d'attribuer les orthogneiss au groupe des adakites (Defant et Drummond, 1990).

En résumé, les blocs d'orthogneiss remaniés dans le Poudingue de Cesson dérivent de granites calco-alcalins faiblement potassiques d'affinité adakitique. Ils présentent toutes les caractéristiques des roches d'arcs actuels.

### La Trondhjemite d'Hillion

Comme les blocs d'orthogneiss, les échantillons de la Trondhjemite d'Hillion ont une composition acide ( $SiO_2$  = 67,3 - 72,18%) et une affinité calco-alcaline (fig. 3) ; ils sont toutefois un peu plus potassiques (champ moyenement potassique) (fig. 2). Les gammes de teneurs en éléments fortement incompatibles sont quasiment identiques (ex. Th = 2,2 - 2,7 ppm dans la trondhjemite et 1,5 - 3,3 ppm dans les orthogneiss ou La = 9,6 - 11,1 ppm et 5,2-11,4 ppm) ou voisines (ex. Zr = 91-98 ppm et 37-68 ppm, Ba = 280-720 ppm et 443-542 ppm ou Ta = 0,2 ppm et 0,2-0,4 ppm). De même, les spectres de terres rares montrent de très fortes analogies (fig. 5) ; ceux de l'orthogneiss SB5 et de la trondhjemite DJOS2 étant quasiment confondus (de même pour DCES4 [orthogneiss] et DJOS3 [trondhjemite]). Enfin, comme les orthogneiss, les échantillons de trondhjemite s'inscrivent dans le champ du magmatisme des zones de subduction dans le diagramme Zr vs.  $(Nb/Zr)_N$  (fig. 4) et présentent une affinité

adakitique (fig. 6) (échantillon DJOS3 prélevé à 10 m du contact avec le Briovérien) ou « sub-adakitique » (échantillon DJOS2).

En résumé, la Trondhjemite d'Hillion est un granite calco-alcalin faiblement potassique d'affinité adakitique. Elle présente toutes les caractéristiques des roches d'arcs actuels.

## Discussion

### Source des orthogneiss du Poudingue de Cesson

Les observations pétrographiques et les données géochimiques montrent que la Trondhjemite d'Hillion constitue une source possible pour les blocs d'orthogneiss du Poudingue de Cesson. Entre les deux roches, la seule différence notable porte sur la teneur en K ; la Trondhjemite d'Hillion étant légèrement plus potassique que les orthogneiss (fig. 2). Les traits communs les plus significatifs sont : le caractère nettement acide (fig. 2), l'affinité calco-alcaline (fig. 3), l'analogie avec le magmatisme des zones de subduction (fig. 4), le fractionnement des spectres de terres rares (fig. 5) et l'affinité adakitique (fig. 6).

Ces résultats sont cohérents avec la position apparente de la Trondhjemite d'Hillion comme socle (Pentevrien) du Briovérien dans le secteur de Port-Morvan (cf. supra). Dans le secteur de Cesson, la disposition serait la même ; les blocs témoigneraient du remaniement « sur place » du substratum qui toutefois n'apparaîtrait pas à l'affleurement. De part et d'autre de la baie de Saint-Brieuc, le Briovérien sus-jacent au Poudingue de Cesson est représenté par la formation métavolcanique de Lanvollon, datée à 588 Ma (Egal *et al.*, 1996). Tous les auteurs s'accordent à reconnaître dans ces métavolcanites, une ancienne série tholéitique de « type extensif » (Cabanis *et al.*, 1986 ; Roach *et al.*, 1990 ; Egal *et al.*, 1996). On doit donc envisager qu'en baie de Saint-Brieuc, le bassin correspondant s'est ouvert directement sur un socle édifié vers 665-655 Ma. En revanche, plus au nord, en baie de Lannion, le Briovérien repose en partie sur un socle daté du Protérozoïque inférieur (Icartien) (Autran *et al.*, 1979).

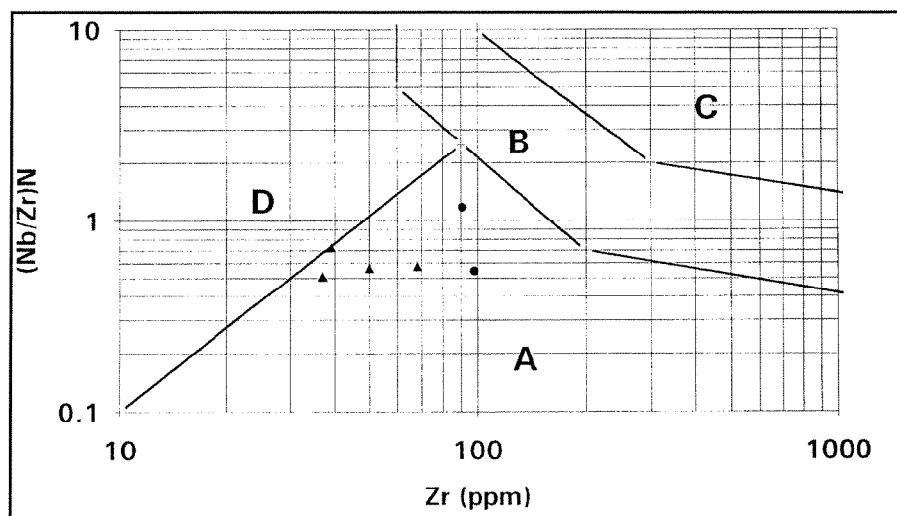


Fig. 4.- Diagramme Zr vs. (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegyey, 1994) pour la Trondhjemite d'Hillion et les blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson. Mêmes figurés que dans la fig. 2. A - champ du magmatisme des zones de subduction ; B - champ du magmatisme post-collisionnel ; C - champ du magmatisme alcalin intraplaque ; D - champ des leucogranites alumineux.

Fig. 4.- Zr vs. (Nb/Zr)N diagram (Thiéblemont and Tegyey, 1994) for the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders. Same symbols as in Fig. 2. A - field of subduction-related magmatism; B - field of post-collisional magmatism; C - field of within-plate alkaline magmatism; D - field of peraluminous leucogranite.

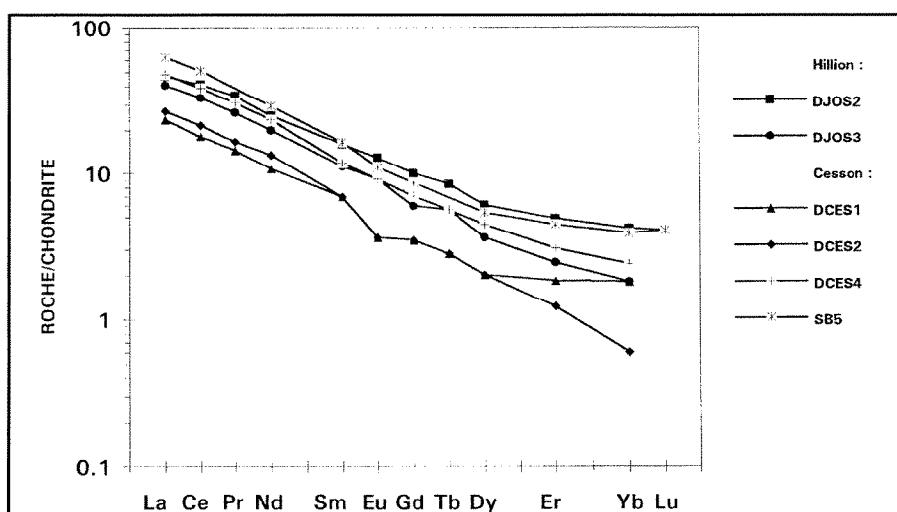


Fig. 5.- Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation Anders et Grévesse, 1989) pour la Trondhjemite d'Hillion et les blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson.

Fig. 5.- Chondrite-normalized (normalization values from Anders and Grévesse, 1989) rare earth element patterns for the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders.

### Origine et signification du magmatisme « éocadomien » vers 665 - 655 Ma

Nous qualifions de « éocadomien » les formations protérozoïque supérieur d'âge supérieur à 645 Ma. L'analogie entre les échantillons analysés au cours de la présente étude et les séries d'arcs insulaires actuels confirme l'hypothèse d'une mise en place du magmatisme éocadomien à l'aplomb d'une zone de subduction océan-

nique vers 665-655 Ma (Guerrot et Peucat, 1990 ; Power *et al.*, 1990). La reconnaissance du caractère adakitique des blocs d'orthogneiss et de la Trondhjemite d'Hillion apporte d'autres contraintes sur le modèle. À la suite de Defant et Drummond (1990), il est désormais généralement admis que les magmas adakitiques dérivent de la fusion à pression  $\geq 10-12$  kbar d'un protolite basique (éclogite ou amphibolite à grenat). Deux sources sont envisagées : 1/ une plaque

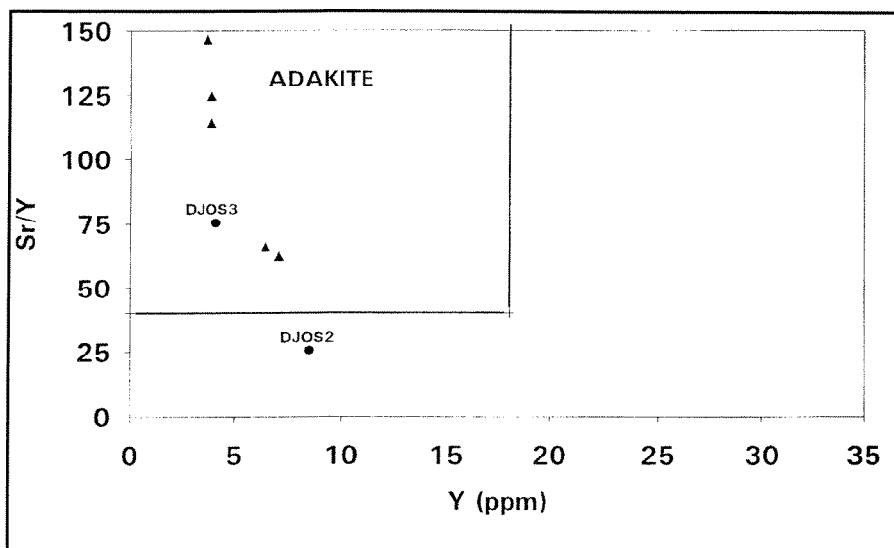


Fig. 6.- Diagramme Y vs. Sr/Y permettant la discrimination des adakites (d'après Defant et Drummond, 1990) pour la Trondhjemite d'Hillion et les blocs d'orthogneiss dans le Poudingue de Cesson. Mêmes figurés que dans la fig. 2.

*Fig. 6.- Y vs. Sr/Y diagram (from Defant and Drummond, 1990) for the Hillion Trondhjemite and Cesson Conglomerate orthogneiss boulders. Same symbols as in Fig. 2.*

océanique en subduction (Defant et Drummond, 1990), mais ceci implique que le plancher océanique soit « chaud » et par conséquent « jeune » (âge  $\leq$  5-10 Ma selon Peacock *et al.*, 1994) ; 2/ un segment crustal basique accrétié magmatiquement ou tectoniquement à la base de la croûte (Atherton et Petford, 1993) ; une profondeur crustale  $\geq$  35 km (soit  $P = 10$ -12 kbar) étant alors requise pour la genèse du magma adakitique.

Les  $\epsilon_{\text{Nd}_T}$  (+ 5-6) mesurés par Guerrot (1989) dans les blocs d'orthogneiss sont élevés, voisins de ceux de MORB actuels (de l'ordre de + 8-12). Ils apparaissent donc compatibles avec le modèle de fusion partielle directe d'une plaque océanique. De même, le caractère faiblement potassique des orthogneiss et de la trondhjemite requiert un réservoir source particulièrement pauvre en potassium, ce qui est le cas des MORB. On retiendra donc comme

hypothèse la plus probable, une mise en place de ces roches magmatiques dans un contexte d'arc insulaire avec subduction d'une plaque jeune.

## Conclusions

Nos nouveaux résultats géochimiques montrent l'analogie entre les orthogneiss remaniés dans le Poudingue de Cesson et la Trondhjemite d'Hillion, et les fortes similitudes entre ces unités et les granoïdes d'arcs océaniques actuels. Ceci est cohérent avec l'existence d'un arc « éocadomien » qui, après exhumation et érosion partielle, aurait constitué le socle sur lequel se serait déposée une partie des séries briovériennes. En baie de Saint-Brieuc, ces séries sont représentées par les métavolcaniques tholéïtiques de la formation de Lanvollon, témoins probables de l'ouverture d'un bassin vers 590 Ma. On doit donc envisager une ouverture de ce bassin au sein même du paléo-arc éocadomien et environ ~ 60 Ma après qu'il ait fonctionné. L'existence d'un arc éocadomien est également argumentée dans les îles anglo-normandes ; dans ce secteur, une déformation attribuée à un changement des conditions géométriques de la subduction avant 600 Ma affecte les terrains éocadomiens (Strachan *et al.*, 1996). La datation à 746 Ma obtenue sur les gneiss de Port-Morvan (Egal *et al.*, 1996) fixe une limite inférieure minimale pour l'histoire magmatique éocadomienne.

## Références

- Anders E., Grévesse N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 197-214.
- Atherton M.P., Petford N. (1993) - Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, **362**, 144-146.
- Autran A., Chantraine J., Rabu D. (1979) - Lithostratigraphie et déformation du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. BRGM, Fr., Orléans*, (2), I, 4, 277-292.
- Balé P. (1986) - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interaction décrochement - chevauchement : champs de déformation et modélisation expérimentale. Thèse Doct., Rennes, 369 p.
- Barrois C. (1895) - Sur les poudingues de Cesson (Côtes-du-Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, **23**, 26-69.
- Cabanis B., Chantraine J., Rabu D. (1986) - Etude géochimique du volcanisme briovérien du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **303**, (2), 51-56.
- Chantraine J., Egal E., Thiéblemont D., Le Goff E., Guerrot C., Ballèvre M., Guennoc P. - The Cadomian active margin, North Armorican Massif, France. A segment of the North Atlantic panafrican belt. *Tectonophys.* (à paraître).
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C. (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du 1/1 000 000, 6<sup>ème</sup> édition, BRGM, Orléans.
- Cogné J. (1959) - Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, I, 112-118.
- Dallmeyer R.D., D'Lemos R.S., Strachan R.A., Mueller P.A. (1991) - Tectonothermal chronology of early Cadomian arc development, Guernsey and Sark, Channel Islands. *J. Geol. Soc., Londres*, **148**, 691-702.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.

- Egal E., Guerrot C., Le Goff E., Thiéblemont D., Chantraine J. (1996) - The Cadomian orogeny revisited in Northern Brittany (France). In: R.D Nance, M.D. Thompson Eds, Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the circum-north Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **304**, 281-318.
- Gill J.B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- Graviou P., Peucat J.J., Auvray B., Vidal Ph. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, **4**, 1, 1-13.
- Guerrot C. (1989) - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Mém. Doc. CAESS, Rennes, 25, 164 p. et Thèse, Rennes, 1989.
- Guerrot C., Peucat J.J. (1990) - U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. In: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. Eds., The Cadomian Orogeny. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **51**, 13-26.
- Miyashiro A. (1974) - Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B. (1994) - Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 227-244.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Power G.M., Brewer T.S., Brown M., Gibbons W. (1990) - Late Precambrian foliated plutonic complexes of the Channel Islands and La Hague. Early Cadomian plutonism. In: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. Eds., The Cadomian Orogeny. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **51**, 215-229.
- Roach R.A., Lees G.J., Shufflebotham M.M. (1990) - Brioherian volcanism and Cadomian tectonics, Baie de St Brieuc, Brittany: Stages in the evolution of a late precambrian ensialic basin. In: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. Eds., The Cadomian Orogeny, *Geol. Soc. Spec. Pub., London*, **51**, 41-68.
- Shufflebotham M.M. (1989) - Geochemistry and geotectonic interpretation of the Penthievre crystalline massif, Northern Brittany, France. *Precambrian Research*, **45**, 247-261.
- Strachan R.A., D'Lemos R.S., Dallmeyer R.D. (1996). - Neoproterozoic evolution of an active plate margin : North Armorican Massif, France. In: R.D Nance, M.D. Thompson Eds, Avalonian and related peri-Gondwanan terranes of the circum-north Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **304**, 319-332.
- Thiéblemont D., Tegyey M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, (2), 87-94.
- Vidal P., Deutsch S., Martineau F., Cogné J. (1974) - Nouvelles données radiométriques en Baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle anté-cadomien nord-Armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **279**, 631-634.

# **LES FORMATIONS À CHERTS CARBONÉS (PHTANITES) DE LA CHAÎNE CADOMIENNE : GENÈSE ET SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE**

par

**M.P. Dabard**

**Document du BRGM n° 267**

Au sein des dépôts impliqués dans la Chaîne cadomienne (Briovérien - Protézoïque supérieur) de l'Europe de l'Ouest et d'Europe centrale, certaines formations terrigènes se singularisent par la présence d'intercalations de cherts carbonés (phtanites). Dans le segment armoricain, elles sont localisées essentiellement dans le Domaine nord-armoricain (Formations de Lamballe, de Callac, de Saint-Lô, de Breteville-en-Saire, de Morsaline et du Vast) et sont constituées par des alternances de grès, de siltite et d'argilite dans lesquelles s'intercalent les niveaux de phtanites et des épisodes volcaniques.

Dans un premier temps, il a été nécessaire de rechercher des traceurs minéralogiques et géochimiques adaptés à la reconstitution des roches mères de ces séries qui ont subi une évolution tectono-métamorphique. Trois marqueurs sont proposés : la composition des fragments lithiques à texture microcristalline qui permet de reconstituer la composition des roches mères, le rapport Ti/Nb des roches totales ainsi que le couplage typologie des zircons et signature isotopique Sm-Nd qui témoignent de la présence d'éléments d'origine mantellique.

Au Protérozoïque, les formations à phtanites interstratifiées correspondent aux premiers épisodes sédimentaires associés à l'édification de l'arc magmatique du Domaine nord-armoricain de la Chaîne cadomienne. Elles se sont mises en place dans le domaine orogénique aux alentours de 640 Ma, et ont été alimentées par les produits de démantèlement du socle icartien et du magmatisme de l'arc. La sédimentation s'est déroulée, pro-partie, dans un environnement peu profond évoluant entre la zone tidale et l'offshore supérieur (tempêtes). Au cours de la diagenèse, des épisodes de silicification ont affecté les faciès terrigènes. Ces silicifications ont été contrôlées par les conditions physico-chimiques de la diagenèse, par la présence de matière organique et la circulation des eaux vadoseuses. Le volcanisme contemporain de la sédimentation semble n'avoir eu qu'une influence très locale. Plusieurs phases de silicification se sont vraisemblablement succédé en réponse aux fluctuations du niveau marin, les niveaux silicifiés au cours d'épisodes anciens pouvant localement être remaniés dans les sédiments encaissant les niveaux plus récents.

Les formations protérozoïques à phtanites interstratifiées ont, jusqu'à présent, constitué un niveau repère de première importance pour toutes les reconstitutions chronologiques de l'évolution de la Chaîne cadomienne. La genèse des cherts étant liée à des processus diagénétiques, le développement de la silicification n'est vraisemblablement pas synchrone à l'échelle d'un même bassin et, au-delà, à l'échelle de l'orogène. L'utilisation des phtanites comme niveau repère pour l'établissement de corrélations sur l'ensemble de la Chaîne cadomienne doit donc être l'objet de la plus extrême prudence. D'autre part, compte tenu du remaniement intraformationnel des phtanites, la distinction, au sein du Briovérien, entre un Briovérien inférieur à phtanites interstratifiés et un Briovérien supérieur à phtanites remaniés, doit être reconsidérée, en particulier dans les faciès turbiditiques déposés dans des environnements profonds.

**Prix de vente : 350 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.**