



HAL
open science

Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe

Christian Pin

► **To cite this version:**

Christian Pin. Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 1989. Français. NNT : . tel-01001861

HAL Id: tel-01001861

<https://theses.hal.science/tel-01001861>

Submitted on 5 Jun 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

SERIE E
N° D'ORDRE : 403

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE BLAISE PASCAL
(CLERMONT-FERRAND II)

U.F.R. DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Christian PIN

**ESSAI SUR LA CHRONOLOGIE ET L'EVOLUTION
GEODYNAMIQUE DE LA CHAINE HERCYNienne D'EUROPE**

Soutenue publiquement le 20 Février 1989 devant la Commission d'Examen :

J.. DIDIER
J.M. CANTAGREL
D. GEBAUER
M. MATTAUER
Ph. MATTE
Ph. VIDAL

SERIE E
N° D'ORDRE : 403

THESE

présentée

A L'UNIVERSITE BLAISE PASCAL
(CLERMONT-FERRAND II)

U.F.R. DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

Christian PIN

**ESSAI SUR LA CHRONOLOGIE ET L'EVOLUTION
GEODYNAMIQUE DE LA CHAINE HERCYNIENNE D'EUROPE**

Soutenue publiquement le 20 Février 1989 devant la Commission d'Examen :

J.. DIDIER
J.M. CANTAGREL
D. GEBAUER
M. MATTAUER
Ph. MATTE
Ph. VIDAL

J'exprime ma reconnaissance à celles et ceux qui, par la confiance qu'ils m'ont accordée à mon arrivée à Clermont-Ferrand, ou par le soutien qu'ils m'ont apporté ensuite, ont permis la réalisation de ce travail.

ABSTRACT

In this study, the Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotopic systems are used, as geochronometers and petrogenetic tracers, to put constraints on the geodynamic interpretation of the European Hercynian Belt.

Various formations of magmatic origin have been studied. These were selected for their bearing on paleo-tectonic reconstructions.

On the basis of results for some bimodal suites (i.e. leptyno-amphibolitic groups) and mafic-ultramafic associations of ophiolitic affinity (Western Alps, Polish Sudetes), it is suggested that at least two, major, extensional episodes associated with oceanic crust formation, occurred in Cambro-Ordovician and Devonian times, respectively.

Subduction-related magmatism is also documented, implying that destructive plate margins played a role at various stages of the Hercynian evolution.

The duality in age and origin of granulites and related rocks of the Variscan realm is highlighted. High-pressure granulites and eclogites were formed in the middle Paleozoic, as a result of subduction of transitional crust from older passive margins. Lower-pressure granulites, of late Hercynian age, reflect a large-scale thermal anomaly, and form most of the present-day lower crust in median Europe.

The upper crust is characterized by the unusual abundance of Carboniferous granitoids. These emphasize not only the magnitude of the hercynian thermal event, but also the predominance of "fertile", mainly metasedimentary, material over any reworked Precambrian basement.

Overall, the validity of plate tectonic concepts for the interpretation of the Hercynian belt is confirmed.

A tentative, evolutionary model is proposed. Special emphasis is placed on the occurrence of two, major, tectono-metamorphic events, separated by a period of extensional tectonics. The first event, of Silurian age, was most important for metamorphism but comparatively insignificant as an orogenic process. It cannot be related to a continent-continent collision, but it might be interpreted in terms of obduction or arc-continent collision. The second event occurred in early Carboniferous times, and reflects the final closure of oceanic domains. This event initiated a complex, intra-crustal evolution. At an early stage, this included large-scale nappe and thrust tectonics and, later, was dominated by strike-slip shears. A widespread thermal event, of probable mantle origin, marked the end of the process of construction of the Variscan Belt. This was responsible for internal differentiation of the crust in median Europe.

In several respects, this model is analogous to the evolution of the Alpine-Mediterranean system. Both orogens appear to have resulted from similar processes, characterized by opening and closure of superimposed oceanic zones. However, these processes involved crustal domains of contrasting character, viz. previously cratonized basement in the Alps, and comparatively immature crust in the Hercynides.

INTRODUCTION

Avant-propos

Mon recrutement à Clermont-Ferrand, en 1981-82, correspondait à la volonté de développer au L.A. 10 deux méthodes isotopiques supplémentaires d'intérêt très général: uranium-plomb et samarium-néodyme. J'avais donc pour objectif la mise en oeuvre de ces méthodes, afin de les appliquer, dans un second temps, à l'étude d'un certain nombre de problèmes de la Chaîne Hercynienne.

Les années 1982 à 1984 ont donc été essentiellement consacrées à construire cet outil de travail, par la mise au point des techniques analytiques U-Pb, en collaboration avec J. Philibert, puis Sm-Nd, en collaboration avec F. Vidal. L'apprentissage de cette dernière méthode a été effectué lors d'un séjour extrêmement profitable dans le laboratoire de C.J. Hawkesworth à l'Open University de Milton Keynes.

Mon arrivée à Clermont a aussi coïncidé avec l'acquisition d'un nouveau spectromètre de masse, appartenant à une génération bénéficiant des progrès de l'automatisation, et mettant en oeuvre les premiers essais de multicollection. Malgré de longues interruptions et plusieurs problèmes inhérents à la mise au point de cette technique encore peu éprouvée, il a été possible, grâce aux efforts de M. Bernard et J. Convers, ainsi qu'à la bonne volonté de MM. LeRoux et Turner (V.G. Isotopes), de réaliser les adaptations nécessaires à l'utilisation en routine de cet appareil.

Ce n'est qu'après cette phase de développement, également facilitée par la réfection du laboratoire de chimie Rb-Sr, que j'ai pu aborder l'objectif géologique fixé.

Objet de l'étude. Approche et méthodes utilisées

Parmi les orogènes phanérozoïques ayant fait l'objet de très nombreuses études, la Chaîne Hercynienne d'Europe reste encore relativement mal connue. Notamment, plusieurs de ses caractères les plus originaux (par exemple, largeur considérable de la chaîne, grande abondance des granitoïdes) restent mal expliqués, et son interprétation d'ensemble en termes de tectonique des plaques s'est heurtée à un certain nombre de difficultés.

De fait, beaucoup de modèles actualistes n'ont pris en compte qu'un aspect limité, dans le temps ou dans l'espace, de l'évolution hercynienne, et certains d'entr'eux n'ont manifestement pas été basés sur des données suffisamment solides.

En particulier, on a souvent opposé aux interprétations mobilistes l'absence ou l'extrême rareté des indices les plus couramment admis du rôle de la tectonique des plaques dans les domaines anciens, tels que les ophiolites, le volcanisme de marge active, ou le métamorphisme de HP/BT. Enfin, le manque de données chronologiques a constitué, pendant longtemps, un obstacle majeur à toute reconstitution géodynamique sérieuse. A titre d'exemple, on peut rappeler que l'attribution à un socle Précambrien de la plus grande partie des zones internes de la chaîne a considérablement gêné son interprétation d'ensemble.

Les données nouvelles, acquises depuis une quinzaine d'années, en particulier dans les domaines de la géologie structurale et de la géochronologie, ont bouleversé beaucoup de conceptions antérieures. Il est clair maintenant que la Chaîne Hercynienne est dominée par une tectonique tangentielle de grande ampleur, de style comparable à celui des orogènes collisionnels récents, et qu'elle peut donc certainement être interprétée dans le cadre de la théorie de la Tectonique des Plaques.

Il reste toutefois à élaborer des modèles d'évolution basés sur une chronologie détaillée des principaux événements géodynamiques, et qui soient susceptibles de rendre compte des principales particularités de la chaîne. De ce point de vue, la géochimie isotopique peut apporter une contribution de premier ordre parmi les autres disciplines utilisées en géologie des socles: pétrologie, géologie structurale, paléomagnétisme... En effet, sa double potentialité de chronomètre et de traceur permet d'obtenir conjointement des informations sur l'âge et l'origine des formations étudiées. Ces données, confrontées aux résultats d'autres approches (chronologie relative, thermo-barométrie, géochimie des éléments en traces), sont - au même titre que la paléontologie stratigraphique dans les terrains sédimentaires - la base de la géologie historique des zones profondes.

Les résultats et interprétations présentés dans ce mémoire s'inscrivent dans le cadre de cette contribution de la géochimie isotopique à la connaissance de la Chaîne Hercynienne. Intégrés à d'autres données obtenues ailleurs ou par d'autres disciplines, ils feront l'objet d'un essai de synthèse, très hypothétique et provisoire, sur l'évolution géodynamique de la chaîne, du Précambrien supérieur au Permien.

Les grands problèmes de la Chaîne Hercynienne

Bien qu'il soit évidemment difficile de ramener à quelques thèmes l'interprétation générale d'un ensemble aussi immense, il apparaît que la plupart des problèmes d'interprétation posés par la Chaîne Hercynienne sont centrés sur les questions générales suivantes:

- Quels étaient l'âge et la nature de la croûte du domaine européen avant le cycle Hercynien?

- Des zones à caractère océanique ont-elles été impliquées au cours de l'évolution géodynamique?

- Des phénomènes de subduction sont-ils intervenus dans l'édification de la chaîne?

- Quels ont été les matériaux sources et les processus responsables de la genèse des granitoïdes, dont l'abondance caractérise la chaîne?

Chacune de ces questions pourrait faire l'objet de plusieurs mémoires, et il n'est pas question de prétendre apporter une solution réellement satisfaisante aux problèmes qu'elles résument ou sous-tendent. Néanmoins, il semble possible d'avancer un certain nombre d'éléments de réponse grâce à l'étude de quelques formations, choisies en fonction du caractère "diagnostique" de l'information géodynamique qu'elles peuvent véhiculer. En l'occurrence, j'ai considéré comme plus particulièrement instructive a priori l'étude:

- des suites volcaniques bimodales, indicateurs possibles d'environnements distensifs, ou d'arcs;

- des associations basiques-ultrabasiques à caractère ophiolitique, témoins possibles des "océans perdus" ou d'anciens arcs insulaires;

- des "arcs andésitiques", expression éventuelle d'un contexte de marge active;

- des séries métamorphiques de haute pression, indices d'affrontement de plaques ou de surépaississement crustal;

- des témoins de la croûte inférieure, pour les informations qu'ils peuvent fournir sur les modalités et l'âge des phénomènes de différenciation crustale;

- enfin, les granites, qui pour être des formations plus "banales", n'en sont pas moins d'un grand intérêt pour les reconstitutions paléo-géodynamiques. En effet, outre leur signification du point de vue du bilan thermique d'un orogène, ils permettent d'évaluer, indirectement, l'importance relative des apports juvéniles et des phénomènes de recyclage de matériaux plus anciens dans l'évolution d'un segment crustal.

Les régions étudiées ont été choisies en fonction des "cibles" énumérées ci-dessus, mais aussi en tenant compte des travaux déjà réalisés ou en cours, des possibilités de collaboration, et - hormis le cas des granulites de la Zone Nord-Pyrénéenne et des granitoïdes du Massif Central, dont l'étude a été supportée partiellement par l'A.T.P. "Transfert"

- de l'absence de financement incitatif. Les études réalisées en Pologne l'ont été grâce à l'existence d'accords de collaboration entre les universités de Wrocław et Blaise Pascal (Clermont II), subventionnés par ces universités et les ministères des relations extérieures des deux pays. Incidemment, je déplore de n'avoir pas bénéficié des crédits dévolus à l'A.S.P. "Microcontinents, Blocs et Collisions/Hercynien" du C.N.R.S.

Les méthodes utilisées (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, et accessoirement géochimie des éléments en traces) sont assez classiques pour ne pas nécessiter le rappel de leurs principes, que l'on pourra trouver dans de nombreux ouvrages (par exemple, Faure, 1986; Jäger & Hunziker, 1979; O'Nions et al., 1979; Pin, 1979; Hawkesworth & van Calsteren, 1984; Roth & Poty, 1985; DePaolo, 1988; Henderson, 1984).

On soulignera cependant que la méthode U-Pb sur zircon, dont l'utilisation dans ce travail n'a pu être aussi systématique que ce qu'il aurait été souhaitable, demeure la méthode de choix en géochronologie des socles. L'existence de phénomènes d'héritage, non seulement dans certains granitoïdes, mais aussi dans les roches basiques ayant subi une contamination crustale (par ex. Compston et al., 1986), incite toutefois à interpréter les résultats avec prudence. Le développement des techniques de micro-analyse isotopique précise in situ annonce des perspectives très prometteuses dans ce domaine.

Grâce à la très forte cohérence géochimique et au comportement peu mobile des éléments qu'il implique, le système Sm-Nd a considérablement élargi le domaine d'application de la géochronologie isotopique, notamment en l'étendant aux roches ignées (méta-)basiques, jusque là difficiles à dater. Cependant, les isotopes du néodyme se sont surtout révélés être un traceur puissant des phénomènes pétrogénétiques, complément souvent indispensable à l'étude des isotopes du strontium.

Enfin, la géochimie des éléments en traces est précieuse dans les études de pétrogenèse, en particulier lorsqu'elle est utilisée en conjonction avec l'approche isotopique. De plus, l'étude détaillée des roches volcaniques basiques récentes a permis de définir des critères de caractérisation des laves en fonction de leur environnement de mise en place, extrêmement utiles pour les essais de reconstitution paléo-géodynamiques.

Organisation du mémoire

Faute de temps, il ne m'a pas été possible de rédiger un mémoire homogène, intégrant de façon bien enchaînée les principaux sujets - assez disparates du reste - abordés dans le cadre de ce travail. Au détriment de la facilité de lecture, j'ai donc réuni sous forme de quatre grands chapitres, des publications, parues ou en préparation, relatives aux principaux aspects géodynamiques évoqués ci-dessus. Ce mode de présentation, entr'autres inconvénients, entraîne des répétitions, manque de cohérence chronologique,

et ne ménage pas de transition harmonieuse entre les différentes parties du texte. Je prie le lecteur de bien vouloir m'en excuser. La plupart des notes présentées dans les pages suivantes ont été réalisées en collaboration, et je remercie ici mes partenaires pour leur aide, leurs encouragements et leur contribution à ma "culture" géologique.

Références

Compston, W., Williams, I.S., Campbell, I.H. & Gresham, J.J., 1986 - Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 76: 299-311.

DePaolo, D.J., 1988 - Neodymium Isotope Geochemistry. An introduction. *Mineral & Rocks Series No 20*, Springer, 187 p.

Faure, G., 1986 - Principles of Isotope Geology. 2nd edition, J. Wiley, 589 p.

Hawkesworth, C.J. & van Calsteren, P.W.C., 1984 - Radiogenic isotopes - Some geological applications. in: *Rare Earth Element Geochemistry*, P. Henderson, ed., Elsevier, 375-421.

Henderson, P., (ed.) 1984 - *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 510 p.

Jäger, E. & Hunziker, J.C., (eds.) 1979 - *Lectures in Isotope Geology*. Springer, 329 p.

O'Nions, R.K., Carter, S.R., Evensen, N.M. & Hamilton, P.J., 1979 - Geochemical and cosmochemical applications of Nd-isotope analysis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, 7: 11-38.

Pin, C. 1979 - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Annexe: Méthodologie. Thèse 3ème cycle Univ. Montpellier, 31 p.

Roth, E. & Poty, B. (eds.) 1985 - Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications. Collection C.E.A., Masson, 631 p.

CHAPITRE I

LES "OCEANS PERDUS"

ET LEURS MARGES

INTRODUCTION

Ce chapitre traite des associations basiques-ultrabasiques montrant des affinités océaniques, ainsi que des formations volcaniques bimodales pouvant jalonner d'anciennes zones de suture.

La mise en évidence, en Europe moyenne, d'importants phénomènes distensifs d'âge Paléozoïque inférieur remonte à une dizaine d'années. Très vite, la question s'est posée de savoir si cet épisode s'était limité à une simple distension intracontinentale, ou s'il avait atteint un stade d'océanisation véritable.

Par ailleurs, l'interprétation géodynamique des formations catazonales à composante volcanique bimodale, connues en France sous le terme de "groupes leptyno-amphiboliques", a opposé les partisans d'une hypothèse de rifting intracontinental à ceux, semble-t-il plus nombreux, favorisant une interprétation en termes de bassin d'arrière-arc, associé au fonctionnement d'une (de) zone(s) de subduction.

Dans la première partie, consacrée au magmatisme paléozoïque inférieur, sont présentés quelques éléments de réponse à ces problèmes.

Les ensembles à affinités ophiolitiques étudiés regroupent le complexe de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes), et les massifs basiques-ultrabasiques du Limousin (résultats préliminaires).

Le problème de l'origine des associations magmatiques acide-basique est abordé avec l'exemple de l'unité de Malpica-Tuy (Galice), métamorphisée dans des conditions de HP-BT, et par le biais d'une étude comparée du groupe leptyno-amphibolique de HP-HT de Marvejols et des roches volcaniques épizonales de l'Albigeois et des Cévennes (Sud du Massif Central). Enfin, la datation d'un gabbro du groupe leptyno-amphibolique du Lézou (Rouergue) illustre les dangers d'une interprétation géodynamique basée, en l'absence de donnée chronologique, sur la seule caractérisation géochimique des protolithes ignés.

La deuxième partie du chapitre, plus succincte, apporte des arguments nouveaux en faveur de l'existence de domaines à caractère océanique plus récents, postérieurs à l'événement métamorphique de haut degré qui caractérise les zones internes de la Chaîne Hercynienne. L'exemple le plus démonstratif est fourni par les massifs ophiolitiques des Sudètes polonaises, comparable à celui, classique, de la Péninsule du Lizard. La présence d'un témoin ponctuel dans les Vosges, d'âge peut-être comparable, et d'autres occurrences à affinités océaniques, décrites en Allemagne et dans le Sud de l'Espagne, attestent de la généralité de cette néo-océanisation hercynienne. Les conséquences de cet événement, jusqu'ici

sous-estimé, sont importantes. En particulier, l'ancien débat entre polycyclisme "Calédonien"/Hercynien et évolution orogénique continue est éclairé d'un jour nouveau.

Sommaire

1) - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France).

(en collaboration avec Francis Carme, Amiens)

Contrib. Mineral. Petrol. (1987) 96 406-413.

2) - Les massifs basiques-ultrabasiques du Limousin: résultats Sm-Nd préliminaires.

3) - Caractérisation géochimique et isotopique de la Zone de Malpica-Tuy (Galice): témoin d'une marge passive Ordovicienne.

(en collaboration avec José Gil Ibarguchi, Bilbao)

4) - Isotopic and trace element constraints on the origin of Ordovician bimodal suites of contrasted metamorphic evolution in Southern Massif Central, France.

(en collaboration avec François Marini, Nancy)

5) Age Dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lézérou (Rouergue). Un exemple de groupe leptyno-amphibolique composite.

(en collaboration avec Michel Piboule, Grenoble)

Bull. Soc. géol. Fr., (8), IV n°2 (1988)

6) Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence.

(en collaboration avec A. Majerowicz et I. Wojciechowska, Wrocław)

Lithos, 21 (1988) 195-209.

7) Ecailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la "Ligne des Klippes", Vosges méridionales.

(en collaboration avec Francis Carme, Amiens)

C.R. Acad. Sci. Paris, 306 (1988) 217-222.

8) Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications.

A Sm – Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France)

C. Pin¹ and F. Carme²

¹ Département de Géologie, L.A. 10 C.N.R.S., 5 rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France

² Département de Géologie, Université de Picardie, 33 rue St. Leu, F-80039 Amiens, France

Abstract. We report the results of a Sm – Nd isotopic study of whole-rock samples from the Chamrousse ophiolite complex, in the Variscan basement of the Western Alps, France. Our data point to a 497 ± 24 (2 σ) Ma age, in excellent agreement with U – Pb results (Ménot et al. 1984) on subordinate plagiogranites. Strong isotopic heterogeneity and time evolution of magmas from relatively less depleted (ϵ Nd = +5) to very depleted (ϵ Nd = +9) sources are also implied. Available data favour a mixing model between N-MORB and E-MORB type end-members, but a third component with distinct “supra-subduction zone” affinity is also required. These results preclude any tectonic setting such as intracontinental rift, ensialic marginal basin, or major ocean ridge, but substantiate an oceanic back-arc environment. They also demonstrate that the well-documented Upper Cambrian-Lower Ordovician extensional phase here reached a true oceanic stage.

1 Introduction

The scarcity of ophiolites in Variscan Europe is conspicuous, and it was even often considered as a peculiar feature of the Hercynian belt (e.g., Zwart 1967; Krebs and Wachendorf 1973). However, recently proposed tectonic models identify the Hercynian belt as a collision orogen (Bard et al. 1980; Behr et al. 1984; Matte 1986). Such a conception requires the involvement of former oceanic crust, the subduction of which would have preceded and triggered the collisional processes. Indeed, radiometric dating of high-pressure metamorphisms yields middle Paleozoic ages (Peucat and Cogné 1977; Gebauer and Grünenfelder 1979; Pin and Lancelot 1982; Ducrot et al. 1983; Bernard-Griffiths et al. 1985; Paquette et al. 1985) which strongly suggest that such subduction happened in Silurian times throughout the belt. It is thus of prime interest to look for possible remnants of oceanic crust, and to try to better characterize them, both in terms of age and geochemical affinity. Among the main possible examples, the Chamrousse complex, Belledonne Massif, in the French Western Alps, is peculiar as it exposes an almost complete, not dismembered, ophiolitic sequence. In addition, it did not suffer HP-granulite facies conditions, in contrast with most other mafic-ultramafic occurrences in Western Europe. Accordingly, it was considered more suitable for Sm – Nd investigations.

2 Geological setting

The pre-Stephanian Chamrousse complex (den Tex 1950; Carme 1975a, b; Ménot 1979) is exposed over a 32 km \times 5 km area, in the southeastern vicinity of Grenoble (Fig. 1). It consists of a layered sequence metamorphosed under amphibolite facies conditions, including from top to bottom:

- a) ultramafic banded metacumulates, strongly serpentinized;
- b) blastomylonitic mafic banded metacumulates;
- c) broadly layered, coarse-grained cumulative metagabbros with sills of fine-grained, non-cumulative metagabbros and cross-cutting metadoleritic dikes;
- d) massive amphibolites (metadolerites, metabasalts), striped amphibolites (metatuffs), and a few layers of plagioclase-gneisses (metagreywackes).

Despite the lack of harzburgite, this sequence has been interpreted as an ophiolitic complex, overturned then thrust over an intricate Variscan tectonic pile (Carme 1973, 1975a). As the topographic surface at the top, and a thrust plane at the bottom bound this sequence, the original thickness is unknown, but it was greater than 2000 m.

From both structural and petrographic points of view, the Chamrousse complex exhibits an extreme complexity resulting from the superimposition of numerous episodes of mineral accumulation, crystal mush flow, early solid state deformation and subsequent regional metamorphism. Yet, field data enable the distinction of three magmatic evolutionary stages which built ca. 70–80%, 10–20% and 5–10% of the complex, respectively.

During the first one, banded cumulates, layered gabbros, massive dolerites and basalts were emplaced. The second magmatic pulse is more especially characterized by injections of fine-grained gabbroic sills. The third stage is marked by the intrusion of cross-cutting dikes, with locally conspicuous chilled margins. It should be stressed that successive episodes of magma injection happened during the first and second evolutionary stages themselves. Thus, the field assignment of the samples to a given stage could be doubtful in some cases.

3 Trace element data

A previous geochemical study including REE, Th, Hf, Ba and V analyses (Bodinier et al. 1981) has shown that cumulative and non-cumulative rocks can be related by fractional crystallization, but that several parental magmas were involved in the genesis of non-cumulative rocks. The systematic variation from LREE-enriched to LREE-depleted magmas according to the time of emplacement was interpreted in terms of dynamic melting (Langmuir et al. 1977) of a mantle diapir.

New data (Table 1) include five additional REE and Th analyses by I.C.P. emission spectrometry (C.R.P.G.,

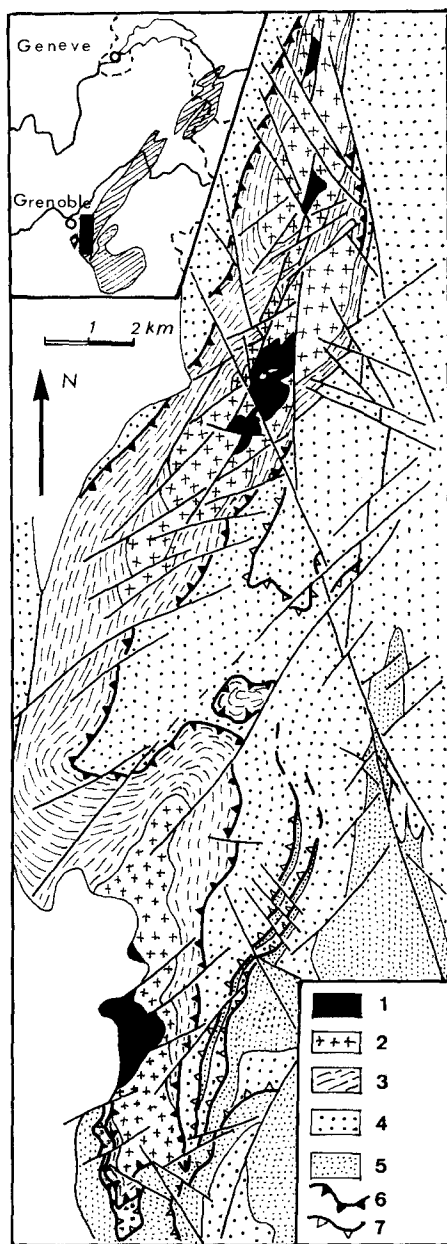


Fig. 1. Geological sketch map of the Chamrousse complex. 1 ultramafic metacumulates; 2 mafic banded cumulates and metagabbros; 3 amphibolites, with metagabbros at the top and plagioclasegneisses at the bottom; 4 geometrical basement lower series (Cambrian to Devonian); 5 geometrical basement upper series (Viséan); 6 and 7 major and minor overthrusts. White area Stephanian to Quaternary cover. Hatched areas of the insert map: alpine external crystalline massifs

Nancy, France) and Zr, Nb contents by wavelength dispersive X.R.F. (Ecole des Mines, Alès, France) of all the samples for which Nd isotopic compositions have been determined (Table 2). Chondrite-normalized abundance patterns of comparatively immobile trace elements of representative samples of each stage are presented in Fig. 2. They will be discussed in connection with isotopic results in section 6-2.

4 Analytical techniques

Chemical procedure involved total spiking with a mixed ^{149}Sm – ^{150}Nd tracer (Wasserburg et al. 1981) before dissolution in closed

teflon PFA vessels. After group isolation of lanthanides by standard cation exchange, Sm and Nd were separated on temperature-controlled anion exchange columns in methanol-acetic acid-nitric acid mixtures (Faris and Warton 1962; O'Nions et al. 1977). Chemical blanks were ca. 0.1 ng Nd and <0.02 ng Sm.

Sm was loaded with a drop of phosphoric acid on a single Ta filament and analysed as the metal species. Nd was loaded as the nitrate on the side filaments of a triple Ta–Re–Ta assembly and measured as Nd+. Both elements were analysed with a VG 54E mass spectrometer under full computer control. Mass dependent fractionation of Nd isotopic ratios was corrected by normalization to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are given relative to a value of 0.511860 for the La Jolla isotopic standard, which gave a 0.511855 ± 3 result (21 analyses) during this study.

5 Results

5.1 First stage samples

Twenty-three representative samples from the three evolutionary stages have been analysed for Nd isotopes and Sm/Nd ratios. The results are presented in Table 2 and in an isochron diagram (Fig. 3). In this diagram, the data points as a whole are strongly scattered. As whole-rock Sm–Nd systems are believed to be fairly resistant to low- and medium-grade metamorphism (Hawkesworth and van Calsteren 1984), it is unlikely that such large scatter results from late disturbances during Hercynian evolution. Rather, it indicates that either the rocks analysed have grossly different ages, or that they do not derive from a common source. A closer examination of the results shows that 9 among the 12 samples initially referred to the first magmatic stage plot along a fairly well defined line. The three samples lying off this line display quite different geochemical features, as will be discussed later (section 6-2). Taking into account the difficulty of sharp discrimination between stages, we consider that all the samples belonging to the first magmatic batch plot on the line. Two additional samples, ascribed to the second stage, also plot on the line, without influencing its characteristics. If interpreted as an isochron, the slope of this line corresponds to 497 ± 24 Ma (2σ) age, using a York fitting algorithm. This line could also be interpreted in terms of two-component mixing. However, the lack of linear relationships in a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $1/\text{Nd}$ diagram (not shown) does not support such a possibility (Langmuir et al. 1978). Indeed, the 497 ± 24 Ma age is similar to a U–Pb zircon date (496 ± 6 Ma) recently obtained from a plagiogranite cross-cutting the upper cumulative gabbros (Ménot et al. 1984). The initial ratio is 0.51226 ± 3 (2σ) corresponding to $\epsilon \text{Nd} = +5.1 \pm 0.2$ (Fletcher and Rosman 1982).

5.2 Second and third stage samples

The points representative of second and third stage magmas, plot above the 497 Ma isochron. If it is assumed, as field observations suggest, that they are roughly coeval with the first batch, a broad range of initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios is displayed, from $\epsilon \text{Nd}(500) = +5$ to $\epsilon \text{Nd}(500) = +9$. We cannot totally reject the possibility that samples referred to second and third stages are distinctly more recent than the 497 Ma batch 1 samples. Nevertheless, regional geology constraints preclude any age younger than 350 Ma, and ϵNd calculated for this minimum permissible age still have a similar range (+4.5 to +9.2). This wide spread of initial

Table 1. New trace element data (in $\mu\text{g/g}$) used in conjunction with results from Bodinier et al. (1981) and Nd isotopic data

a												
Sample	75-6	75-8	80-1	80-2	80-6	80-12	80-14	80-16	80-17	80-20	80-25	86-4
Zr	221	341	206	220	285	55	66	28	202	69	20	35
Nb	13	18	15	14	19	3.5	2	1	10	3	1	1
Sample	75-1	75-10	80-22	80-23	80-24	83-13	83-14	86-1	86-2	80-5	80-7	
Zr	22	23	114	59	58	67	44	92	65	109	106	
Nb	0.5	1.5	3	3.5	2.5	1	1	2	1.5	3	3	

b														
	Ba	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Y	V	Cr	Ni	Ti
86-4	100	0.51	3.01	15.0	8.84	3.75	1.27	5.02	4.00	43	595	205	57	15600
83-13	240	1.37	6.41	15.2	11.2	3.07	1.00	3.13	1.83	22	158	670	106	5500
83-14	160	1.45	3.38	8.68	8.59	2.64	0.88	2.54	1.68	19	320	150	41	6100
86-1	100	0.77	5.02	15.4	10.8	3.74	1.49	4.27	2.99	33	290	30	42	9000
86-2	120	0.85	4.09	10.3	7.89	2.65	1.03	3.24	1.98	22	260	160	68	6600

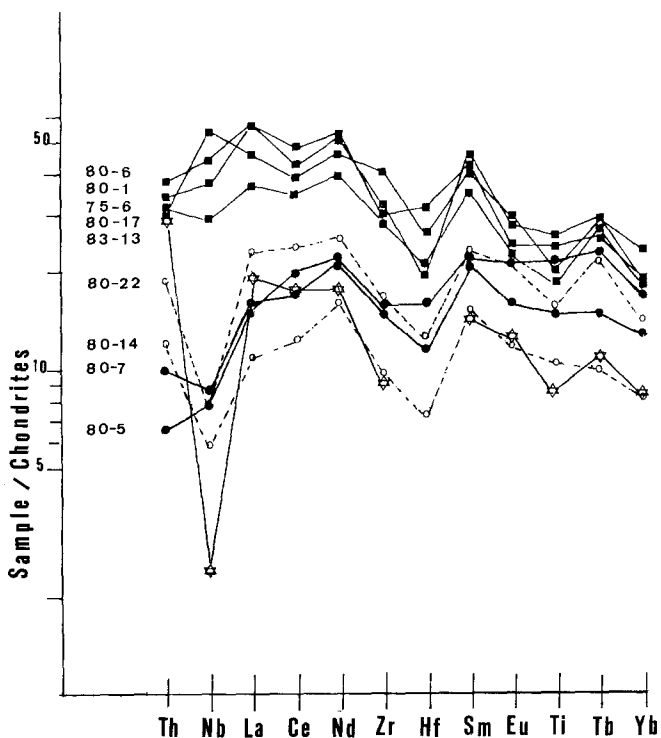


Fig. 2. Chondrite-normalized immobile trace element patterns for representative samples of the three chronologic stages. The samples selected are non-cumulates having variable Mg-numbers (40–69). The normalization factors are from Thompson (1982). *Symbols: squares* samples from the first magmatic batch; *open symbols* samples from the second chronologic stage; *star* sample 83-13, see text) *full circles* samples from the third stage (see text). In this figure and in Figs. 4 and 5, sample 80-14 is assigned to the second magmatic stage on the basis of its trace element pattern (see text)

ratios is much greater than the range exhibited by samples from the Bay of Islands Complex, for example (+6.5 to +8.1; Jacobsen and Wasserburg 1979), although an even larger variation of initial ratios (7 ϵ -units) has been described in the subduction-related Troodos ophiolite (McCulloch and Cameron 1983). This is good evidence that

a petrogenetic process more complicated than continuous melting of a homogeneous source (Bodinier et al. 1981) operated. In any case, the quite high $\epsilon \text{Nd}(500) = +8.0$ to +9.3 of the most radiogenic dikes clearly demonstrates derivation from an old depleted mantle source, and substantiates the oceanic lithosphere parentage of the Chamrousse ophiolite.

6 Origin of isotopic variations

6.1 Crustal contamination hypothesis

The large isotopic spread evidenced could be ascribed to partial melting of a time-integrated heterogeneous mantle source, or to crustal contamination processes, but major and trace element data do not support a contamination model. For example, it can be accepted that crustal contamination of mafic melts will generally increase Th contents much more efficiently than Nb contents (e.g., Thompson et al. 1983; Dupuy and Dostal 1984), considering two elements of similar degree of incompatibility which are almost insoluble in water and are not easily disturbed by later alteration and low- to medium-grade metamorphism. Thus, the increase of Th/Nb ratio may provide a good monitor of crustal contamination, and higher Th/Nb ratios would be expected in samples with lower ϵNd . This requirement is clearly not fulfilled by our data, since 80-5, the sample the most unlikely to be significantly contaminated ($\epsilon \text{Nd} = +9.3$), has $\text{Th/Nb} = 0.1$, essentially identical to samples displaying much lower $\epsilon \text{Nd} = +5$, whereas 80-14, 80-22 and 86-1, with intermediate ϵNd , have higher Th/Nb (0.25, 0.28 and 0.38, respectively). It can be concluded that crustal contamination is not a viable explanation for the relatively low ϵNd of first stage magmas. Indeed, samples with fairly similar isotopic compositions to those of the Chamrousse complex are found in environments far removed from continental crust, such as seamounts or oceanic islands (e.g., Zindler et al. 1984).

6.2 Mantle source heterogeneity

As contamination by crustal material cannot account satisfactorily for ϵNd variations, an important, long-lived

Table 2. Sm—Nd analytical results, and selected incompatible element ratios

Sam- ple	^a	Mg	Stage ^b	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/ 144Nd	143Nd/144Nd	ϵ Nd(500)	La/Yb	La/Nb	La/Th	Nb/Th
75-6	B/D	40	I	9.47	32.99	0.1736	0.512827 (13)	5.1	4.32	1.41	13.9	9.1
75-8	D	37	I	14.36	51.35	0.1690	0.512820 (13)	5.3	3.53	1.25	11.4	9.1
80-1	B/D	45	I	9.02	33.36	0.1636	0.512794 (25)	5.1	4.44	1.2	11.6	9.6
80-2	D	55	I	7.85	27.16	0.1748	0.512831 (24)	5.1	3.88	1.23	9.3	7.6
80-6	Ds	55	I(II?)	8.33	29.41	0.1713	0.512814 (14)	5.0	2.92	0.82	12.0	15
80-12	(G-D)c	65	I(II?)	5.35	16.19	0.1998	0.512902 (17)	4.9				
80-14	(G-D)l	69	I(II?)	3.15	10.27	0.1856	0.512958 (09)	6.9	2.07	1.8	7.2	4.0
80-16	Gc	68	I	3.37	11.04	0.1845	0.512953 (22)	6.9				
80-17	Gl	60	I	7.02	24.89	0.1704	0.512816 (14)	5.1	3.15	1.21	9.4	7.8
80-20	(G-D)c	70	I	3.44	10.99	0.1890	0.512877 (08)	5.1				
80-25	Gc	81	I(II?)	1.53	3.62	0.2555	0.513095 (12)	5.1				
86-4	Gc	61	I	3.77	8.93	0.2551	0.513214 (08)	7.5				
75-1	Gc	75	II(I?)	1.48	3.86	0.2315	0.513077 (16)	6.3				
75-10	Gc	74	II(III?)	1.56	3.67	0.2567	0.513196 (16)	7.0				
80-22	Gl	52	II	4.90	16.62	0.1781	0.512903 (09)	6.3	2.55	2.7	9.8	3.6
80-23	Gc	66	II(I?)	3.83	11.79	0.1967	0.512900 (21)	5.1				
80-24	Gc	67	II(III?)	3.06	10.33	0.1792	0.512879 (18)	5.8	3	2.0	7.2	3.5
83-13	(G-D)sl	69	II(III?)	3.07	11.21	0.1656	0.512826 (07)	5.6	3.5	7	4.6	0.6
83-14	(G-D)sc	64	II(III?)	2.64	8.59	0.1859	0.512865 (09)	5.1				
86-1	(G-D)sl	63	II(III?)	3.53	10.67	0.1998	0.513008 (11)	7.0	1.68	2.5	6.5	2.6
86-2	Gc	71	II(I?)	2.63	7.89	0.2015	0.512942 (14)	5.6				
80-5	Ds	57	III	4.54	14.10	0.1948	0.513112 (16)	9.3	1.62	2.0	18.3	10.4
80-7	Ds	63	III	4.40	13.97	0.1903	0.513028 (20)	8.0	1.84	1.8	13.0	6.8

^a Petrography: *B* metabasalt, *D* metadolerite, *B/D* metabasalt or metadolerite, *G* metagabbro, *G-D* metadoleritic gabbro; (*s* cross-cutting; *c* cumulative; *l* noncumulative). Mg = Mg/(Fe'' + Mg) with Fe'''/Fe'' standardized to 0.15

^b Evolutionary stage, on the basis of field discrimination (see text)

Errors on ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd are quoted at the 95% confidence level and are based on within-run statistics. Precision of ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratios is $\pm 0.2\%$. ϵ Nd(500) is the initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio expressed as the fractional deviation in parts per 10⁴ from the contemporaneous ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd of a chondritic (= Bulk Earth) reservoir with the following present-day characteristics (Jacobsen and Wasserburg 1980): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51264, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1966. Incompatible element ratios are compiled for samples with liquid-type features only

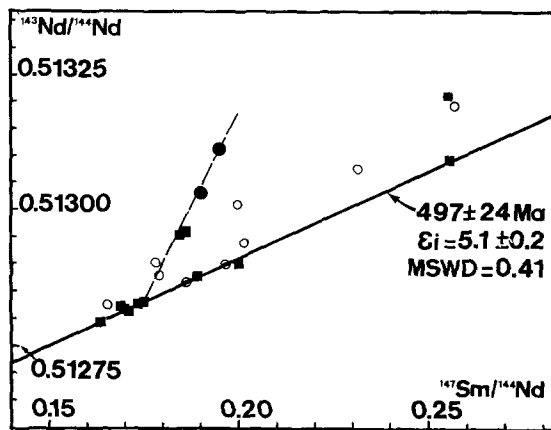


Fig. 3. Sm—Nd isochron diagram for whole-rock samples. Symbols as in Fig. 2, on the basis of initial field discrimination. $\lambda(147\text{Sm}) = 0.00654 \cdot \text{Ga}^{-1}$. The trend displayed by several samples lying off the isochron is shown as a *dashed line*

mantle source heterogeneity has to be invoked. An assessment of the origin of this source heterogeneity and genetic relationships between the second and third stage magmas, (with flat or LREE-depleted patterns and $+5.1 < \epsilon \text{Nd} < +9.3$), and the earlier batch, (with LREE-enrichment and $\epsilon \text{Nd} = +5.1$), requires consideration of both isotope and trace element data. Several samples lying off the isochron define a linear trend on the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/

¹⁴⁴Nd plot (Fig. 3, dashed line) which could correspond to either an “erupted isochron” or a two-component mixing line. If interpreted as an isochron, this line would point to a ca. 2000 Ma age, with an initial ratio equivalent to $\epsilon \text{Nd} = +10$. This value is much too high to be realistic if compared to $\epsilon \text{Nd}(2000)$ estimates for models of depleted mantle (DePaolo 1981) or MORB-source (Zindler 1982). More likely, the linear array can be interpreted in terms of mixing (Langmuir et al. 1978), as indicated by the good hyperbolic relation between ϵNd and an incompatible element ratio like La/Yb (Fig. 4a). The covariation of ϵNd vs Nd content is disturbed by crystal fractionation, and first and third stage samples with high Mg-numbers and a liquid derivation do not plot on the linear trend discussed here. Nevertheless, if a rough linear relation between Mg-numbers and Nd contents is assumed, a crude hyperbolic trend exists between ϵNd and Nd for unfractionated samples (Fig. 4b). It is worth noting here that the ϵNd vs Nd content, or ϵNd vs La/Yb plots, allow the constraint of the minimum value of ϵNd by extrapolating the hyperbola towards infinite Nd concentration, or La/Yb ratio. The resulting value, $\epsilon \text{Nd} = +5$, provides further evidence against the crustal contamination hypothesis. Indeed, these covariations could be accounted for by mixing between two end-members having isotopic and trace element features akin to N-MORB ($\epsilon \text{Nd} = +9.5$, La/Yb = 1.8, Zr/Nb = 40) and E-MORB ($\epsilon \text{Nd} = +5$, La/Yb = 4, Zr/Nb = 10–15) respectively. These end-members are quite consistent with the

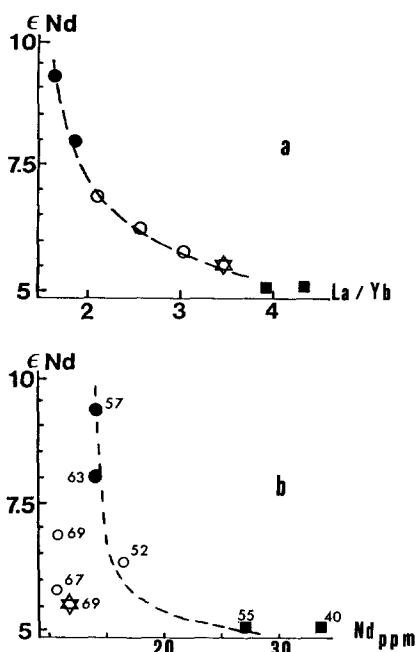


Fig. 4a, b. Variation diagrams of ϵ_{Nd} (500) against La/Yb (a) and Nd content (b) for non-cumulate samples defining the dashed linear trend on the $Sm-Nd$ isochron plot (Fig. 3). Symbols as in Fig. 2: squares first batch samples, full circles third stage dikes, open circles second stage samples, star sample 83-13. In ϵ_{Nd} vs Nd plot, Mg-numbers are reported. Possible mixing curves are shown

normalized trace element diagram (Fig. 2) which points to E-MORB type patterns for first stage magmas, and to T- or N-MORB for the second and third stages (Sun 1980; Holm 1985). However, it can be seen (Fig. 5) that this simple two-component model cannot account for the covariations of other incompatible element, or isotope, ratios involving Th or Nb (La/Th , La/Nb , Nb/Th) and, with more uncertainty due to its possible mobility, Ba. This is best evidenced by the absence of monotonous variation of La/Th , Nb/Th and La/Nb against ϵ_{Nd} , in contrast to smooth covariation of other data. Therefore, a more complicated process, involving a third end-member enriched in Th, but depleted in Nb, seems to be required by the data. The crude ϵ_{Nd} vs Nb/Th trend defined by second and third stage samples allows the determination of a rough lower limit for ϵ_{Nd} of this third component, by extrapolating back the trend to $Nb/Th=0$, which gives a result of about +5. Interestingly, this value is essentially the same as those inferred for the E-MORB-like component, and that would explain why only two end-members are required by the isotopic data. Moreover, the hyperbolic relation of La/Yb vs ϵ_{Nd} shows that the third end-member has the same La/Yb as the E-MORB-like component.

Summarizing, Nd isotope and trace element variations considered together might be accounted for by a model involving three end-members:

- a first one, with E-MORB features (ϵ_{Nd} ca. +5, La/Yb ca. 4, Zr/Nb ca. 15, Th/Nb ca. 0.1, Ba/Th ca. 120, Yb/Nb ca. 0.3), important in the early-stage samples;
- a second one, with N-MORB characteristics (ϵ_{Nd} = +10, La/Yb ca. 1.8, $Zr/Nb=40$, $Th/Nb \leq 0.1$, Ba/Th ca. 200, $Yb/Nb \geq 1$), prominent in the latest-stage dikes;
- a third one, which might have $\epsilon_{Nd} \geq 5$, and more especially, high Th, low Nb ($Th/Nb \geq 0.4$) and high Ba con-

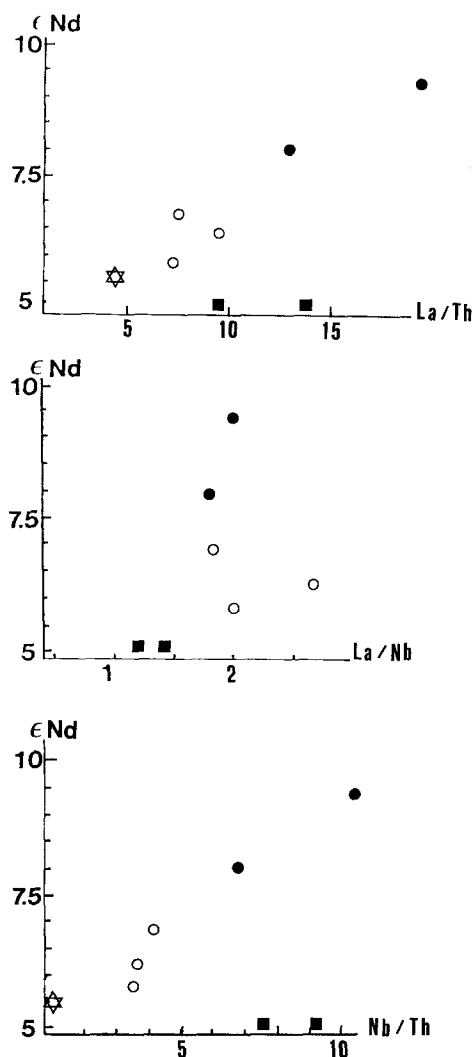


Fig. 5. Diagrams showing that a simple two-component mixing model between first stage samples (square) and third stage dikes (full circles) cannot account for the variations between ϵ_{Nd} (500) and incompatible element ratios involving Th or Nb. Clearly, the crude trend defined by second stage (open circles) and third stage samples cannot be extrapolated towards first stage samples

tents. This component is more perceptible in the second-stage magmas, and inspection of normalized patterns (Fig. 2) shows that a distinct depletion in all the high field strength elements (HFSE) (Zr, Hf, Nb) is clearly displayed by these samples. It might be inferred that sample 83-13, with $\epsilon_{Nd}=5.6$, $Th/Nb=1.5$, $La/Yb=3.5$, $Mg=69$, $Cr=600$ ppm and $Ni=100$ ppm, provides a good estimate of the primary melt of this third end-member (Fig. 2). Taking into account the time sequence from enriched to depleted magmas, a model involving the progressive melting of a composite mantle segment characterized by old, variable enrichment, might be proposed. In this scheme, analogous to the "SOS" (small scale, old heterogeneity, solid state mixing of sources) mantle model of Zindler et al. (1979), the most enriched, less refractory, domains would melt first, producing batch 1 magmas, while a more and more depleted source would contribute the next melts. The third Th-rich, HFSE-poor component might have been introduced at the onset of second stage melt production as suggested by the highest values of Th/Nb ; then it was probably

progressively diluted as shown by the regular decrease of Th/Nb or Th/La from second to third stage samples. However, the negative anomalies in Zr and Hf, and the absence of the positive Nb anomaly typical of E-MORB, on the normalized patterns of first stage samples might indicate that this third component was also involved in the genesis of the earliest melts.

The geochemical features of this third component are reminiscent of "supra-subduction zone" environments (Pearce 1983) and it is interesting to parallel them with mineralogical information provided by the cumulates. Indeed, the main sequence of cumulates is characterized by the minor role of orthopyroxene, and the crystallization order: olivine, clinopyroxene, plagioclase, ilmenite and/or Ti-rich magnetite. This sequence departs from the one observed in abyssal tholeiites (where Cpx fractionates after plagioclase, Church and Riccio 1977), but is classically observed in subduction-related ophiolites (Ohnenstetter 1982; Pearce et al. 1984). Nevertheless, the fractionation trend of batch I liquids, and the position of most of the clinopyroxene cumulates on a Ti vs V plot (not shown) suggest a low fO_2 ($<10^{-10}$) as they point to a $D_{Cpx/liquid} > 1$ for Vanadium (Shervais 1982). This fO_2 is significantly lower than those inferred for subduction environments; however, two cumulates (80-16 and 86-4) are peculiar as they display both high V content with low Ti/V and fairly high REE abundance for cumulates. These characteristics suggest Ti-poor magnetite accumulation from a highly differentiated – albeit not Ti-enriched – liquid. Such fractionation would be in keeping with the nearly calc-alkaline trace-element pattern of sample 83-13.

6.3 Possible time significance of source heterogeneity

Although the slope of the mixing line in the Nd isochron diagram (dashed line on Fig. 3) has no direct age significance, the 4 ϵ -unit difference between its ends (first batch magma and the most radiogenic dike, respectively) may have some time significance if their mantle sources were segregated from a previously homogeneous reservoir during an episodic event. Geologically, this event could be either an internal differentiation phenomenon such as partial melting creating complementary enriched and depleted (in a relative sense) domains, or a variable enrichment by extraneous melts or metasomatic fluids. In either case, fractionation of Sm/Nd ratios would occur, and subsequent closed-system evolution would develop the observed isotopic differences. In order to evaluate the duration of this mantle prehistory of the Chamrousse complex, it is therefore necessary to estimate the parent/daughter ratio of the solid sources of either ends of the mixing trend, i.e., to correct for the changes in Sm/Nd associated with magma generation and fractionation. This approach is of course subject to many inferences, and only very crude estimates can be obtained. Making several assumptions about the effects of fractional crystallisation of primary liquids and the degree of partial melting of the source of each end-member, and using the computations by Zindler et al. (1984) of the change in Sm/Nd during partial melting of various mantle mineralogies, it is possible to calculate fairly loose source differentiation ages ranging from ca. 300 Ma to ca. 500 Ma before the 497 Ma crystallisation of the ophiolite. Thus, if the mantle sources of the depleted and enriched end-members segregated from a common parent during a dis-

crete event, this event probably took place in the Upper Proterozoic (ca. 800–1000 Ma). In a similar fashion, it is possible to calculate the age of segregation of the (relatively) enriched batch 1 source from a model depleted mantle (DePaolo 1981). For example, assuming that the primary liquid of batch 1 had $147 Sm/144 Nd = 0.17$, and that this liquid was produced by 20% partial melting of a spinel lherzolite source, a separation age of 870 Ma (before present) may be computed. In other words, the source of batch 1 might have been produced by an enrichment event of typical depleted mantle at ca. 870 Ma. However, it is equally possible that these age estimates have no geological significance if the sources evolved from different reservoirs and/or underwent multi-episodic or continuous evolution.

7 Conclusions

The Sm–Nd whole-rock 497 ± 24 Ma age of the Chamrousse complex is in good agreement with U–Pb and Rb–Sr datings of other mafic or bimodal suites occurring in the Variscan basement of Western-Central Europe (e.g., Gebauer and Grünfelder 1979; Pin and Lancelot 1982; van Calsteren et al. 1979; Duthou et al. 1981; Gebauer et al. 1981), and indicates a major extensional tectonic regime in the region in Upper Cambrian-Lower Ordovician times. The precise geodynamic significance of this extensional event is still debated. In most preserved occurrences, mafic rocks are associated with felsic meta-volcanics and clastic meta-sediments (constituting the so-called leptyno-amphibolitic groups) which rule out a truly oceanic origin. On this basis, models involving tectonic environments such as intra-continental rift (van Calsteren et al. 1979) or ensialic marginal basin (Piboule and Briand 1985; Giraud et al. 1985; Bodinier et al. 1986) have been put forward. Besides, one of the most typical features of many leptyno-amphibolitic groups is their HP-HT metamorphic imprint, especially documented by widespread eclogite occurrences, which strongly suggests that these formations were brought down to mantle depths, possibly by some kind of subduction processes, in Silurian times (Pin and Vielzeuf 1983). Although essentially similar in age, the Chamrousse complex differs significantly from the leptyno-amphibolitic groups, since felsic rocks are very subordinate. Likewise, its post-magmatic evolution is unusual since only medium grade metamorphism is recorded, implying that this segment did not suffer subduction processes in contrast to the leptyno-amphibolitic series.

The stratigraphic cover of the Chamrousse ophiolite is poorly documented. However, the upper part of the preserved sequence includes significant amounts of metatuffs and some layers of immature metagreywackes with calc-alkaline characters, while pelagic sediments are absent. These features preclude a major ocean ridge setting, but might be reminiscent of the meta-sedimentary environment of some leptyno-amphibolitic groups. Indeed, formations quite comparable to typical leptyno-amphibolitic groups occur elsewhere in the Belledonne Massif (Carne 1975; Ménot et al. 1984). Interestingly, these formations display a continuous gradation from a dominantly felsic, eclogite-bearing (Liégeois and Duchesne 1981), leptyno-amphibolitic association (Aiguilles Rouges area), to more homogeneous amphibolites, with subordinate K-poor felsic layers, completely devoid of eclogite (southern Belledonne), which are fairly similar to the upper part of the Chamrousse com-

plex. However, in the absence of geochronologic data, it is impossible to assess the significance of this spatial evolution.

In any case, the Nd isotopic characteristics of the Chamrousse complex demonstrate that the Upper Cambrian-Lower Ordovician extensional phase reached a true oceanic stage, as ancient depleted mantle reservoirs were tapped. In the present case, any significant crustal contamination seems to be ruled out by Nd and trace element features, which point to complex petrogenetic processes involving mixing between N-MORB-like and E-MORB-like end-members with a third component having subduction zone geochemical affinity. As a result, a subduction-related ensimatic extensional environment is suggested.

In a more general way, it is worth emphasizing that other oceanic lithosphere remnants are known in the European Variscides, e.g., the Lizard complex (Kirby 1979) for which a Devonian age has been evidenced (Davies 1984), or the ca. 350 Ma old ophiolites of the Polish Sudetes (C. Pin et al. in preparation). Thus, in marked contrast with classical ideas, the Hercynian belt is not devoid of ophiolites, but at least two oceanisation stages, separated by major tectonic events in middle Palaeozoic times, were involved in its geodynamic evolution.

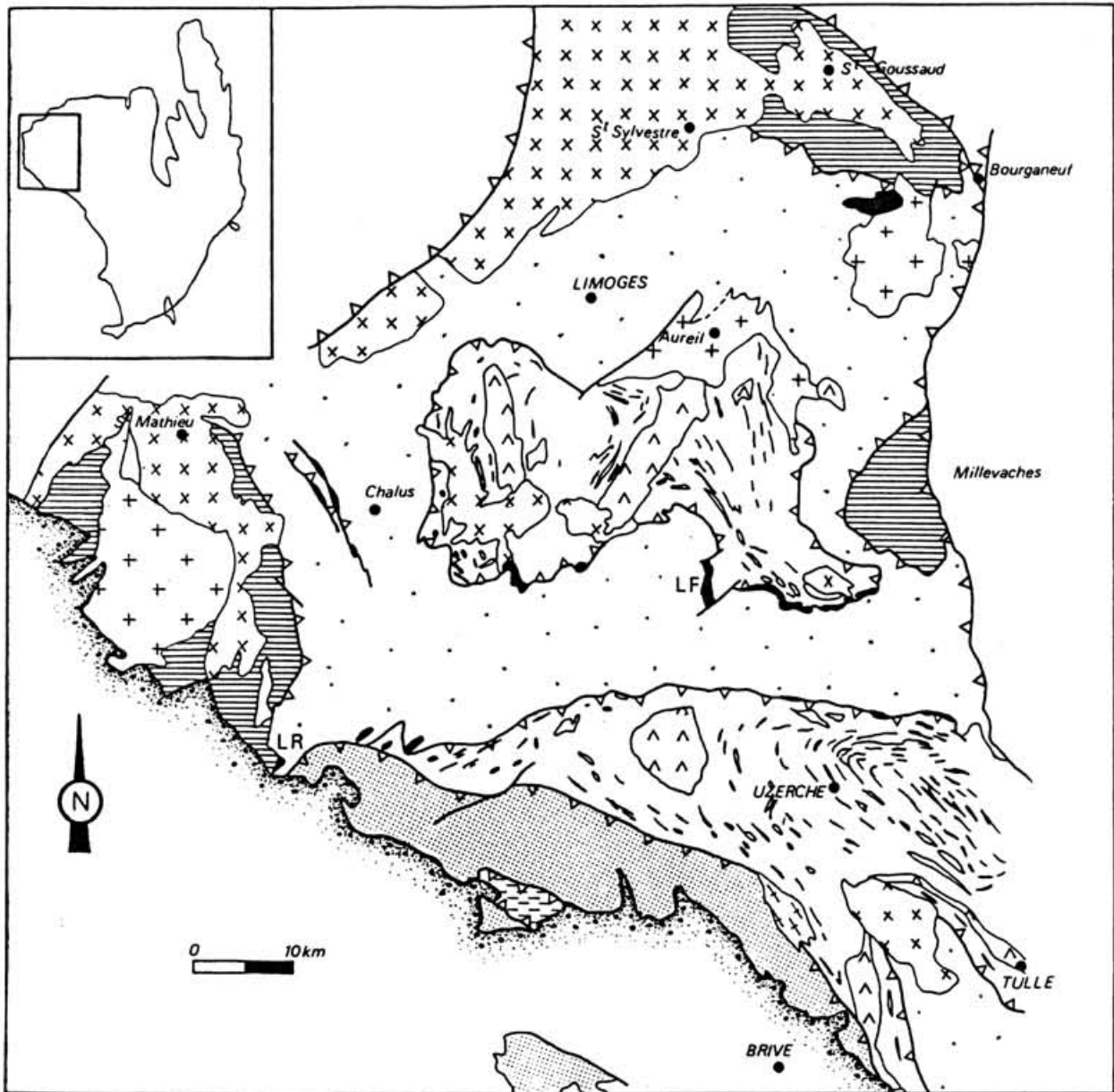
Acknowledgements. C.P. thanks P. Gaudon for access to the XRF facilities of Ecole des Mines d'Alès. Detailed and constructive reviews by R.M. Shackleton and P.L. Smedley are gratefully acknowledged.

References

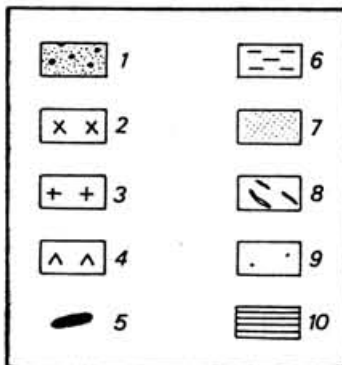
- Bard JP, Burg JP, Matte P, Ribeiro A (1980) La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26th Int Geol Congr Mém B.R.G.M. 108:233–246
- Behr HJ, Engel W, Franke W, Giese P, Weber K (1984) The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109:15–40
- Bernard-Griffiths J, Peucat JJ, Cornichet J, Iglesias M, Gil-Ibarguchi I (1985) U–Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving morb-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem Geol* 52:217–225
- Bodinier JL, Dupuy C, Dostal J, Carme F (1981) Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex, (Belledonne Massif, Alps). *Contrib Mineral Petrol* 78:379–388
- Bodinier JL, Giraud A, Dupuy C, Leyreloup A, Dostal J (1986) Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull Soc Géol Fr* 8:115–123
- van Calsteren PWC, Boelrijk NAIM, Hebeda EH, Priem HNA, den Tex E, Verdurmen EAT, Verschure RH (1979) Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed early Paleozoic mantle plume. *Chem Geol* 24:35–56
- Carme F (1973) Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C R Acad Sci Paris* 277:2309–2312
- Carme F (1975a) Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales): une variante originale de complexe alpine-type et un jalon majeur d'une ceinture basique Briovérienne. *C R Acad Sci Paris* 281:223–226
- Carme F (1975b) Essai d'interprétation unitaire des corps de roches basiques et ultra-basiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les massifs cristallins externes alpins. *C R Acad Sci Paris* 281:351–354
- Church WR, Riccio M (1977) Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequence in ophiolites and their classification. *Can J Earth Sci* 14:1156–1165
- Davies GR (1984) Isotopic evolution of the Lizard complex. *J Geol Soc* 141:3–14
- DePaolo DJ (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range, and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291:193–196
- Ducrot J, Lancelôt J, Marchand J (1983) Datation U–Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet Sci Lett* 62:385–394
- Dupuy C, Dostal J (1984) Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet Sci Lett* 67:61–69
- Duthou JL, Piboule M, Gay M, Dufour E (1981) Datations radiométriques Rb–Sr sur les orthogranulites des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *C R Acad Sci Paris* 292:749–752
- Faris JP, Warton JW (1962) Anion exchange resin separation of the rare-earths, Yttrium and Scandium in nitric acid-methanol mixtures. *Anal Chem* 34:1077–1080
- Fletcher IR, Rosman KJR (1982) Precise determination of initial Nd from Sm–Nd isochron data. *Geochim Cosmochim Acta* 46:1983–1987
- Gebauer D, Grünenfelder M (1979) U–Pb zircon and Rb–Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Munchberg gneiss massif, northeast Bavaria. *Earth Planet Sci Lett* 42:35–44
- Gebauer D, Bernard-Griffiths J, Grünenfelder M (1981) U–Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. *Contrib Mineral Petrol* 76:292–300
- Giraud A, Marchand J, Dupuy C, Dostal J (1985) Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (french Massif Central). *Lithos* 17:203–221
- Hawkesworth CJ, van Calsteren PWC (1984) Radiogenic isotopes – Some geological applications. In: Henderson P (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp 375–421
- Holm PE (1985) The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chem Geol* 51:303–323
- Jacobsen SB, Wasserburg GJ (1979) Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite Complex and the evolution of the source of mid-ocean ridge basalts. *J Geophys Res* 84:7429–7445
- Jacobsen SB, Wasserburg GJ (1980) Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet Sci Lett* 50:139–155
- Kirby GA (1979) The Lizard complex as an ophiolite. *Nature* 282:58–61
- Krebs W, Wachendorf H (1973) Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Geol Soc Am Bull* 84:2611–2630
- Langmuir CH, Bender JF, Bence AE, Hanson GN, Taylor SR (1977) Petrogenesis of basalts from the Famous area: Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet Sci Lett* 36:133–156
- Langmuir CH, Vocke RD, Hanson GN, Hart SR (1978) A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet Sci Lett* 37:380–392
- Liégeois JP, Duchesne JC (1981) The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos* 14:35–48
- McCulloch MT, Cameron WE (1983) Nd–Sr isotopic study of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence for a subduction-related setting. *Geology* 11:727–731
- Matte P (1986) La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull Soc Géol Fr* 8:9–24
- Ménot RP (1979) Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchillienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). *Géol Alp* 55:93–110

- Ménot RP, Peucat JJ, Piboule M, Scarenzi D (1984) Cambro-Ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne Massif, french external alpine domain). Meeting "Ophiolites through time", Nancy, France, p 43
- Ohnenstetter M (1982) Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse, Université Nancy I
- O'Nions RK, Hamilton PJ, Evensen NM (1977) Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett* 34:13–22
- Paquette JL, Peucat JJ, Bernard-Griffiths J, Marchand J (1985) Evidence for old precambrian relics shown by U–Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of south Brittany, France. *Chem Geol* 52:203–216
- Pearce JA (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publ, pp 230–272
- Pearce JA, Lippard SJ, Roberts S (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar BP, Howells MF (eds) *Marginal Basin Geology*. Blackwell Publ, pp 77–94
- Peucat JJ, Cogné J (1977) Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. *Nature* 268:131–132
- Piboule M, Briand B (1985) Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the french Massif Central: origin of the protholiths. *Chem Geol* 50:189–199
- Pin C, Lancelot J (1982) U–Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 79:1–12
- Pin C, Vielzeuf D (1983) Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93:47–74
- Shervais JW (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci Lett* 59:101–118
- Sun SS (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos Trans R Soc London Ser A* 297:409–444
- den Tex E (1950) Les roches basiques et ultra-basiques du lac Robert et le Trias de Chamrousse. *Leidse Geol Meded* 15:1–204
- Thompson RN (1982) Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott J Geol* 18:49–107
- Thompson RN, Morrison MA, Dickin AP, Hendry GL (1983) Continental flood basalts ... Arachnids rule OK? In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publ, pp 158–185
- Wasserburg GJ, Jacobsen SB, DePaolo DJ, McCulloch MT, Wen T (1981) Precise determination of Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 45:2311–2323
- Zindler A (1982) Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. In: Arndt NT, Nisbet EG (eds) *Komatiites*. George Allen & Unwin, pp 399–420
- Zindler A, Hart SR, Frey FA, Jakobsson SP (1979) Sr and Nd isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts: evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. *Earth Planet Sci Lett* 45:249–262
- Zindler A, Staudigel H, Batiza R (1984) Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity. *Earth Planet Sci Lett* 70:175–195
- Zwart HJ (1967) The duality of orogenic belts. *Geol Mijnbouw* 46:283–309

Received October 15, 1986 / Accepted March 20, 1987



Carte schématique du Limousin (d'après Floc'h, 1985)



- 1 - couverture post-hercynienne
- 2 - leucogranites
- 3 - autres granites
- 4 - tonalites
- 5 - massifs basiques/ultrabasiques
- LF : La Flotte LR : La Rebière
- 6 - unité (5) de Génis, métasédiments et roches vertes
- 7 - unité (4) de Thiviers-Payzac, volcanosédimentaire
- 8 - unité (3) gneiss gris à reliques éclogitiques
- 9 - unité (2) gneiss micaschisteux
- 10 - unité inférieure micaschisteuse (1)

Les massifs basiques-ultrabasiques du Limousin: résultats Sm-Nd préliminaires

I - Introduction

Le socle du Limousin est caractérisé par d'abondantes intercalations basiques et ultrabasiques qui ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques (en particulier Piboule, 1979; Santallier, 1981; Cabanis et al., 1983).

Certains exemples d'amphibolites et d'éclogites peuvent évoquer les groupes leptyno-amphiboliques (GLA) des domaines plus orientaux du Massif Central, notamment par leur âge et leur empreinte métamorphique de HP (par exemple, massif de Sauviat, daté à 496 Ma, Gebauer et al., 1981). Par contre, de nombreux massifs associant roches basiques et ultrabasiques apparaissent relativement plus originaux, bien que des équivalents possibles puissent aussi exister à l'Est du Sillon Houiller, par exemple Najac (Bodinier, 1983), ou Firmi.

Ces complexes, décrits par Chenevoy et al. (1962) dans le périmètre de la carte géologique au 80 000ème de Limoges, ont connu récemment un regain d'intérêt et suscité des interprétations géodynamiques contradictoires:

- pour les uns, on serait en présence des restes d'un "complexe ophiolitique démembré d'une fraîcheur remarquable", constitué de roches non métamorphosées (Mercier et al., 1982; Girardeau et al., 1986);

- pour les autres, il s'agirait de massifs stratifiés différenciés, mis en place à BP en milieu crustal lors d'un épisode de distension, et ayant subi comme leur encaissant une évolution métamorphique polyphasée (Piboule, 1979; Santallier, 1981; Maillet et al., 1984). A ces complexes différenciés s'ajoutent, en volume subordonné, des massifs de lherzolites à grenat primaire, interprétés comme des écailles exotiques dérivant du manteau sous-continentale (Bonnot & Piboule, 1980; Maillet et al., 1984).

Le premier point de désaccord, portant sur l'empreinte métamorphique des massifs semble résolu par la présence de disthène, corindon +/- zoïsite dans les métagabbros alumineux (Maillet et al., 1984). Ces associations impliquent que des pressions minimales de l'ordre de 12 kb ont été atteintes lors de l'évolution précoce de ces massifs (Egal et al., 1985). De fait, Mercier et al. (1985) admettent un passage "probable" dans les conditions du faciès granulite, mais réitèrent leur interprétation des massifs non éclogitiques comme les "restes de plancher océanique formé à une ride médio-océanique".

La géochimie isotopique du Nd peut apporter une contribution à ce débat. On sait en effet que c'est dans les matériaux (basaltes et gabbros) océaniques que se rencontrent les compositions isotopiques de Nd les plus radiogéniques (ENd=+9 à +13 actuellement), et de Sr les moins radiogéniques

($87\text{Sr}/86\text{Sr}=0.7026$). Des compositions isotopiques de Nd également très radiogéniques ont été mesurées dans des xénolithes de péridotites associés à des basaltes alcalins continentaux (Stosch & Lugmair, 1986; Downes & Dupuy, 1986). Cependant, ces résultats ne concernent pas des magmas basaltiques. De plus, leur occurrence apparaît relativement limitée, et en tout cas sans commune mesure avec la généralité des N-MORB. Par conséquent, dans l'état actuel des connaissances, la détermination d'END initiaux très élevés sur des roches magmatiques constitue un argument de poids en faveur d'une origine à partir d'un manteau très appauvri de longue date, de type océanique. Il convient de noter, en revanche, que des END plus faibles, mais positifs, ne constitueraient pas une preuve à l'encontre d'une origine océanique, car les segments de ride anormaux et les îles océaniques montrent fréquemment des END sensiblement moins élevés que les N-MORB.

Une étude Sm-Nd des massifs différenciés du Limousin était donc souhaitable, d'autant plus qu'un essai de datation U-Pb de zircons extraits des gabbros du massif de la Flotte (Lafon, 1986) avait fourni des résultats surprenants (intercept supérieur à 2.89 Ga, intercept inférieur à 242 ± 6 Ma), qu'il était intéressant de confronter aux données d'un autre système radiogénique.

II - Résultats et discussion

Les teneurs peu élevées en Terres Rares ne permettant pas d'utiliser la technique de routine, appropriée au traitement de prises < 200 mg, seuls quatre échantillons ont été analysés pour l'instant, appartenant aux massifs de La Rebière et de La Flotte (Maillet, 1987).

Ces résultats préliminaires (Tableau) fournissent cependant quelques enseignements. D'un point de vue chronologique, aucun alignement n'est défini dans un diagramme $143\text{Nd}/144\text{Nd}-147\text{Sm}/144\text{Nd}$, ce qui suggère que les échantillons analysés ne sont pas synchrones et cogénétiques, ou que le système Sm-Nd a été perturbé postérieurement à l'histoire magmatique. Des analyses plus nombreuses, sur des échantillons supposés par ailleurs cogénétiques, pourront aider à répondre à cette question.

Afin d'évaluer l'hypothèse d'un âge très ancien (cf. intercept supérieur sur zircons à 2.89 Ga), la composition isotopique de chaque échantillon a été corrigée de la production in situ de 143Nd pour une période de 2.9 Ga. Ce type de calcul suppose évidemment que le rapport $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ mesuré n'a pas subi de modification majeure au cours de l'histoire post-magmatique. A l'exception de l'échantillon 296, que son rapport $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ proche de la valeur chondritique peu sensible à la correction d'âge, ce calcul conduit à des résultats compris entre -6 et -19. Des valeurs aussi négatives supposeraient un réservoir source caractérisé par un enrichissement séculaire en Terres Rares légères

Echant.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(0)	ENd(500)	ENd(2900)	Age modèle (Ma)
La Flotte								
152-1	0.576	1.544	0.2257	0.512869 (16)	+4.5	-6.4	-6.4	1200 (CHUR)
296	0.145	0.473	0.1858	0.512894 (19)	+5.0	+5.7	+9.1	850 (DM)
La Reblère								
R 66	0.246	0.611	0.2431	0.513123 (11)	+9.4	+6.5	-8.0	1580 (CHUR)
R 70	0.237	0.520	0.2758	0.513211 (11)	+11	+6.1	-19	1100 (CHUR)

Pétrographie:

152-1 : gabbro; 296 : péridotite chloriteuse;

R 66 : lherzolite pauvre en Cpx; R 70 : lherzolite à ruban de webstérite

important. Seul un vieux segment de croûte continentale pourrait satisfaire cette condition. Or, une source crustale est évidemment exclue pour ces matériaux basiques/ultrabasiques appauvris en Terres Rares légères, ce qui suffit à démontrer l'impossibilité d'un âge Archéen, qui apparaissait d'ailleurs très peu probable a priori (Lafon, 1986).

Les zircons anciens mis en évidence dans les gabbros de La Flotte sont donc hérités, soit d'un contaminant crustal, soit de la source mantellique.

La première hypothèse est considérée comme peu vraisemblable par Lafon (1986), car le gabbro de La Flotte conserve une "caractéristique océanique en ce qui concerne les profils de Terres Rares", et ses zircons ont des teneurs en U faibles, a priori peu compatible avec une origine crustale. De plus, des zircons aussi anciens sont pour l'instant inconnus dans le Massif Central, voire même en Europe moyenne.

Lafon (1986) envisage donc que l'âge à 2.9 Ga traduit plutôt un "héritage de zircons mantelliques ayant résisté à la fusion partielle du manteau supérieur conduisant à la formation des massifs basiques et ultrabasiques".

En fait, cette hypothèse paraît difficile à soutenir pour deux raisons.

D'une part, les données acquises jusqu'à présent sur des zircons d'origine mantellique, que ce soit dans des péridotites à grenat (Gebauer & Grünenfelder, 1978) ou dans des kimberlites (Davis, 1977, 1978; Davis et al., 1976), semblent plutôt suggérer que l'accumulation de Pb radiogénique ne commence à être effective que lorsque les zircons et leur roche hôte sont extraits du manteau. Notons toutefois que la rétention de Pb radiogénique, même à haute température, n'est peut être pas à exclure totalement, compte tenu des très faibles coefficients de diffusion du Pb dans le zircon (Shestakov, 1972). De même, la préservation d'une très ancienne mémoire isotopique (Sm-Nd) dans des grenats et clinopyroxènes inclus dans des diamants (Richardson et al., 1984; Richardson, 1986) montre que dans certains cas particuliers de blindage, la diffusion du Nd peut être considérée comme négligeable, ce qui incite à une certaine prudence vis-à-vis des hypothèses d'héritage mantellique.

Une objection plus sérieuse peut être faite à propos de l'éventuelle survivance du zircon lors de la fusion partielle du manteau. En effet, la solubilité de ce minéral dans les magmas basaltiques est extrêmement élevée (9000 ppm Zr à 1100°C, Dickinson & Hess, 1982), de sorte que tout zircon pré-existant dans la source mantellique aurait dû être totalement dissout, dans la mesure où des conditions de fort déséquilibre paraissent peu probables à ce stade.

Un modèle de contamination crustale semble donc le plus apte à rendre compte de l'existence de vieux zircons dans les gabbros de La Flotte. De fait, si l'on retient un âge voisin de 500 Ma, l'END calculé pour l'échantillon de gabbro provenant de ce massif est relativement bas (+2.2), et tout à fait compatible avec une contamination substantielle.

L'absence d'enrichissement en Terres Rares légères invoquée à l'encontre de l'hypothèse de contamination (Lafon, 1986) n'est pas réductrice, car on peut envisager comme contaminant un sédiment mature (quartzite) dans lequel le zircon serait le minéral hôte dominant des Terres Rares. Or, le zircon est caractérisé par un appauvrissement marqué en Terres Rares légères. D'éventuels blindages des cristaux de zircons dans des grains de quartz auraient d'ailleurs pu favoriser leur résistance vis-à-vis des phénomènes de dissolution par le magma basique (Compston et al., 1986). Par conséquent, on peut considérer que la présence de zircons anciens dans les métagabbros de La Flotte peut résulter d'un phénomène de contamination crustale. Ce modèle, démontré pour les basaltes de Kambalda (Compston et al., 1986) ainsi que pour des plagiogranites ophiolitiques (Wright & Wyld, 1986), implique un environnement de mise en place ensialique s.l. Ceci semble donc favoriser l'hypothèse de complexes différenciés, intrusifs dans un domaine de distension n'ayant pas atteint un stade franchement océanique, en ce qui concerne le massif de La Flotte tout au moins. Des analyses isotopiques plus nombreuses, portant en particulier sur les gabbros "transitionnels", enrichis en Terres Rares légères, reconnus par Mercier et al. (1985) sont cependant nécessaires pour confirmer ce modèle.

La présence d'ultrabasites d'origine très profonde (20 kb, Maillet, 1987), caractérisées par des ENd500 d'environ +6 dans le massif de La Rebière (Tableau), montre cependant qu'un manteau à fort appauvrissement séculaire a également été impliqué. Ces résultats seraient compatibles avec une origine sous-océanique. Cette hypothèse s'accorde mal, a priori, avec les affinités sous-continentalles déduites de la composition chimique des spinelles et des clinopyroxènes (Maillet, 1987), quoique des péridotites mantelliques à ENd très élevés existent sous des domaines de croûte continentale (Downes & Dupuy, 1986; Stosch & Lugmair, 1986).

Le découplage apparent des caractères isotopiques et chimico-minéralogiques pourrait résulter de l'intervention de phénomènes d'enrichissement récents (par rapport à l'âge Paléozoïque inférieur présumé), d'un manteau appauvri de longue date. D'un point de vue géologique, ce processus pourrait correspondre à la remontée de manteau convectif, appauvri, vers des niveaux structuraux plus élevés, dans un contexte d'amincissement de la lithosphère continentale. A l'évidence, des études géochimiques plus détaillées, et une approche pluri-disciplinaire, sont nécessaires pour mieux définir l'origine et l'évolution de ces péridotites mantelliques.

III - Conclusion

Ces mesures Sm-Nd préliminaires, et la rediscussion des résultats U-Pb qu'elles permettent, excluent un âge Précambrien ancien pour les massifs basiques-ultrabasiques du

Limousin. Elles montrent par ailleurs la présence conjointe de gabbros, vraisemblablement contaminés par un composant crustal (La Flotte), et de matériaux ultrabasiques témoins d'un manteau appauvri, d'affinité asthénosphérique (La Rebière). Ces résultats suggèrent un modèle de distension ensialique, précurseur d'une océanisation vraie. L'évolution ultérieure, et en particulier le degré de développement de cette zone océanique naissante, reste ici matière à spéculations.

REFERENCES

Bodinier J.L., 1983 - Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Conséquences géotectoniques. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXV: 185-193.

Bonnot H. & Piboule M., 1980 - Mise en évidence d'une dualité d'origine des ultrabasites à grenat du Limousin et recherche de la signification des péridotites d'origine mantellique dans le Massif Central français. C. R. Acad. Sc. Paris, 291: 129-132.

Cabanis B., Guillot P.L., Santallier D., Jaffrezic H., Meyer G. & Treuil M., 1983 - Apport des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. Bul. Soc. géol. France, Paris, (7), XXV: 563-575.

Chenevoy M., Forestier F.H. & Gay M., 1962 - Les complexes ultrabasiques différenciés du Haut-Limousin. Bull. Serv. Carte Géol., 59: 935-962.

Compston W., Williams I.S., Campbell I.H. & Gresham J.J., 1986 - Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. Earth Planet. Sci. Lett., 76: 299-311.

Davis G.L., 1977 - The ages and Uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. Carnegie Inst. Year Book, Geophys. Lab., 76: 631-635.

Davis G.L., 1978 - Zircons from the mantle. 4th Intern. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol., Geological Survey Open-File Report: 86-88.

Davis G.L., Krogh T.E. & Erlank A.J., 1976 - The ages of zircons from kimberlites from South Africa: Carnegie Inst. Year Book, Geophys. Lab., 75: 821-824.

Dickinson J.E. & Hess Jr P.C., 1982 - Zircon saturation in lunar basalts and granites. Earth Planet. Sci. Lett., 57: 336-344.

Downes H. & Dupuy C., 1986 - Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central,

France. Earth Planet. Sci. Lett., 82: 121-135.

Egal E., Santallier D., Maillet N. & Piboule M., 1985 - Evolution métamorphique des lherzolites mantelliques et des cumulats basiques et ultrabasiques en Limousin. Géol. Prof. France 2, BRGM, 3: 7-34.

Gebauer D., Bernard-Griffiths J. & Grünenfelder M., 1981 - U-Pb zircon and monazite dating of a mafic, ultramafic complex and its country rocks, example: Sauviat-sur-Vige, french Central Massif. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 292-300.

Gebauer D. & Grünenfelder M., 1978 - U-Pb zircon dating of alpine-type garnet-peridotites example: Val Ultimo (Eastern Alps, Northern Italy). 4th Intern. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol., Geological Survey Open-File Report: 135-137.

Girardeau J., Dubuisson G. & Mercier J.C., 1986 - Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. Bull. Soc. géol. France, (8) II : 849-860.

Lafon J.M., 1986 - Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français: Le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 152 p.

Maillet N., 1987 - Dualité d'origine des massifs ultrabasiques limousins. Implications géodynamiques. Thèse Doc. Univ. Lyon I, 150 p.

Maillet N., Piboule M., Santallier D. & Cabanis B., 1984 - Diversité d'origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin. Géol. Prof. France 1, 3: 1-24.

Mercier J.C.C., Pozzo di Borgo M., Frison J.Y. & Girardeau J., 1982 - Les associations basiques et ultrabasiques du Bas-Limousin: reste d'un complexe ophiolitique démembré d'une remarquable fraîcheur. 9ème R.A.S.T., Paris, résumé, p. 430.

Mercier J.C.C., Girardeau J., Prinzhofer A. & Dubuisson G., 1985 - Les complexes ophiolitiques du Limousin: structure, pétrologie et géochimie. Doc. B.R.G.M., 95-3: 35-48.

Piboule M., 1979 - L'origine des amphibolites: approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central français. Thèse Doc. Sc. Nat. Univ. C. Bernard, Lyon, 1003 p.

Richardson S.H., 1986 - Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragneiss. Nature, 322: 623-626.

Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J. & Harris J.W., 1984 - Origin of diamonds in old enriched mantle. Nature, 310: 198-202.

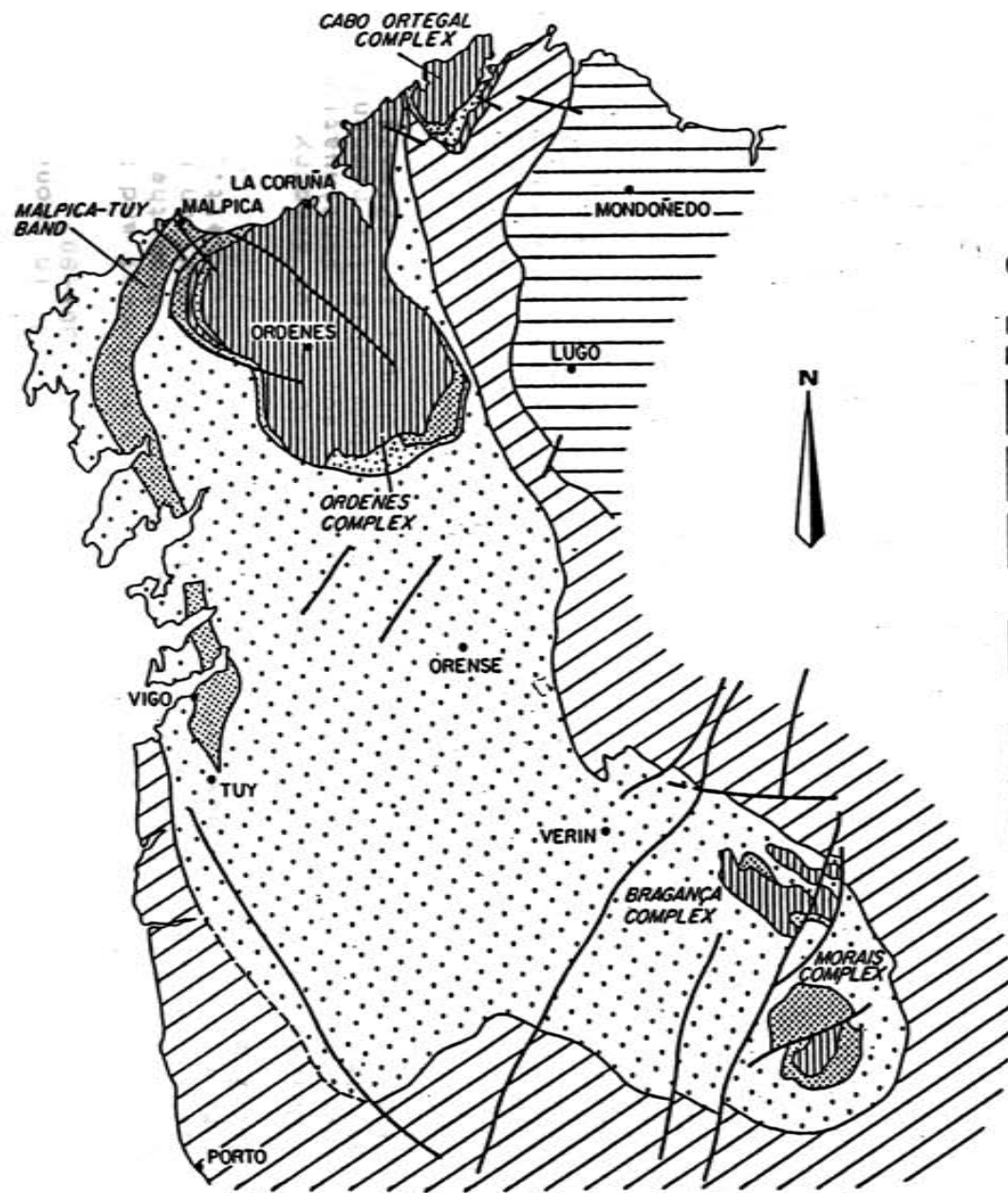
Santallier D., 1981 - Les roches basiques dans la série

métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central, France. Thèse Doc. Sc. Nat., Univ. Orléans, 470 p.

Shestakov G.I., 1972 - Diffusion of lead in monazite, zircon, sphene, and apatite. *Geochem. Intern.*, 801-807.

Stosch H.G. & Lugmair G.W., 1986 - Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 281-298.




Wright J.E. & Wyld S.J., 1986 - Significance of xenocrystic Precambrian zircon contained within the southern continuation of the Josephine ophiolite: Devils Elbow ophiolite remnant, Klamath Mountains, northern California. *Geology*, 14: 671-674.



LEGEND

GALICIA - TRAS-OS-MONTES ZONE

DOMAIN OF THE COMPLEXES WITH MAFIC AND RELATED ROCKS: METAMORPHIC EVOLUTION

-  PROGRADE METAMORPHISM DURING THE CATAZONAL ECLOGITIC-GRANULITIC EPISODE
-  PROGRADE METAMORPHISM DURING THE AMPHIBOLITIC EPISODE
-  PROGRADE METAMORPHISM DURING THE GREENSCHIST EPISODE

 SCHISTOSE DOMAIN OF GALICIA-TRAS-OS-MONTES

 CENTRAL IBERIAN ZONE

 WEST ASTURIAN-LEONESE ZONE

SCALE



Fig. 1 - Schéma de situation de l'unité de Malpica-Tuy et des complexes catazonaux du NW ibérique (d'après Gil Ibarguchi & Arenas, 1988).

Caractérisation géochimique et isotopique préliminaire de la zone de Malpica-Tuy (Galice) : témoin d'une marque passive Ordovicienne subductée?

I - Introduction

Le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique est classique pour ses complexes basiques et ultra-basiques catazonaux, qui comptent parmi les plus remarquables de la Chaîne Hercynienne d'Europe (Fig. 1).

Malgré de nombreuses études, ces complexes ont fait l'objet d'interprétations contradictoires, tant du point de vue de leur âge que de leur signification structurale.

Pour les uns (Ribeiro et al., 1964; Anthonioz, 1969; Ries & Shackleton, 1971; Bayer & Matte, 1979), on est en présence des témoins d'une vaste nappe de socle de haut degré métamorphique pré-varisque, charriée sur des unités plus faiblement métamorphisées à l'époque calédonienne ou hercynienne.

Pour les autres (Matte & Ribeiro, 1967, et l'ensemble de l'École de Leiden), ces complexes sont subautochtones et ont valeur d'extrusions du socle Précambrien perçant sa couverture Paléozoïque.

Les travaux les plus récents ont principalement été consacrés au plus spectaculaire de ces complexes, Cabo Ortegal, sans qu'un réel consensus ne se dégage, ni en ce qui concerne l'âge des protolithes (Précambrien ou Paléozoïque inférieur?, van Calsteren, 1977; Kuijper, 1979; Bernard-Griffiths et al., 1985), ni en ce qui concerne leur origine: intracontinentale, à l'aplomb d'une panache mantellique selon van Calsteren (1977), ou bien océanique selon Bernard-Griffiths et al. (1985) pour Cabo Ortegal, ou Badham & Williams (1981) et Williams (1983) pour le complexe voisin d'Ordenes.

Toutefois, la mise en évidence de nettes affinités océaniques (Bernard-griffiths et al., 1985) plaide en faveur des hypothèses allochtonistes, qui sont également en bon accord avec l'environnement immédiat, épi-métamorphique, du massif de Cabo Ortegal, évocateur d'un mélange Siluro-Dévonien (van der Mehr Mohr, 1975; Bayer & Matte, 1978), et celui du complexe d'Ordenes (Anthonioz & Ferragne, 1978).

A l'Ouest des complexes de type Cabo Ortegal-Ordenes, l'unité de Malpica-Tuy (Ibarguchi & Ortega-Girones, 1985), ou "blastomylonitic graben" de l'École hollandaise (den Tex & Floor, 1967), présente un intérêt tout particulier car elle associe, dans un contexte de métasédiments d'origine supracrustale, des roches basiques - dont certaines éclogitisées à relativement basse température (van der Wegen, 1978) - à des orthogneiss calco-alcalins à per-alcalins (Floor, 1966; Arps, 1970). En ce sens, l'unité de Malpica-Tuy apparaît donc comme un jalon possible entre les unités, principalement basiques-ultrabasiques et éclogitisées de type C. Ortegal, et les domaines franchement continentaux n'ayant

pas subi de métamorphisme de HP.

Comme pour les autres complexes catazonaux, l'interprétation structurale de cette unité a été controversée: domaine polymétamorphique autochtone selon l'équipe hollandaise, restes d'une nappe selon les autres (Ries & Shackleton, 1971; Anthonioz & Ferragne, 1978). En fait, le caractère tangentiel de la tectonique majeure milite fortement en faveur de l'interprétation allochtoniste (Ibarguchi & Ortega-Girones, 1985).

Par ailleurs, deux résultats radiométriques Rb-Sr (R.T.) permettent d'envisager un âge Ordovicien pour les orthogneiss alcalins (Priem et al., 1971), ainsi que pour les orthogneiss à biotite seule, dits calco-alcalins (Garcia-Garzon et al., 1981).

Par son contenu lithologique, essentiellement continental, et son évolution métamorphique de HP/BT, l'unité de Malpica-Tuy est extrêmement originale, non seulement dans le cadre du Nord-Ouest Ibérique, mais aussi dans l'ensemble de la Chaîne Hercynienne, où les rares reliques d'un métamorphisme de HP/BT sont généralement associées à un contexte plus "ensimatique" (Groix, Sudètes). De plus, la superposition d'un magmatisme bimodal, (sous réserve que les orthogneiss et les metabasites soient contemporains), et d'un métamorphisme de HP, rappelle un caractère typique des "groupes leptyno-amphiboliques", et permet d'envisager, à titre d'hypothèse de travail, une origine et une évolution voisines.

On trouvera ici un bref exposé des résultats préliminaires obtenus avec J.I. Gil Ibarguchi (Bilbao) en vue de caractériser, des points de vue géochimique (Tab. 1) et isotopique, les roches orthodérivées de l'unité de Malpica-Tuy.

II - Resultats

L'échantillonnage en cours d'étude comprend:

- des orthogneiss "calco-alcalins",
- des orthogneiss (per)alcalins,
- des metabasites (amphibolites, éclogites, ainsi qu'un métasédiment encaissant). Les données isotopiques (Tab. 2) ne sont actuellement disponibles que pour ces dernières.

a) - Les deux amphibolites non éclogitiques (85-4a et 85-4b) ont été échantillonnées dans la partie la plus méridionale de l'unité, au Sud de Vigo.

Les spectres normalisés aux chondrites des éléments incompatibles réputés peu mobiles (hormis Sr) sont caractérisés par un fort fractionnement des Terres Rares ($La/LuN = 8$ et 11) et de fortes anomalies négatives en titane (Fig. 2a) Ces dernières peuvent traduire un fractionnement préalable d'oxydes ferro-titanés (El Azzouzi et al., 1982). Les teneurs particulièrement élevées en Nb relativement à Zr et Y, mettent en évidence les affinités alcalines très nettes de ces amphibolites: $Zr/Nb=3-4$; $Y/Nb < 1$.

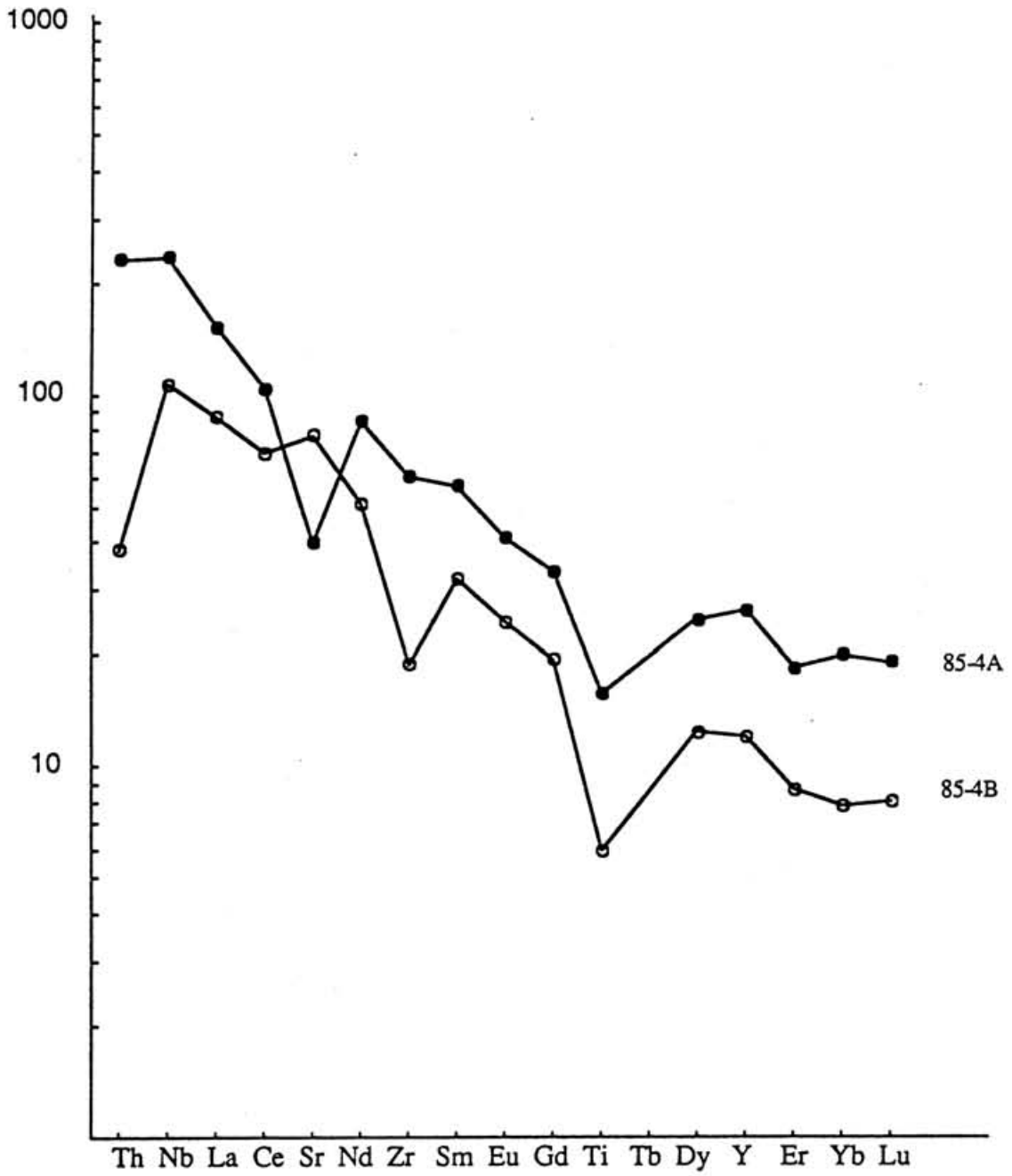


Fig. 2 (a)

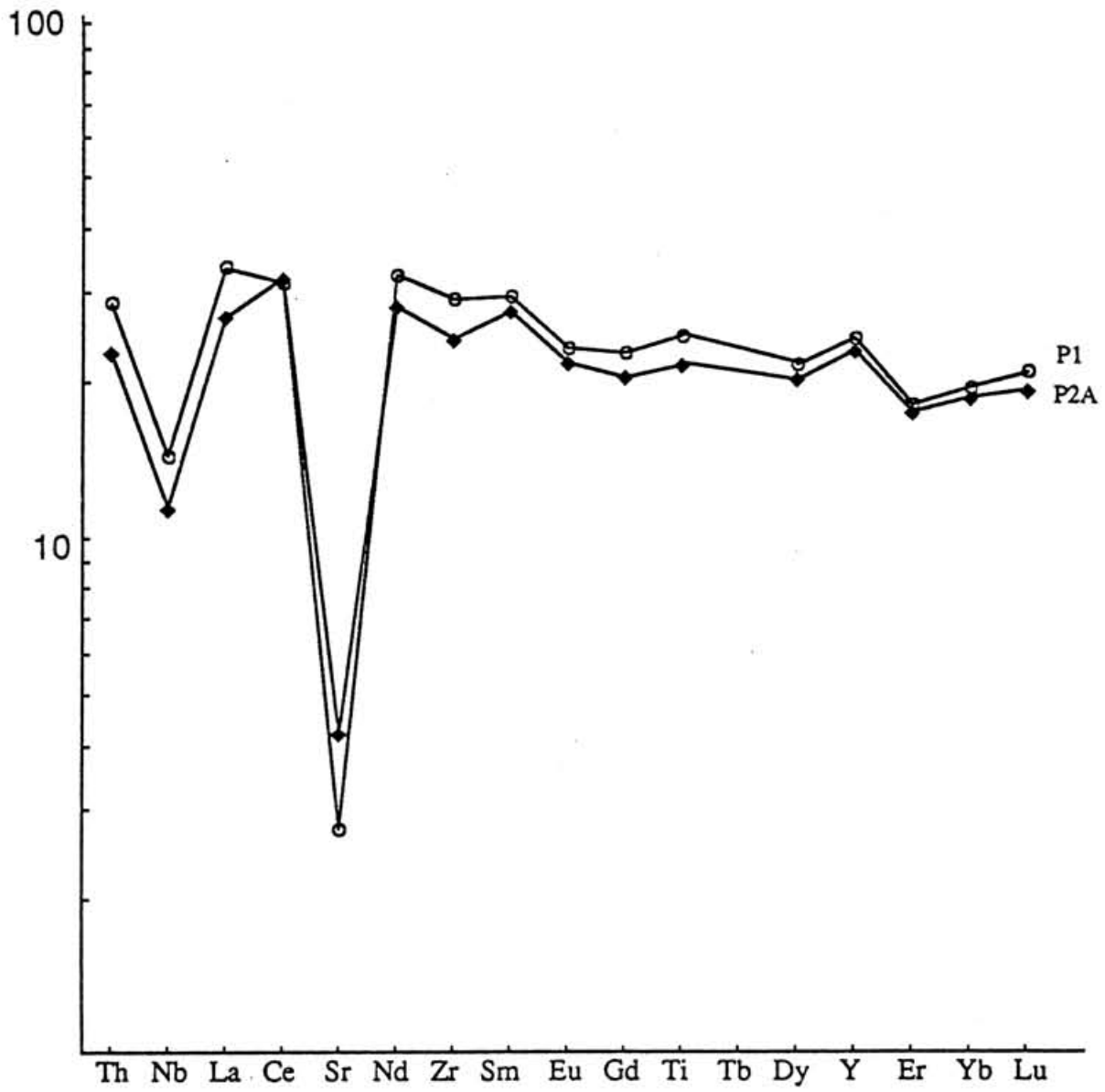


Fig. 2 (b)

L'échantillon 85-4B, d'origine gabbroïque supposée, présente des teneurs élevées en Al₂O₃ (20%) et en CaO (11.6%), ainsi qu'une anomalie positive en strontium. Ces caractères traduisent vraisemblablement une accumulation de plagioclase. L'absence d'anomalie positive en Eu associée permet de supposer un fractionnement sous fO₂ relativement élevée.

Les compositions isotopiques initiales du Nd (ENd₅₀₀ = +2.9 et +2.4), relativement basses, indiquent une source mantellique à appauvrissement séculaire modéré, ou l'intervention de phénomènes de contamination crustale, ces deux hypothèses n'étant pas mutuellement exclusives. Une contamination crustale est suggérée pour 85-4A, dont les rapports Th/Nb = 0.14 et Th/La = 0.23 sont plus élevés que ceux mesurés dans les roches mantelliques non contaminées (Th/Nb = 0.07 et Th/La < 0.1). Par contre, il est peu probable, sur les mêmes critères, qu'il en soit de même pour 85-4B. Or, ces deux échantillons ne diffèrent que très peu du point de vue isotopique (0.5 unités-E). On peut donc raisonnablement admettre que la contamination crustale n'a pas sensiblement modifié les caractères isotopiques initiaux, et que la région source mantellique était relativement peu appauvrie.

b) - Les metabasites éclogitisées de La Pioza présentent des spectres normalisés qui les distinguent sans ambiguïté des roches basiques alcalines de la région de Vigo, par un fractionnement peu marqué des Terres Rares (La/LuN = 1.3 et 1.6) et de nettes anomalies négatives en Nb (Fig. 2b)

De même, Y/Nb=10-11, Zr/Nb=32-34 et Zr/Y=2-3 excluent toute tendance alcaline, mais rapprochent plutôt ces roches des tholéiites océaniques (N-MORB). Cependant, l'enrichissement sensible en Terres Rares légères et les rapports Th/Nb=0.28-0.29 et La/Nb=2.1-2.2 - (aussi exprimés par la forte anomalie négative du Nb sur les profils normalisés) - très supérieurs à ceux des roches des bassins océaniques, démontrent un enrichissement relatif en éléments lithophiles (Th, La en particulier). Sous réserve que des modifications liées au métamorphisme n'en soient pas responsables, cet enrichissement peut traduire des affinités avec les tholéiites d'arcs insulaires, ou bien l'intervention de phénomènes de contamination crustale affectant un matériau primaire de type N-MORB. Les données isotopiques (ENd = +4.1 et +5.1) sont en nombre trop réduit pour aider à résoudre cette alternative, mais le contexte géologique (réseau filonien ensialique) permet de favoriser l'hypothèse de magmas extraits d'une source appauvrie de type océanique, et contaminés lors de leur traversée de la croûte continentale.

Ce modèle pourrait rendre compte des caractères extrêmement anormaux de l'échantillon P2B (éclogite à phengite abondante), représentatif de la masse basique principale affleurant à La Pioza. En effet, cette roche basique a une signature isotopique (ENd = -5.3) et un profil d'éléments incompatibles de caractère continental, très voisin de celui de l'éclogite d'origine métasédimentaire, P3 (Fig. 2c). Du point de vue des éléments majeurs, P2B se distingue des éclogites à grain fin d'origine filonienne (P1 et P2A?)

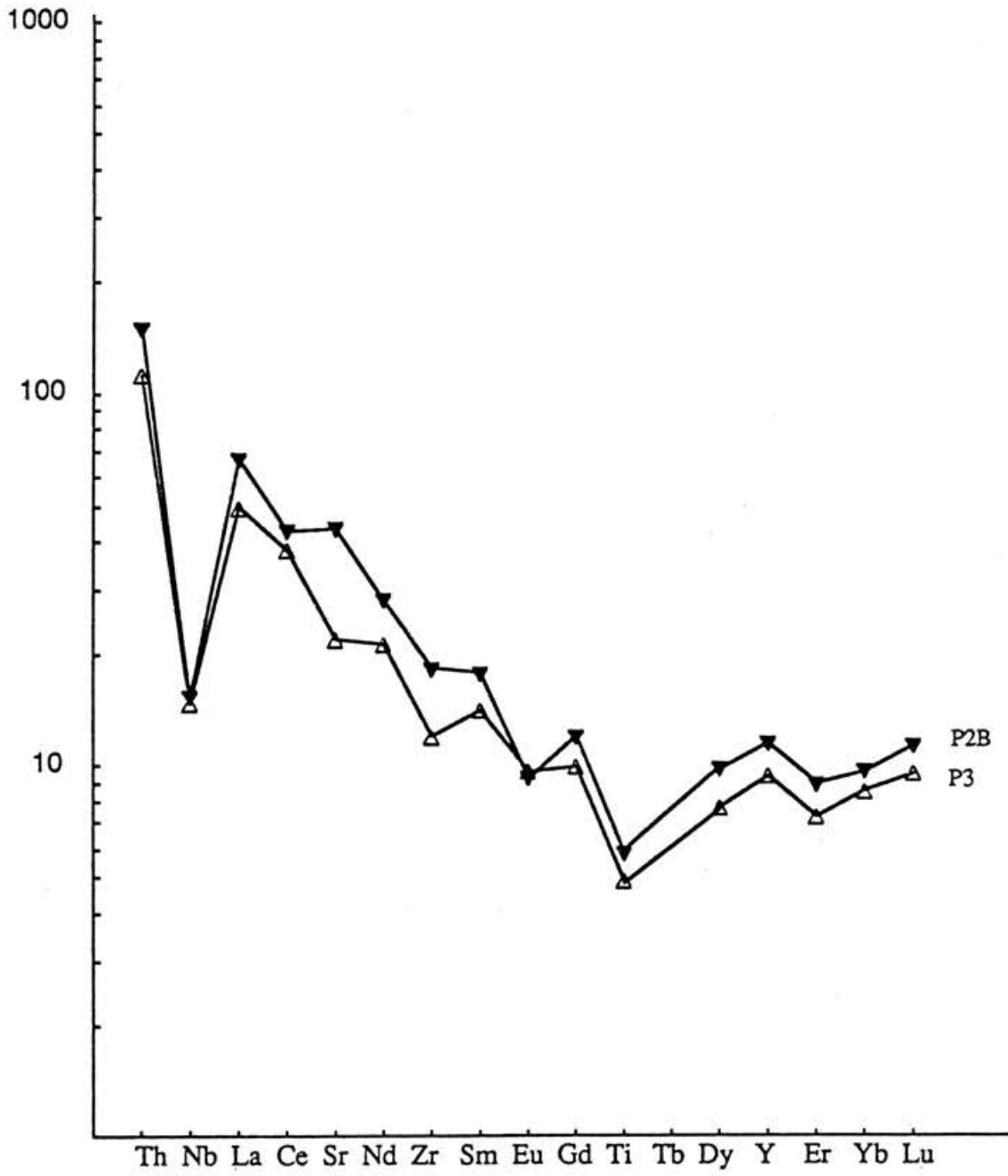


Fig. 2 (c)

par des teneurs sensiblement plus élevées en silice et en alumine, beaucoup plus faibles en fer et en titane, alors que MgO et CaO restent constants.

Deux hypothèses peuvent être émises au sujet de cet échantillon particulier :

- soit il a subi des modifications profondes lors de l'évolution métamorphique s.l., par échange avec l'encaissant, auxquelles les filons auraient échappé ;

- soit il témoigne de caractères originaux, anté-métamorphiques, et met en évidence une forte hétérogénéité initiale des protholites basiques de La Pioza.

La première hypothèse suppose que le corps basique se serait totalement équilibré avec son encaissant (dans la mesure où l'échantillon P3 en est bien représentatif), en ce qui concerne les éléments incompatibles et tout particulièrement les isotopes du Nd. Cette transformation pourrait s'être réalisée lors du développement massif de la phengite qui permet de distinguer macroscopiquement cet échantillon.

Dans la seconde hypothèse, la masse principale d'éclogites dériverait d'un corps basique extrêmement contaminé, ou extrait d'un manteau enrichi ancien, tel que l'on en connaît en particulier dans les provinces tholéitiques continentales (Gariépy et al., 1984). Les éclogites à grain fin dériveraient quant à elles de filons basaltiques plus tardifs, extraits d'un manteau appauvri, et peu contaminés. Des analyses complémentaires s'avèrent nécessaires pour mieux cerner ce problème. En particulier, un profil géochimique et isotopique, du coeur de la masse basique vers ses bordures, pourrait apporter des arguments en faveur, ou à l'encontre, de l'hypothèse invoquant des interactions avec l'encaissant aux stades métamorphiques.

On peut noter néanmoins que, malgré l'introduction nécessaire - à quelque stade que ce soit - d'un composant crustal, que l'on peut envisager riche en SiO₂, Al₂O₃ et pauvre en fer et magnésium, P2B n'est pas appauvri en MgO par rapport aux autres éclogites. Ceci implique que la teneur initiale en MgO était au moins aussi élevée, et suggère que cet échantillon, quoique très contaminé, était également relativement primitif (Mg# = 70). Or, une contamination crustale survenant par "érosion thermique" des parois des conduits d'alimentation, lors de l'ascension de magmas picritiques ou tholéitiques, sera plus forte dans les termes les plus primitifs (Campbell, 1985; Huppert & Sparks, 1985).

Ainsi, bien que la preuve ne puisse pas en être fournie par les données limitées actuellement disponibles, il est possible de considérer, à titre d'hypothèse de travail, que les éclogites de La Pioza dérivent de tholéites mises en place en milieu continental, et ayant subi une contamination crustale d'importance variable (à moins qu'elles ne dérivent d'un manteau enrichi ancien). Les termes les moins contaminés, qui sont aussi les plus tardifs, montrent des caractères géochimiques (Zr-Nb-Y) suggérant une source mantellique appauvrie, proche de celle des tholéites de rides océaniques "normales".

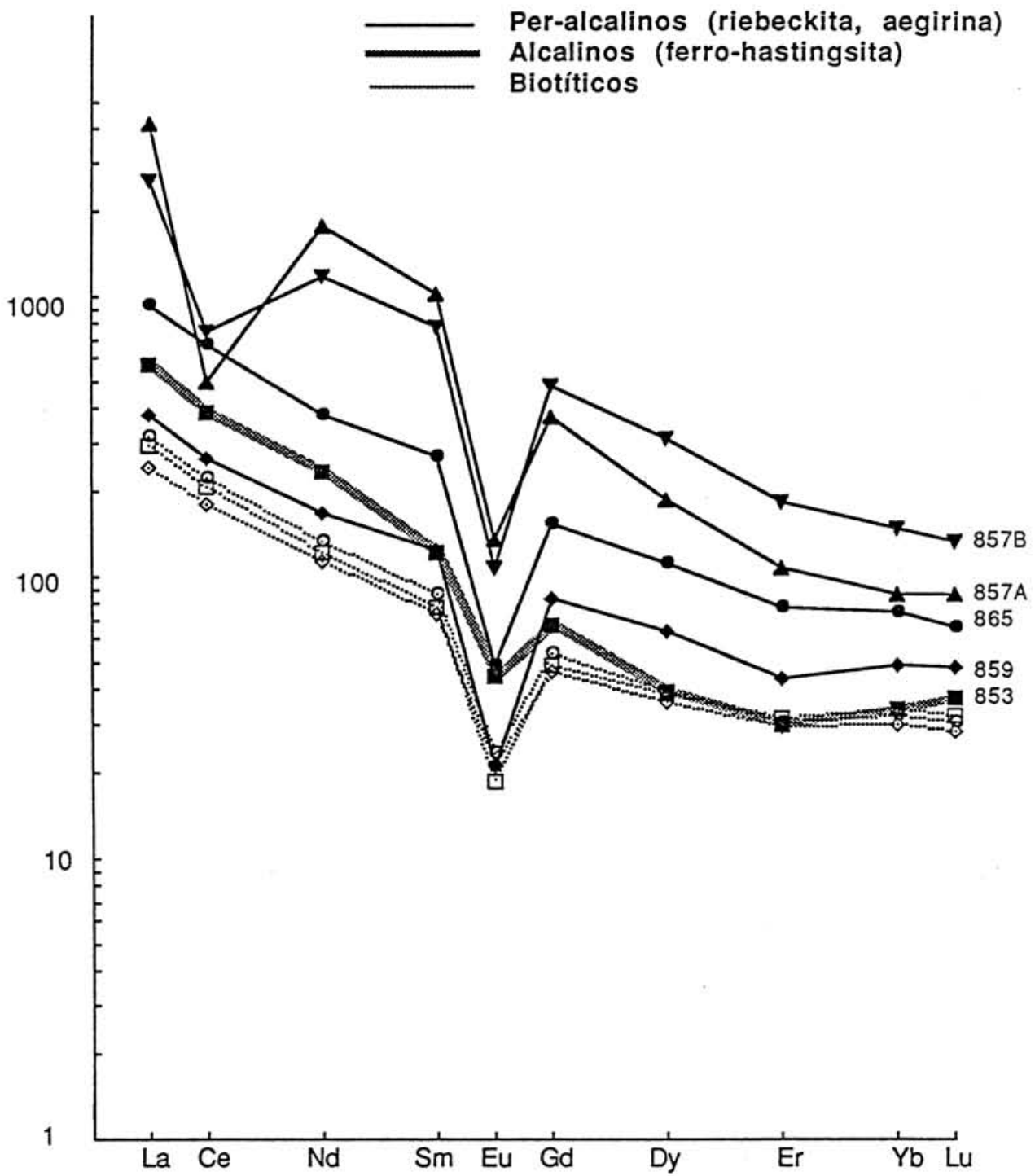


Fig. 3

c) - Les roches felsiques n'ont pas encore été analysées en ce qui concerne les isotopes. Les éléments en traces confirment le caractère peralcalin, évident du point de vue minéralogique, des orthogneiss de la région de Vigo, ainsi que des leptynites à ferro-hastingite. En particulier, les concentrations extrêmement élevées en Terres Rares, y compris en Terre Rares lourdes (Fig. 3), sont caractéristiques, de même que les très fortes teneurs en Nb et Zr (Tab. 1). Le Th ne présente pas d'enrichissement comparable, mais a, au contraire, des concentrations plus basses que celles des orthogneiss à biotite seule. Un tel découplage du Th par rapport aux Terres Rares et aux éléments Zr-(Hf)-Nb-(Ta), a été décrit par Buma et al. (1971) dans les granites peralcalins du NE des Etats-Unis. Ces auteurs l'ont attribué au fractionnement préalable d'amphiboles riches en Th, les Terres Rares restant dans le liquide, sans doute à la faveur de concentrations élevées en fluor. De fait, la plupart des minéraux accessoires décrits dans les orthogneiss peralcalins (Floor, 1966) sont caractérisés par des rapports T.R./Th très élevés (pyrochlore, xénotyme, fluorine), à la différence des phases accessoires des granites sub-alkalins communs, qui sont riches à la fois en Terres Rares et en thorium (monazite, sphène, apatite).

Bien que ne présentant pas de caractère peralcalin, les orthogneiss à biotite seule ne semblent pas mériter le qualificatif de "calco-alkalin" qui leur est parfois attribué. Il s'agit en effet de roches peu calciques (CaO < 1%, Sr < 100 ppm), mais riches en alcalins (K₂O + Na₂O > 8%).

En l'absence de données isotopiques, il est difficile d'évaluer les relations éventuelles entre les deux groupes d'orthogneiss. Notons toutefois que le champ filonien basique ne recoupe que la suite à biotite seule, non peralcaline, ce qui peut traduire un certain décalage de la mise en place des suites (Priem & den Tex, 1984), que les données géochronologiques disponibles (Rb-Sr - R.T.) ne permettent cependant pas de résoudre : âges à 466 +/- 11 (Noia) et 471 +/- 6 Ma pour les orthogneiss à biotite (Garcia-Garzon et al., 1981), et à 469 +/- 8 Ma pour les orthogneiss peralcalins (Priem et al., 1971).

III - Conclusions

Sous réserve de la confirmation de leur pénécemporanéité, les différents termes orthodérivés de l'unité de Malpica-Tuy peuvent être attribués à un événement de distension intracontinentale (basalte alcalins et granitoïdes peralcalins). Les affinités plus "océaniques" des filons tardifs suggèrent cependant que cet épisode distensif ne s'est pas limité à la naissance d'un rift avorté, mais a pu préluder à un stade d'ouverture océanique.

Des metabasites à affinités océaniques existent dans le

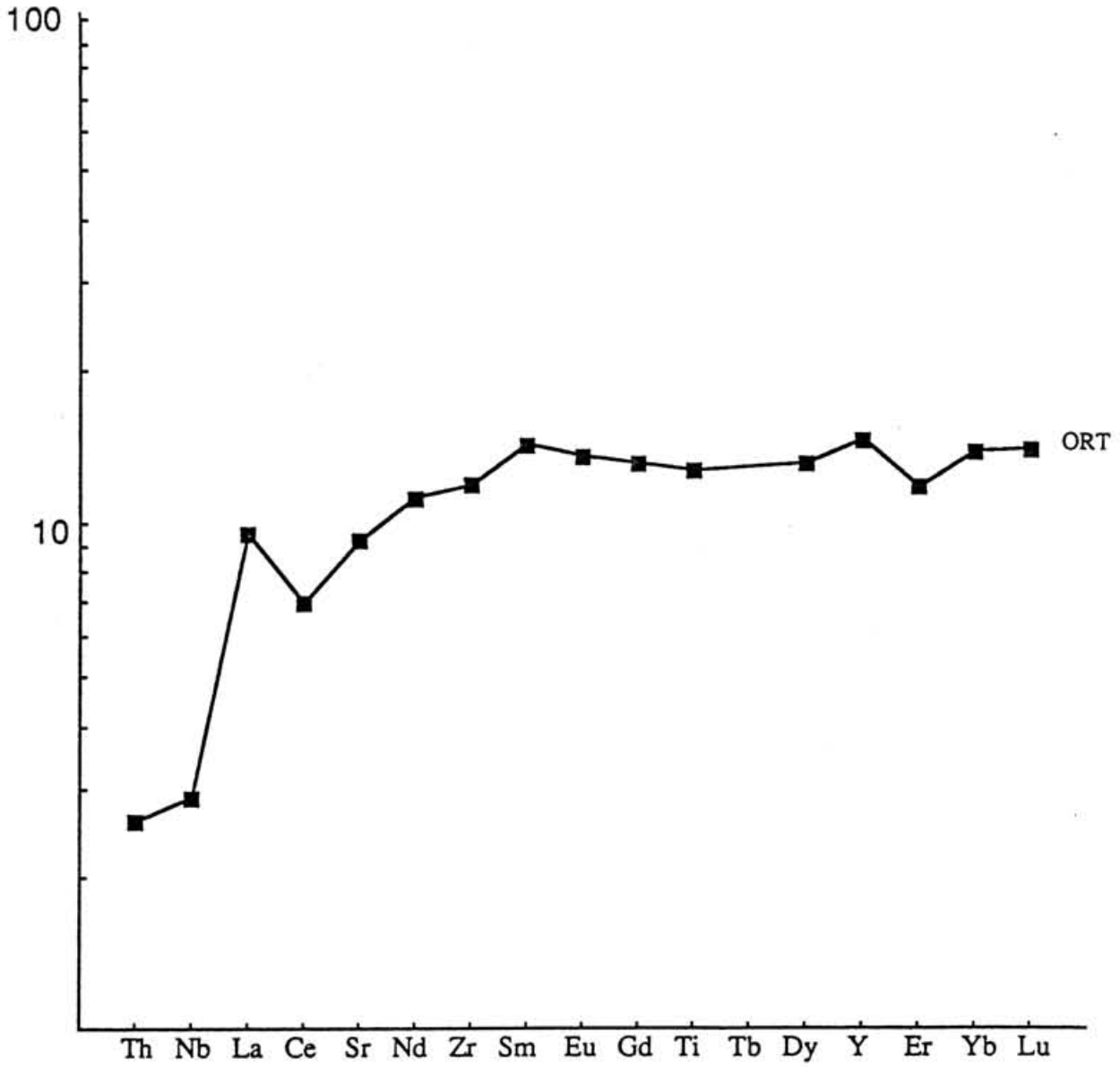


Fig. 4

complexe d'Ordenes (Badham & Williams, 1983) et surtout au Cabo Ortegal (Bernard-Griffiths et al., 1985), comme en témoigne l'échantillon ORT (éclogite), analysé ici à titre de comparaison. Cet échantillon est caractérisé par un net appauvrissement en Terres Rares légères (Fig. 4) et un ENd500 très élevé (+9). Or, les données radiométriques publiées ne s'opposent pas à l'hypothèse d'un âge Cambro-Ordovicien pour ce magmatisme basique/ultrabasique: isochrone roche totale Rb-Sr à 500 +/- 100 Ma (van Calsteren et al., 1979); âge apparent 207Pb/206Pb à 477 +/- 10 Ma de deux fractions de zircons (Bernard-Griffiths et al., 1985). En particulier les données sur zircons, obtenues sur une éclogite à gros grain, peuvent se référer à l'épisode magmatique initial (gabbroïque) si les zircons n'ont pas été entièrement néoformés lors de l'éclogitisation.

On peut donc, dans le cadre d'une hypothèse volontairement simplificatrice, tenter d'intégrer la zone de Malpica-Tuy et les complexes catazonaux de type Cabo Ortegal ou Ordenes dans un modèle unitaire de distension ensialique, ayant abouti à la réalisation d'une croûte océanique véritable, à l'Ordovicien inférieur. Dans ce modèle, l'évolution métamorphique de HP ultérieure pourrait s'interpréter en termes de subduction des fonds océaniques et de la marge passive adjacente, selon le schéma proposé par ailleurs pour les groupes leptyno-amphiboliques du Massif Central. La zone de Malpica-Tuy, au caractère "continental" le plus accusé, témoignerait, par son métamorphisme de HP/BT, du blocage de la subduction. Elle pourrait constituer, de ce fait, l'unité tectonique d'origine la plus externe, si l'on suppose que la polarité des charriages responsables de la mise en place des nappes était la même que celle de la subduction initiale. L'unité du Cabo Ortegal, la plus océanique et métamorphisée dans des conditions plus sévères, aurait quant à elle l'origine la plus interne dans l'édifice de nappes superposées.

REFERENCES

Antonoz P.M., 1969 - Etude pétrographique et structurale des régions de Bragança et Morais (Nord-Est du Portugal), Thèse Doc. Sc., Univ. Poitiers, 410 p.

Antonoz P.M. & Ferragne A., 1978 - Le Précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne? in: Geologia de la parte N del Macizo Iberico. Do Castro, La Coruna : 23-41.

Arps C.E.S., 1970 - Petrology of a part of the western Galician basement of between the Rio Jallas and the Ria de Arosa (NW Spain) with emphasis on zircons investigations. Leidse Geol. Meded., 46: 57-155.

Badham J.P.N. & Williams P.J., 1981 - Genetic and exploration models for Sulfide Ores in metaophiolites, northwest Spain. *Econ. Geol.*, 76: 2118-2127.

Bayer R. & Matte P., 1979 - Is the mafic/ultramafic massif of the Cabo-Ortegal a nappe emplaced during a Variscan obduction? - a new gravity interpretation. *Tectonophysics*, 57: 9-18.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Cornichet J., Ponce de Léon M.I. & Gil Ibarguchi J.I., 1985 - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo-Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, 52: 217-225.

Buma G., Frey F.A. & Wones D., 1971 - New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 300-320.

Campbell I.H., 1985 - The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 37-43.

den Tex E. & Floor P., 1967 - A blastomylonitic and polymetamorphic "Graben" in western Galicia. in: Baronnière L., ed., *Etages tectoniques*, Neuchatel : 169-178.

El Azzouzi M., Bougault H., Maury R.C. & Villemant B., 1982 - Application du diagramme de Coryell-Masuda "élargi" à l'étude du fractionnement du titane et du vanadium dans la série alcaline de la chaîne des Puys. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 295: 1117-1120.

Floor P., 1966 - Petrology of an aegyrine riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 36: 1-204.

Garcia-Garzon J., De Pablo Macia J.G. & Llamas Borrajo J.F., 1981 - Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb-Sr de dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental. *Bol. Geol. Min.*, Madrid, 92: 463-466.

Gariépy C., Ludden J. & Brooks C., 1984 - Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pila. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63: 257-272.

Gil Ibarguchi J.I. & Ortega-Girones E., 1985 - Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (Mt) unit, Galicia, Northwest Spain. *Chem. Geol.*, 50: 145-162.

Gil Ibarguchi J.I. & Arenas R., 1988 - The metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian peninsula. *Hercynica*, (sous presse).

Huppert H.E. & Sparks R.S.J., 1985 - Cooling and

contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 371-386.

Kuijper R.P., 1979 - U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (N.W. Spain) Z.W.O. (Neth. Org. Adv. Pure Res.) Lab. Isot. Geol. Amsterdam, Verhand. n°5, 100 p.

Matte P. & Ribeiro A., 1967 - Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? *C. R. Acad. Sc. Paris*, 264: 2268-2271.

Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Verschure R.H., Hebeda E.H. & Verdurmen E.A.T., 1970 - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula. *Eclogae geol. Helv.*, 63/1: 255-274.

Priem H.N.A. & den Tex E., 1984 - Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35: 121-130.

Ribeiro A., Cramez C. & Rebelo J.A., 1964 - Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258: 263-265.

Ries, C.A. & Shakleton R.M., 1971 - Catazonal complexes of the northwest Spain and north Portugal remnants of a Hercynian thrust place. *Nature Phys. Sci.*, 234: 65-68.

van Calsteren P.W.C., 1977 - A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain). *Proc. K. Ned. Akad. Wet. (B)*, 80: 156-168.

van Calsteren P.W.C., Hebeda E.H., Priem H.N.A., den Tex E., Verdurmen E.A.Th. & Verschure R.H., 1979 - Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, 24: 35-56.

van der Meer Mohr C.G., 1975 - The paleozoic strata near Moeche in Galicia, N.W. Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 487-497.

van der Wegen G., 1978 - Garnet-bearing metabasites from the blastomylonitic graben, western Galicia, Spain. *Scripta Geol.*, Leiden, 45: 1-95.

Williams P.J., 1983. The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenes complex, Spain. *J. geol. Soc.*, London, 140: 877-882.

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(500Ma)
Malpica-Tuy					
P 1	5.53	19.5	0.1717	0.512766 (9)	+4.1
P 2a	4.96	16.9	0.1774	0.512840 (10)	+5.1
P 2b	3.39	16.9	0.1211	0.512123 (10)	-5.3
P 3	2.65	12.9	0.1241	0.512113 (9)	-5.7
MT85-4a	10.8	51.2	0.1277	0.512539 (7)	+2.4
MT85-4b	6.04	30.7	0.1189	0.512534 (11)	+2.9
ORT	2.70	7.33	0.2225	0.513208 (13)	+9.4

Tableau 1

Ech.	ORT	P1	P2a	P2b	86-10	84-82	84-M4	85-4a	85-4b	85-10	85-19	86-7	85-43	86-52	P3	85-1	85-2	85-3	85-7a	85-7b	85-9	86-5
SiO2	49.40	49.20	48.50	54.40	47.50	48.40	48.80	53.85	46.70	48.10	50.70	49.10	47.00	71.20	64.50	74.60	74.00	67.80	74.90	74.60	75.50	75.00
Al2O3	15.50	15.70	15.00	17.60	15.40	15.15	14.70	16.60	21.00	15.20	14.20	15.40	15.70	13.70	15.40	13.20	13.60	15.40	12.00	9.15	11.30	11.00
Fe2O3	8.60	10.11	12.99	5.33	8.31	7.40	4.80	2.91	2.93	2.34	1.93	2.91	4.34	0.94	5.56	0.69	0.81	1.66	1.51	4.50	1.55	3.13
FeO	2.16	3.05	1.45	0.87	3.23	3.96	6.89	7.11	6.82	9.24	12.90	9.09	7.62	3.37	0.87	1.45	1.16	2.47	1.16	2.03	2.03	1.32
MgO	8.65	7.10	7.00	6.50	9.00	8.83	8.30	2.57	3.40	8.60	6.70	7.85	5.60	1.85	3.77	0.24	0.30	0.06	0.03	0.03	0.07	0.07
CaO	12.70	9.25	9.33	9.80	11.20	11.60	8.40	5.63	11.60	11.20	8.70	9.00	9.70	1.40	6.40	1.05	0.69	1.20	0.08	0.25	0.57	0.30
Na2O	2.00	3.30	2.90	4.30	3.50	2.40	3.40	2.60	2.70	2.10	0.80	3.30	2.90	3.20	1.40	3.20	3.20	4.20	3.80	4.05	3.80	4.20
K2O	tr	0.40	tr	tr	0.20	0.50	1.75	5.50	1.30	tr	tr	0.15	2.80	2.40	1.15	5.12	5.25	5.50	5.12	3.50	3.75	4.35
TiO2	1.30	2.50	2.20	0.60	1.40	1.50	1.20	1.60	1.65	1.60	2.80	1.65	3.15	0.70	0.50	0.50	0.50	0.57	0.50	0.45	0.45	0.20
MnO	0.19	0.23	0.25	0.10	0.18	0.20	0.22	0.19	0.14	0.21	0.30	0.22	0.20	0.07	0.11	0.03	0.03	0.14	0.04	0.12	0.10	0.12
H2O +	0.21	0.00	0.79	0.51	0.30	0.61	1.64	0.32	0.97	0.49	0.00	0.99	1.03	0.93	0.69	0.32	0.39	0.39	0.18	0.25	0.00	0.20
H2O -	-	-	0.12	0.08	0.04	-	-	0.13	-	-	0.10	0.32	0.12	0.03	0.09	0.07	0.03	0.01	0.14	-	0.15	0.08
Total	100.71	100.84	100.53	100.09	100.26	100.55	100.10	99.01	99.21	99.08	99.13	99.98	100.16	99.81	100.44	100.47	99.96	99.40	99.46	98.93	99.27	99.97
Th	0.13	1.42	1.14	7.50	0.46	0.36	0.46	1.50	1.88	0.32	0.67	2.21	4.86	14.5	5.54	20.9	26.2	13.7	9.32	8.78	24.8	43.5
Rb	2	15	1	2	12	18	43	216	53	2	3	6	117	90	40	189	198	100	190	328	274	213
Sr	101	29.9	46	472	38.1	115	105	436	847	185	143	259	485	147	242	80	67	24	4	25	19	139
Zr	66	161	135	102	93	91	50	333	104	103	165	145	162	249	67	255	222	480	590	1470	830	1150
Nb	1	5	4	5	2	2	1	81	37	3	4	6	54	15	5	33	32	70	120	250	195	248
Y	29	48	46	24	28	29	28	52	24	33	53	36	31	28	19	61	63	54	261	457	85	196
La	3.10	10.9	8.72	21.8	4.88	4.37	4.12	49.8	26.2	5.76	7.49	9.73	32.0	47.0	16.3	77.8	72.0	139	1014	634	93.2	229
Ce	5.99	26.7	27.4	36.8	16.9	16.4	16.1	89.3	59.4	20.3	25.0	21.3	69.8	86.9	32.7	143	134	244	318	481	170	432
Nd	7.06	20.1	17.5	17.5	10.1	9.75	6.95	52.9	31.8	11.3	15.6	13.6	34.0	33.2	13.4	65.0	57.6	112	847	555	80.4	179
Sm	2.89	5.89	5.52	3.60	3.64	3.81	2.91	11.5	6.43	4.21	5.99	4.43	8.22	7.36	2.83	13.3	11.9	18.9	156	119	19.3	41.1
Eu	1.03	1.78	1.66	0.70	1.40	1.56	1.53	3.15	1.86	1.70	2.14	1.55	3.24	1.61	0.74	1.38	1.08	2.57	7.90	6.22	1.23	2.85
Gd	3.59	6.23	5.56	3.33	3.66	3.98	3.13	9.10	5.32	4.54	6.59	4.51	6.58	5.42	2.70	10.9	9.93	13.7	76.1	97.4	16.9	31.4
Dy	4.48	7.28	6.86	3.34	4.45	4.68	3.86	8.43	4.20	5.13	7.66	5.43	5.49	4.39	2.64	9.92	9.78	10.0	47.7	79.1	16.1	28.1
Er	2.62	4.01	3.88	1.99	2.55	2.69	2.32	4.14	1.94	2.93	4.50	3.21	2.64	2.46	1.62	5.06	5.27	5.01	17.8	30.4	7.20	13.0
Yb	3.01	4.27	4.06	2.11	2.84	3.12	2.74	4.34	1.72	3.24	5.25	3.71	2.65	2.90	1.86	5.31	5.60	5.63	14.3	24.5	8.00	12.3
Lu	0.47	0.70	0.65	0.38	0.51	0.46	0.43	0.64	0.27	0.54	0.76	0.50	0.35	0.43	0.32	0.77	0.82	0.95	2.20	3.38	1.22	1.67

Tableau 2

Isotopic and trace element constraints on the origins of Ordovician bimodal suites of contrasting metamorphic evolution in Southern Massif Central, France.

I - Introduction

A widespread thermal event of Early Paleozoic age is well documented throughout Variscan Europe (e.g. Seyler, 1986; Narebski et al., 1986). This is more especially recorded by numerous occurrences of mafic-ultramafic complexes, a few of which are of ophiolitic origin (Bernard-Griffiths et al., 1985; Pin & Carme, 1987).

However, the major part of magmatic remnants occurs in the most internal zones of the Variscan belt. These remnants form a peculiar association of felsic and mafic meta-igneous rocks embedded within metasediments, constituting the so-called "leptyno-amphibolitic groups (LAGs)" (Santallier et al., 1988) in Western Europe, or "varied series" in Central Europe.

Typically, these associations are found in the lower parts of large-scale nappe structures (e.g. Burg et al., 1984). They underwent a complex, polyphase evolution with early, high-grade metamorphism, as evidenced by relics of eclogites and HP-granulites. This was followed by pervasive deformation and retrogression under amphibolite facies conditions. As a result of this severe tectonic and metamorphic imprint, the origin of these series is not easy to decipher. However, several authors recently favoured a back-arc environment, on the basis of geochemical studies (Briand & Piboule, 1979; Piboule & Briand, 1985; Giraud et al., 1985; Bodinier et al., 1986, 1988; Briand et al., 1988).


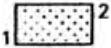




In this paper, we compare isotopic and trace element data from two well studied areas in Southern Massif Central: the low-grade Albigeois-Cévennes suite, and the high-grade Marvejols leptyno-amphibolitic group. Both areas exhibit mafic and felsic meta-igneous rocks of similar age (Early Ordovician), as indicated by U-Pb dating and lithostratigraphic correlations with unmetamorphosed, neighbouring units from Montagne Noire.

The aim of this comparative study is to constrain the origins of the Early Paleozoic bimodal magmatism in this part of the Variscan belt and to assess its geodynamic significance.

In addition, we will contribute to the discussion on the origins of bimodal volcanism in general. This kind of volcanism has been ascribed to various petrogenetic processes, occurring in quite different geologic environments, (e.g. ensialic or ensimatic extensional environments, and even arc-related settings).

II - General context

The geology of Southern Massif Central is characterized by the imbrication of southward-directed nappes of Variscan age (e.g. Carme, 1974; Burg et al., 1984). Schematically, three

-  Metigneous & Metasedimentary Gneisses
-  1. Undifferentiated Low & Medium Grade Metasediments
2. Mainly Cambro-Silurian Sediments (faunal evidence)
-  Leptyno-Amphibolitic Groups
-  Mafic & Bimodal Metavolcanics from Albigeois and Cevennes
-  Hercynian Granites
-  Post-Hercynian Sedimentary Cover

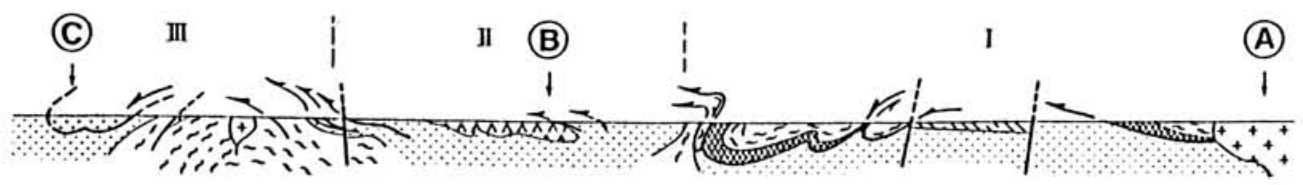
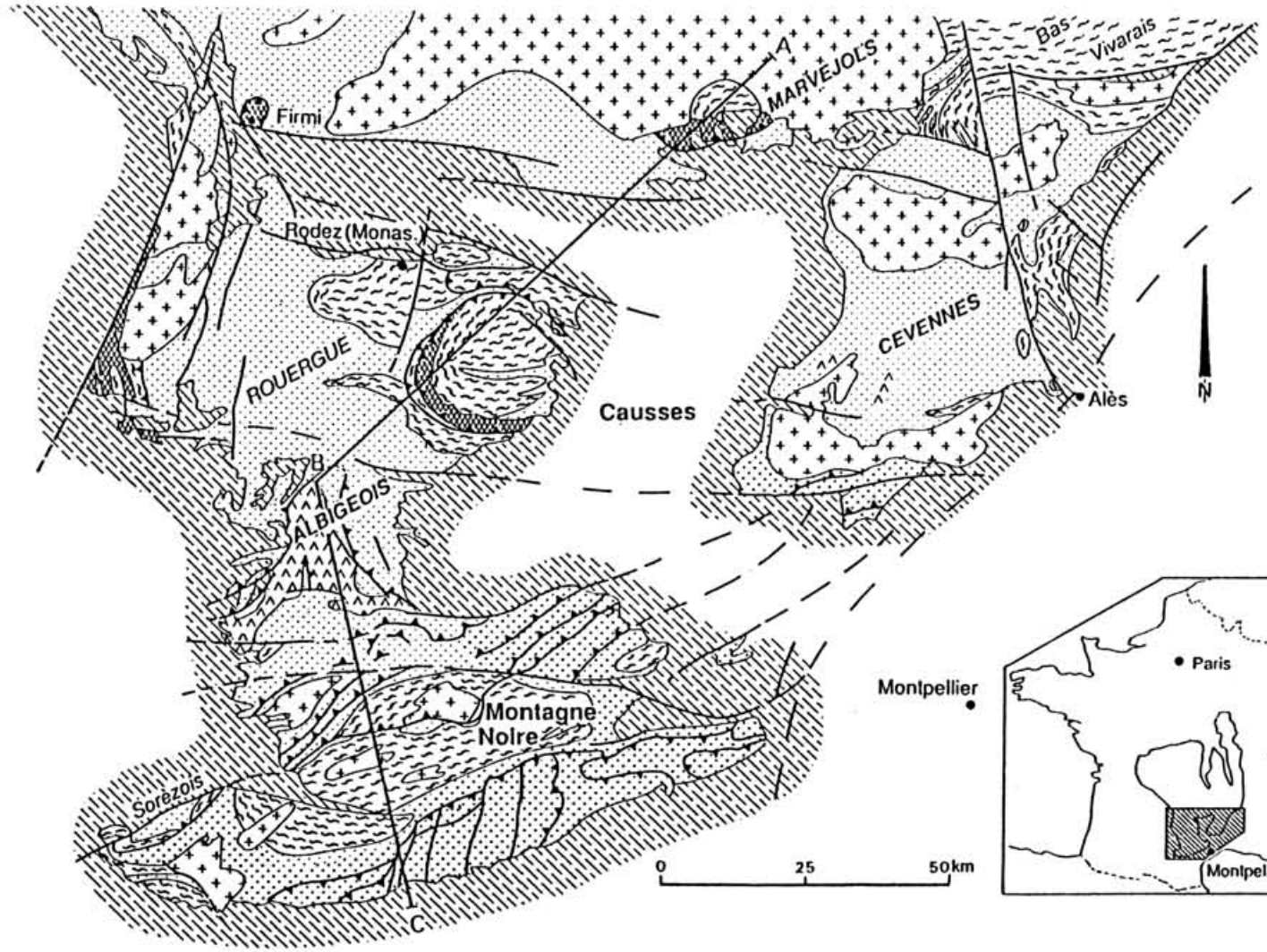


Fig. 1

major units can be distinguished from top (North) to bottom (South) (Fig. 1).

Unit I is a nappe of high-grade gneisses, containing the leptyno-amphibolitic group with relics of eclogites (retrogressed under amphibolite facies conditions), and thrust over unit II.

Unit II comprises thick series of predominantly pelitic metasediments, devoid of HP relics. Instead, these series display IP metamorphism, with a prograde zonation from greenschist facies (in the South) to amphibolite facies (in the North).

Unit III consists of southward-directed tectonic slices, mainly composed of shelf, slope, and shallow basin sediments of latest Precambrian to Silurian age. These are best exposed in north-eastern and southern Montagne Noire.

III - The Marvejols leptyno-amphibolitic group

a) Geological setting:

Due to good outcrops, the Marvejols area has been extensively studied for petrography (Briand, 1973; Briand & Piboule, 1979; Nicollet & Leyreloup, 1978), geochemistry (Piboule & Briand, 1985; Bodinier et al., 1986, 1988; Briand et al., 1988), tectonics (Briand & Gay, 1978; Faure et al., 1979) and geochronology (Pin & Lancelot, 1982). Only the main features of Marvejols leptyno-amphibolitic group are outlined here.

Lithologically, it is characterized by the close association of mafic and felsic metaigneous rocks, occurring as meter- to hectometer-sized lenses (tectonic boudins). These are embedded within much more abundant metasediments such as sillimanite-bearing, banded gneisses, and horizons of amphibolitic gneisses.

Mafic lenses consist either of massive amphibolites, without igneous textures, or of more or less deformed metagabbros. In a few cases, the gabbros are cross-cut by fine-grained, often boudinaged, mafic dykes. These mafic lenses display relics of an early, high-grade metamorphic imprint, as evidenced by the occurrence of eclogites, mafic granulites (pyrigarnites), coronitic gabbros and scarce, thin, leucocratic veins with HP-HT parageneses (Nicollet & Leyreloup, 1978; Briand & Piboule, 1979; Piboule & Briand, 1985).

Felsic lenses are composed of fine-grained, mica-poor, leucocratic rocks (leptynites), without igneous textures preserved.

U-Pb zircon dating of a metagabbro and a K-rich leptynite indicates that both mafic and felsic protoliths were emplaced ca. 480 Ma ago (Pin & Lancelot, 1982). A volcanoclastic, sedimentary derivation of amphibole-bearing gneisses is inferred from chemical and U-Pb data (Pin & Lancelot, 1982). A supracrustal origin for LAGs is also consistent with the sedimentary environment of immature greywackes, with the occurrence of minor limestones, and the dominance of low-pressure fractionation in the differentiation of mafic rocks (Piboule & Briand, 1985).

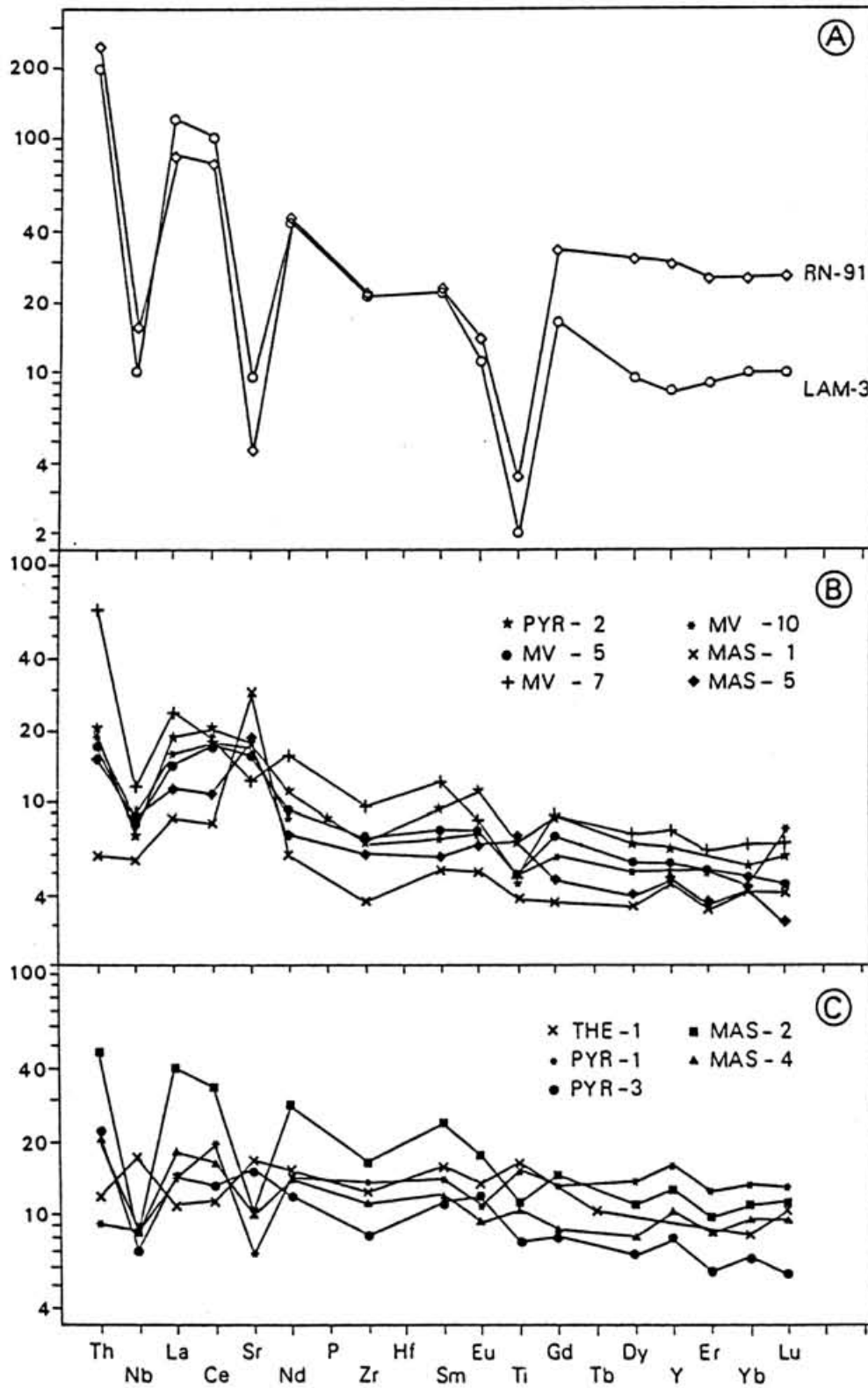


Fig. 2

Available radiometric data suggest that the HP metamorphism occurred ca. 415 Ma ago. The amphibolite facies retrogression, during pervasive deformation and large scale thrusting, occurred much later, ca. 340 Ma ago (Pin & Lancelot, 1982).

b) Results and discussion:

Two samples of leptynites and ten mafic rocks, including massive, variably retrogressed amphibolites, metagabbros and mafic granulites (pyrigarnites), were analysed for Sr-Nd isotopes and trace elements. Analytical data are reported in Tables 1 and 2, with isotopic ratios corrected for in situ radioactive decay of ^{147}Sm , assuming a 480 Ma age.

END480 values of the mafic rocks scatter widely, from very radiogenic (+6.6) to near zero, or even significantly negative. On the basis of their ENdi values, two groups of samples can be recognized:

- Group I samples, with low END480, are "common", retrogressed amphibolites (PYR-2, MV5, MV7, MV10). Several of these can still be identified as strongly sheared metagabbros (MAS1, MAS5).

- Group II samples, with distinctly positive END480, include an amphibolitized, and almost undeformed - albeit clearly pre-tectonic - coronite gabbro (THE1), two pyrigarnite lenses (PYR-1, PYR-3) that have sharp contacts with their country-rocks (amphibolite and paragneiss, respectively), and two fine-grained amphibolite dykes (MAS2, MAS4) boudinaged among metagabbros (MAS1, MAS5).

Isotopic results are discussed in connection with trace element data, shown as chondrite-normalized patterns of incompatible elements generally considered as less mobile (with the exception of Sr) during low-temperature alteration or metamorphism of basaltic rocks (Fig. 2).

a) Group I samples, with low ENdi, display roughly similar patterns (Fig. 2b), characterized by gently dipping slopes from more incompatible to less incompatible elements, with distinct fractionation of HREE ($\text{Sm}/\text{Lu N} = 1.3-2.0$). Negative Ti and Zr anomalies are common. Al_{2O_3} -TiO₂ relationships (Pearce, 1988) suggest that most of these rocks underwent plagioclase and/or olivine-pyroxene accumulation. This is in keeping with the common occurrence of relictual, gabbroic textures. Plagioclase accumulation could also account for positive Sr anomalies, although this point is less clear, taking into account the possible post-magmatic mobility of this element. Positive Eu anomalies are generally absent, suggesting that fractionation occurred at comparatively high f_{O_2} .

The conspicuous negative Nb anomalies cannot result solely from removal of Ti-oxides. This is shown, for example, by sample MAS5, which displays both negative Nb and positive Ti anomalies.

Other typical features of group I samples are $\text{Zr}/\text{Nb}=11-15$, $\text{Y}/\text{Nb}=3-5$, $\text{Zr}/\text{Y}=2-4$, different from normal, depleted oceanic

tholeiites.

Possible elemental mobility during metamorphism is mainly apparent for Ce, which frequently exhibits positive anomalies, as also pointed out by Briand (1986).

The remaining elements, including Th, generally display good coherence, as normally observed among magmatic rocks. In agreement with Briand (1986), it is considered that these rocks were not grossly disturbed. With some exceptions (e.g. MAS5), most age-corrected $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ span a narrow range (0.7042-0.7047), suggesting that even less resistant elements as Rb and Sr were not significantly mobilized during metamorphism. These data do not support the interpretations of Bodinier et al. (1986), who claimed that many elements, including the LREE, were strongly modified during retrogression.

Provided their low incompatible element contents can be ascribed to dilution by accumulated plagioclase+olivine, group I amphibolites have similarities with continental tholeiites, e.g. LREE-enrichment, negative Nb, Zr and Ti anomalies (Weaver & Tarney, 1983; Dupuy & Dostal, 1984; Thompson et al., 1984; Jolly, 1987). Likewise, they exhibit low ENdi, clustered near zero, as does the volume-weighted major proportion of continental flood basalts (DePaolo, 1983). The interpretation of the peculiar isotopic signature of continental tholeiites in terms of origin is most equivocal. A primordial (chondritic) mantle reservoir was first invoked (DePaolo & Wasserburg, 1979). Further data rather substantiate mantle-source enrichment processes, combined with variable amounts of crustal contamination (e.g. Carlson et al., 1981; Mahoney et al., 1982; Hawkesworth et al., 1983; Carlson, 1984; Hughes et al., 1986). In every case, the relative importance of crustal contamination versus source enrichment cannot be easily assessed (Weaver & Tarney, 1983).

At Marvejols, no systematic variation occurs between ENdi and trace element ratios such as $(\text{La}/\text{Lu})\text{N}$, La/Nb , and Th/Nb . The lack of correlation between isotope and geochemical data apparently precludes an interpretation of the low ENdi in terms of relatively late-stage (i.e. synchronous with magmatic differentiation) interactions between mafic magmas and sialic crust (e.g. Hawkesworth et al., 1983).

Early-stage contamination, by crustal components in deep seated feeder dykes, prior to fractionation in magma chambers (Campbell, 1985; Huppert & Sparks, 1985), cannot be ruled out. This is especially true if Nd-poor, picritic primary magmas (Cox, 1980) were involved, thus alleviating the need for large amounts of assimilation.

Alternatively, the isotopic and trace element features of group I amphibolites could be inherited from an enriched mantle source.

In either case, the involvement of a continental component, either directly or indirectly, via recycling of crustal materials into the mantle, could account for the calc-alkaline affinities of some mafic rocks from LAGs of Marvejols and others localities (Briand & Piboule, 1979; Giraud et al., 1985). This has already been proposed for continental

tholeiites from Antarctica (Siders & Elliot, 1985), the Columbia River Group (Prestvik & Goles, 1985), and the Karoo Province (e.g. Duncan, 1987).

The K-rich leptynite (LAM3) has a low $ENd = -6.3$, pointing to a time-integrated LREE-enriched source. This agrees with the crustal origin advocated for these high-silica meta-rhyolites, on the basis of major and trace element data (Briand, 1986). The second leptynite sample (RN9-1, with analogous major element features, except $K_{20}(Na_{20})$, displays fairly different $ENd = -1.3$. This does not favour a derivation by pure crustal remelting, for this rock. The difference between these leptynites is also apparent in their HREE contents and distributions, i.e. a weakly fractionated pattern at ca. 30 times chondrite for RN9-1, and a concave-upward pattern at only 10 times chondrite for LAM3 (Fig. 2a). RN9-1, with $ENd = -1.3$, high and unfractionated HREE abundances and low Zr/Y , might be derived from residual liquids left after extensive fractional crystallization of magmas belonging to group I basalts. Alternatively, it might have evolved by partial melting of related mafic rocks, as proposed for rhyolites associated with basalts in the Lebombo area (Cleverly et al., 1984) or the Deccan Traps (Lightfoot et al., 1987). Thus, although our data on leptynites are sparse, they point to a complex (possibly dual) origin for these metarhyolites, by either crustal anatexis or derivation from mafic precursors.

b) Group II samples, with distinctly positive ENd , include dykes that cut across gabbros ascribed to group I. They may therefore be somewhat younger. These rocks have normalized multi-element plots (Fig. 2c) varying from almost flat (PYR-1) to Th- and LREE-enriched, with frequent Nb anomalies, but without clear correlation with either primary lithology or metamorphic grade. Zr/Nb (20-30) and Y/Nb (6-11) are significantly higher than in group I, and closer to values typical for depleted oceanic tholeiites (although some kind of transition may exist, as suggested by similarly low Zr contents). There is no conspicuous evidence for significant element mobility.

In contrast with group I, there is some covariation of the depth of the Nb anomaly (Nb/Nb^*) with $(La/Lu)_N$, and, with the notable exception of sample MAS2, ENd (Fig. 3). These crude hyperbolic trends may suggest broad mixing relationships between mafic magmas such as THE1, derived from a time-integrated depleted mantle source (ENd_{480} ca. +7, low $(La/Lu)_N$, no negative Nb anomaly), and crustal melts similar to LAM3 (ENd_{480} ca. -6, high $(La/Lu)_N$, deep Nb anomaly).

Both end-members for this inferred mixing process have identical, very low (3ppm) Nb contents. Therefore, a progressive deepening of the Nb anomaly would arise from the addition of Th- and LREE-rich crustal melts.

It is emphasized that negative Nb anomalies are not an exclusive feature of subduction-related lavas (e.g. Saunders et al., 1980; Briquet et al., 1984), but also occur in continental tholeiites (e.g. Thompson et al., 1983; Dostal & Dupuy, 1984; Jolly, 1987; Marsh, 1987). The retention of Nb by

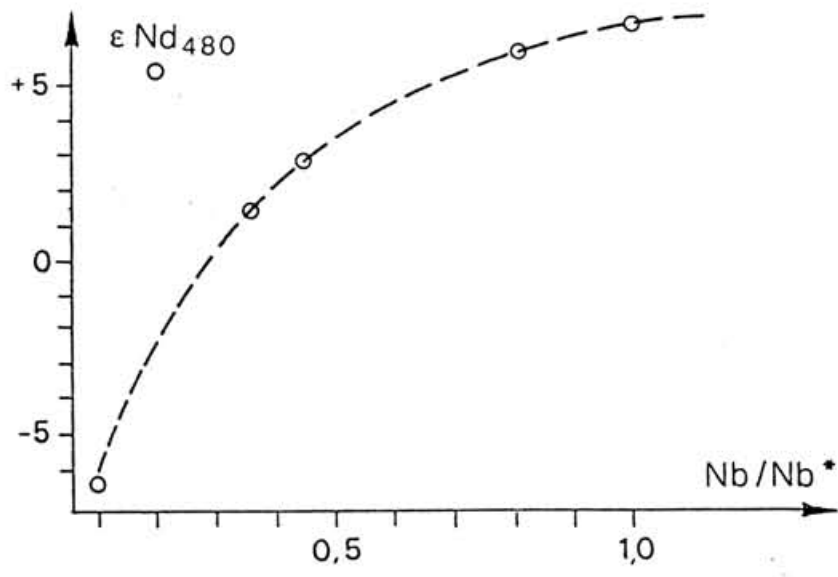
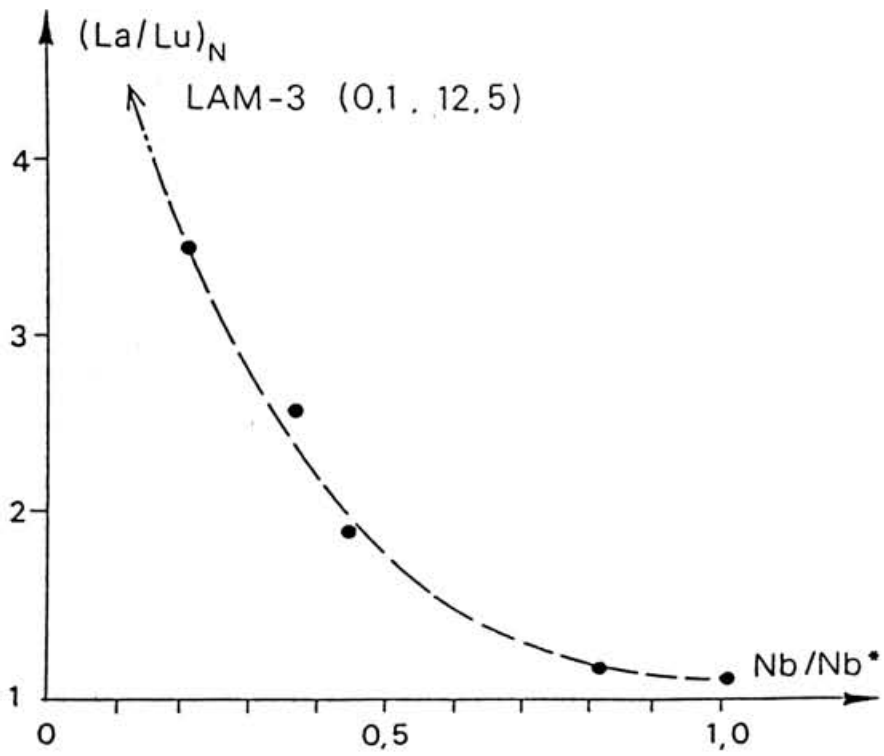


Fig. 3



residual, minor phases during hydrous partial melting of peridotite was commonly invoked for subduction environments. However, this interpretation has recently been challenged (Ryerson & Watson, 1988). It is suggested that crustal contamination is a likely mechanism for the development of negative Nb anomalies in basaltic rocks that are unrelated to subduction. This is due to the large Th- and LREE-enrichment of crustal rocks relative to Nb (e.g. Taylor & McLennan, 1985). This hypothesis is supported, for example, on the Faeroe Islands (Gariépy et al., 1983), where a conspicuous Nb trough occurs in an olivine-tholeiite lava flow whose $\text{ENd} = -10$, $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7096$ and Pb isotopes suggest crustal contamination. In contrast, samples with normal, depleted-mantle isotopic characteristics, lack Nb anomalies.

This alternative explanation for Nb anomalies has important bearings on the paleogeodynamic settings inferred from geochemical data. Most authors have proposed back-arc origins for leptyno-amphibolitic groups, especially those at Marvejols. Bodinier et al. (1988) even claimed that some of the amphibolites, similar to our group I samples, resemble boninites. However, high-Mg andesites appear to be restricted to the early stages of the development of intra-oceanic island arcs (e.g. Meijer, 1980) or intra-oceanic back-arc basins (e.g. Crawford et al., 1981). The occurrence of rhyolites of crustal origin, and the abundance of clastic metasediments at Marvejols preclude an intra-oceanic setting, and provide strong evidence against a boninitic origin. It seems more likely that plagioclase-olivine accumulation could account for the low incompatible element contents. This is supported by the occurrence of relict gabbroic textures in some of the rocks.

In summary, broadly contemporaneous, crustally-derived, rhyolites are associated with variably contaminated, tholeiitic mafic rocks, produced by partial melting of depleted upper mantle similar to N-MORB source (group II). Group I amphibolites resemble continental tholeiites. As an alternative to the back-arc model, we therefore propose that the LAG association documents an episode of continental break-up. This occurred in an extensional setting, unrelated to contemporary subduction phenomena.

IV) - Albigeois igneous suite

a) Geological setting:

The Albigeois volcanics occur in the "Schistes et Roches Vertes" formation, a thick (ca. 3000m) sequence of low-grade greenstones and black metapelites (Guillon et al., 1963; Durand & Gagny, 1967; Guérangé-Lozes & Alsac, 1986; Guérangé-Lozes, 1987; Marini, 1987, 1988). This sequence consists of trough-filling deposits, which may be considered as basinward equivalents of similar facies (albeit devoid of mafic volcanics), well-known in the classical series of southern and north-eastern Montagne Noire, where an Early

Ordovician age is based on paleontology (Marini, 1987).

In spite of a complex tectonic pattern, numerous domains suffered only very limited deformation and recrystallization. This allows the recognition of primary structures and textures of both volcanic and sedimentary components.

The main sedimentary components (shales and quartzose greywackes) consist of fine-grained detritus of continental provenance. These settled as muddy turbidites, and were partially reworked by bottom currents (Marini, 1982). Some volcanoclastics were deposited as sediment gravity flows of contrasting occurrence and composition:

- felsic "porphyroids" (in the lower part of the formation) derived from rhyolitic and/or microgranitic material. Some of this source-material may, exceptionally, be preserved as small, syn-sedimentary, rhyolitic protrusions;

- bimodal volcanic breccias (middle and upper part), including variable admixtures of felsic and mafic rock fragments (millimetric to decimetric size), of mainly spilitic and keratophyric compositions.

The main volcanic component consists of metabasalts and metadolerites, forming a complicated, partly intrusive-partly effusive, mafic complex with a total thickness of ca. 900m. Gabbros and ultramafic rocks are conspicuously absent.

The intrusive part of this complex includes deep-seated and surficial sill-like bodies. These exhibit a number of peculiar features resulting from mechanical interactions between expanding, dense lava-bodies and soft, water-soaked, muds. The effusive part consists of fissure-fed, submarine lava flows and pillow-lavas. Both shallow and extremely deep environments of water can be excluded for these eruptions. This is because there are no aquagene tuffs, hyaloclastites, broken-pillow breccias, spiracles and other emersion trend indicators, while there is vesicularity, suggesting normal degassing conditions.

A pervasive, post-magmatic spilitization proceeded from rims to cores of lava bodies, prior to the climax of regional, low-grade metamorphism. Non-spilitized cores of many igneous bodies display well preserved, primary, igneous features. Textures and even relict minerals (metastable augite and ilmenite) are found (Marini, 1987). In this case, recrystallization was limited to interstitial residual glass (converted to Chl + Ab + Q + Opaques), and to plagioclase (transformed into a crypto-crystalline mixture of clinozoizite + Ab + Q: "saussurite"). This "saussuritic" mixture still retains a global chemical composition very close to that of Labradorite-Bytownite plagioclase, as shown by defocused electron beam analysis. Only very minor elemental mobility may be inferred from these observations, and we assume that the central parts of igneous bodies behave mainly as closed systems, except with respect to H₂O.

b) Results and discussion:

Metabasalts or metadolerites, analysed for incompatible elements (Tab. 3) and Nd-Sr isotopes (Tab. 4) were taken from the cores of lava flows several meters thick (B5, C105, M1), or thicker, sill-like bodies (B17F, B24N, KDE).

Felsic rocks include two metarhyolites (porphyroids), EG10 and RACP. These occur as an inferred protrusion, and a volcanoclastic grain-flow, respectively; and three volcanic clasts from bimodal volcanic breccias (B27F1, B34-2 and C13-76).

Both metarhyolites have negative ENd_{480} (-3.5 and -6.0) and high $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{480}$ at ca. 0.709, pointing to a LREE-enriched, and comparatively high, Rb/Sr source. This is consistent with an anatectic origin for the rhyolitic precursors. Preliminary U-Pb analyses of the zircons in sample RACP show the occurrence of an old (>1400 Ma) lead component (Pin, unpublished data), and further substantiate the crustal derivation of these metarhyolites.

In contrast, the felsic volcanic clasts (keratophyres) display positive ENd_{480} (from 4.1 to 5.3) coupled, with one exception, to moderate $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{480}$ (ca. 0.705). These isotopic data rule out any kinship of these clasts with the more voluminous "porphyroids". This agrees with their markedly different trace element characteristics, especially the Th-Nb-La relationships and Zr and Nb abundances (Fig. 4a, b), which point to alkaline affinities for the keratophyres. Clearly, the keratophyric clasts are derived from a time-integrated LREE-depleted mantle source, and bear genetic relationships with the mafic volcanism.

The studied basaltic rocks were selected from the central parts of lava flows and sills, in an attempt to minimize problems related to element mobility. Such concerns are potentially important in spilitic rocks, especially in the case of pillow selvages and rims of lava bodies. As expected from the excellent preservation of other primary igneous features, the relatively smooth variations exhibited by the normalized patterns do not suggest significant mobility of the selected incompatible elements (Fig. 4c).

The Rb-Sr system was obviously disturbed, as shown by the large scatter of age-corrected $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. However, some samples possibly record primary $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, suggesting that modifications of Rb/Sr occurred a short time after the magmatic episode.

ENd_{480} scatters from +5.1 to +1.5. This large isotopic range points to a complex petrogenesis for the Albigeois greenstones. Variable mantle sources, or variable amounts of crustal contamination, or both, are required by these data. The crustal derivation of the metarhyolites demonstrates that contamination by a sialic component was a possible process during ascent of basaltic melts.

Th-Nb-La relationships may provide useful information concerning this problem. These are highly incompatible elements with very similar bulk partition coefficients, with regard to usual mantle mineralogies. (e.g. Bougault et al., 1985). As a result, their ratios are insensitive to closed-system fractional crystallisation and partial melting. Moreover, these elements, including thorium (e.g. Chen et al., 1986), are not readily remobilized during most alteration or

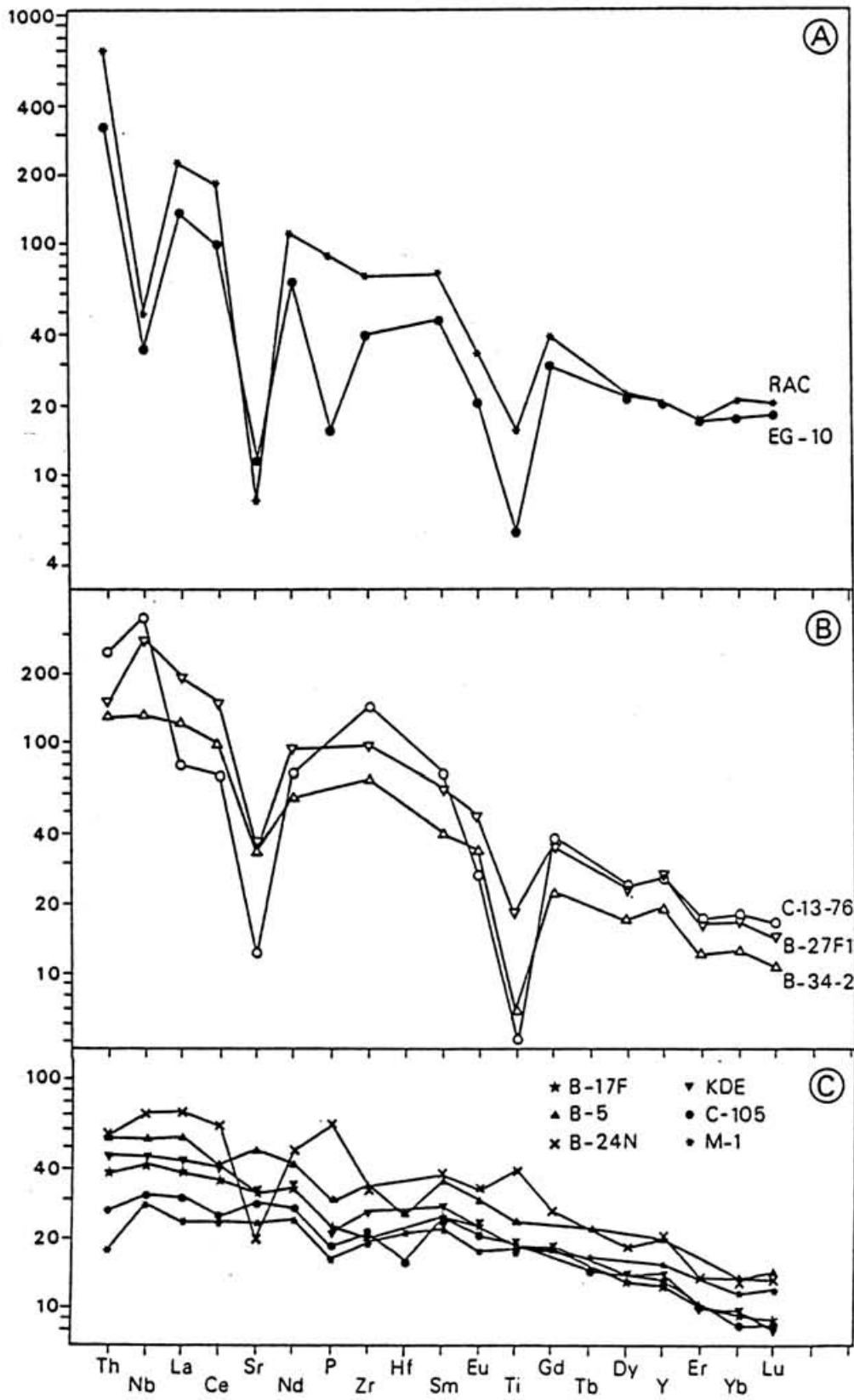


Fig. 4

low grade metamorphism episodes. This is probably due to their exceedingly low solubility in aqueous fluids. Thus, variations of La/Nb and Th/Nb will suggest either mantle source heterogeneity, or open-system processes such as contamination. La/Nb ratios, of oceanic basalts unrelated to subduction zones, range from ca. 0.6 to 0.9 in very enriched "plume" basalts (P-MORB) or ocean island basalts. Values > 1 occur in depleted, N-MORB (Wood et al., 1979; Sun, 1980; LeRoex et al., 1983). Crustal rocks scatter widely, but all have La/Nb > 1 (Thompson et al., 1984; Taylor & McLennan, 1985). Therefore, the recognition of La/Nb > 1 in basaltic rocks otherwise devoid of N-MORB features probably results from interactions with crustal components.

Th-Nb systematics may prove even more useful, since the ratio of these elements is almost invariable in oceanic basalts unrelated to subduction zones. Various oceanic basalts (N-MORB, E-MORB, OIB) display essentially the same Th/Nb ratio of ca. 0.07 (Wood et al., 1979; Sun, 1980; Hofmann, 1986), irrespective of their depleted- or enriched mantle source. In contrast, the continental crust is enriched in Th and relatively depleted in Nb, with Th/Nb > 0.3 . Moreover, experimental studies of the solubility of rutile in magmas show that typical crustal melts should contain (as is observed) very low Ti and Nb contents (Ryerson & Watson, 1988). Hence, an increase of Th/Nb may provide a sensitive monitor of the addition of a crustal component. Note, however, that a different behaviour may be expected when mantle magmas are contaminated by Th-depleted granulites from old cratonic areas (e.g. in the British Tertiary Volcanic Province; Thompson et al., 1980).

In the present case, none of the samples studied has an oceanic mantle-like Th/Nb. From this, some interactions with the continental crust may be inferred. However, La/Nb is always less than unity, and does not correlate with ENd. This suggests that crustal contamination played only a minor role, and cannot account for trace element and isotopic variations. This is consistent with different trace element features displayed by samples with almost the same ENd. For example, sample M1 (ENd=+5.1) has a flat LREE pattern (La/SmN=1.05), and its Zr/Nb (11) lies in the upper range of values reported for T-MORB (LeRoex et al., 1983). B24N (ENd=+4.7) is LREE-enriched (La/SmN=1.9), and its Zr/Nb (7) and Y/Nb (1.6) point to a more enriched-source, transitional to that of ocean island basalts. In fact, with the notable exception of Th/Nb, all of the studied basalts have comparable incompatible element ratios, irrespective of ENd, i.e. La/Nb = 0.78-0.96, Zr/Nb = 7-11, Y/Nb = 1.6-3.5. These values encompass the range observed among modern enriched, transitional oceanic basalts. For these rocks such characteristics are ascribed to variable mixing between "normal" (depleted) and "plume" (strongly enriched) end-members (LeRoex et al., 1983).

In summary, Albigeois spilites are derived from basalts emplaced in a submarine trough, of intermediate depth, under obvious continental influence. Both isotopic and trace element data suggest affinities with transitional oceanic basalts, derived from variably enriched (though time-integrated

depleted) mantle sources, with minor amounts of contamination during ascent through the crust. Silicic volcanics comprise minor occurrences of Keratophyric lavas (clasts) which originated from time-integrated depleted mantle sources. These felsic rocks display peralkaline affinities, as indicated by their high Zr and Nb abundances. Although unambiguous evidence is lacking in this case, they might have evolved through partial melting of mafic precursors (Lightfoot et al., 1987), or extensive fractional crystallization from transitional magmas (Barberi et al., 1975; Upton et al., 1984; Jorgensen, 1987) that were not much different from the associated metabasalts. However, truly alkaline mafic precursors cannot be totally dismissed, in view of sparse occurrences of alkali metabasalts, possibly of the same age, in neighbouring areas (Monastère, Rodez; Bas-Vivarais; Fig. 5). More voluminous metarhyolites ("porphyroids") provide evidence for crustal melting, broadly coeval with the injection of the mantle-derived magmas.

V) - Cévennes greenstones

a) Geological setting:

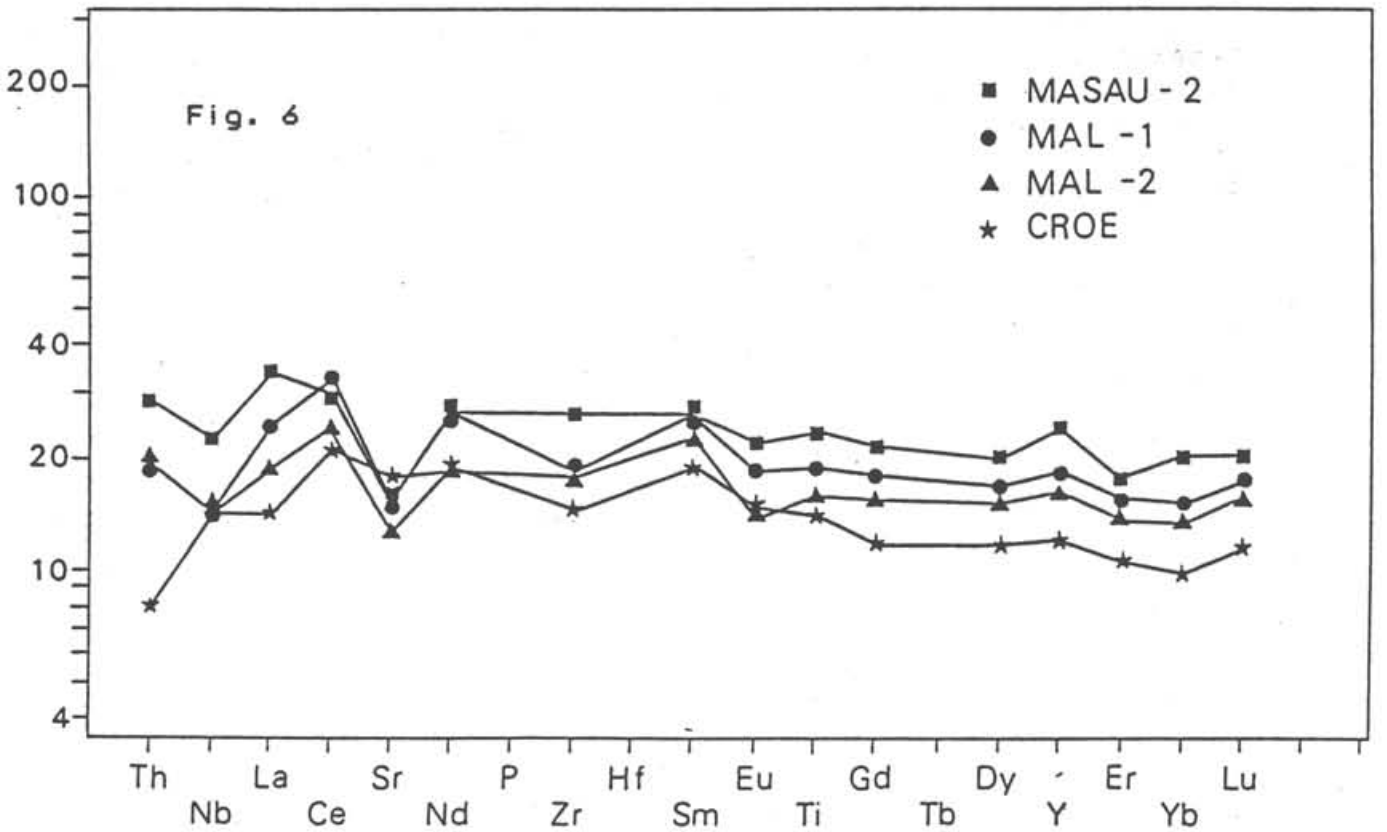
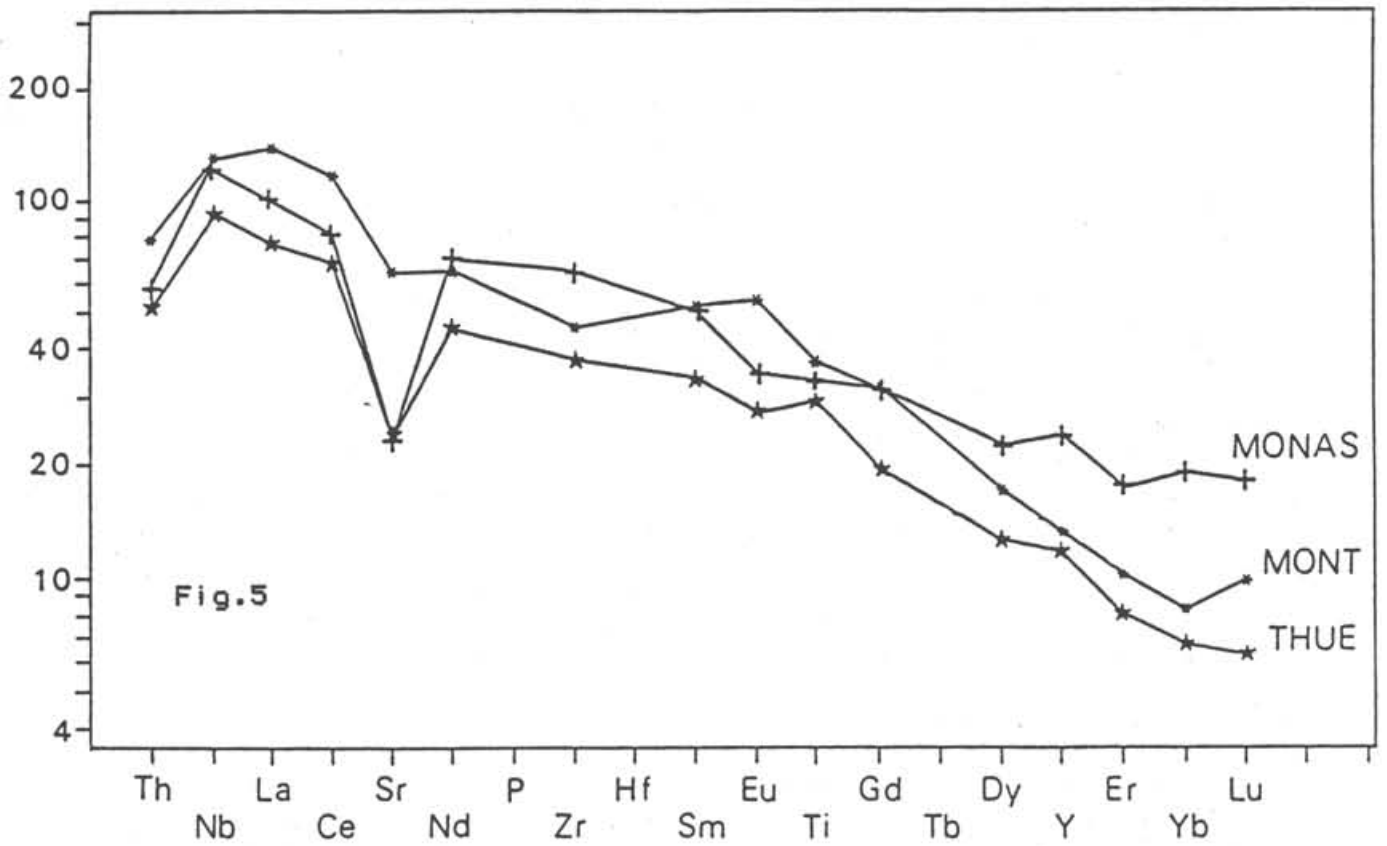
The Cévennes low-grade series is located 100 km east of the Albigeois area (Fig. 1), beyond the Mesozoic deposits of the Grands Causses basin. Although deformation and metamorphism are more developed in Cévennes, the two series can be regarded as stratigraphically equivalent. They both display the same general succession of: a) a lower, coarser-grained, flysch-like unit; b) a layer of white quartzites, tentatively ascribed to the lowermost Ordovician; and c) a thick formation of black, fine-grained metapelites (cf. the "Schistes et Roches Vertes" formation of Albigeois). Metaigneous rocks are widespread in the black metapelites, albeit volumetrically less abundant than in Albigeois. Both mafic and reworked felsic varieties occur, as amphibolites and volcanoclastic, feldspar-rich quartzites, respectively (Brouder, 1964).

b) Results and discussion:

Due to extensive sedimentary reworking, no felsic rocks were analysed. Nevertheless, zircon typology (Pupin, 1980) of such horizons (Nebout, 1985) favours a crustal, anatectic origin for the magmatic component of these volcanoclastic layers.

The four analysed mafic samples (Tab. 3, 4) are representative of strongly deformed sill-like bodies, metamorphosed into greenschist facies amphibolites. The typical assemblage is chlorite, tremolite/actinolite, albite, epidote, sphene, quartz.

Chondrite-normalized patterns (Fig. 6) display mild fractionation of the less incompatible elements: $(Sm/Lu)_N = 1.3-1.6$. Strongly incompatible elements are more variable, but three samples have $(La/Sm)_N < 1$. A negative Nb anomaly occurs in all but one sample. Interestingly, these samples have lower ENd480 than the amphibolite sample lacking negative Nb



anomaly. Moreover, a large increase in Th/Nb (0.08 → 0.19) and La/Nb (0.94 → 1.62) accompanies the decrease in ENd. Sample CROE, with ENd=+6.2 and Th/Nb=0.08 (oceanic mantle value: ca. 0.07), presumably suffered very limited interactions with the continental crust. Therefore, this sample may provide a good approximation to the primary mafic melts involved in the genesis of the Cévennes greenstones. With Zr/Nb=16 and Y/Nb=5, CROE shows affinities with basalts transitional between N-type and E-type oceanic tholeiites (Erlank & Kable, 1976; Wood et al., 1979; Sun, 1980).

The other samples do not differ markedly from CROE in terms of Zr-Nb-Y relationships (Zr/Nb=18-21, Y/Nb=6-7). This suggests that these elements were not significantly changed by contamination. Although the light REE are enriched, relative to the heavy REE, they have almost flat patterns. Some even display depleted-type fractionation patterns, as expressed by their low (La/Sm)_N. This is a noticeable feature, as the crustal contamination inferred from Th-Nb relationships probably involved a component with a strong LREE fractionation. Indeed, most REE patterns have convex upward shapes, even more perceptible if Ce is discarded, in view of its possible mobility as suggested by frequently observed "spikes" relative to La and Nd. These peculiar patterns, having both (La/Sm)_N<1 and (Sm/Lu)_N>1, suggest that the mantle source was not strongly enriched in LREE, despite its transitional characteristics in terms of Zr-Nb-Y and HREE. Similar convex REE patterns have been reported for rocks from various extensional settings (e.g. Guayamas Basin, Saunders et al., 1982; Faeroe Islands, Gariépy et al., 1983; and the Keweenaw rift, Massey, 1983). Massey (1983) and Gariépy et al. (1983) showed that such REE distributions could be explained using models involving ca. 10% melting of a garnet-lherzolite source with slight LREE-depletion. Here, a time-integrated, depleted source is required by the high ENd, implying that the slight enrichment suggested by Zr-Nb-Y relationships was comparatively recent.

In summary, the Cévennes greenstones may have been derived by partial melting of a time-integrated LREE-depleted, garnet-lherzolite source that had suffered a recent (and limited) enrichment event. The resulting transitional tholeiitic magmas underwent slight contamination during their ascent through the crust.

VI - Geological implications

From the above data, several points are emphasized.

- 1) In every area studied, felsic metavolcanics of crustal origin occur.
- 2) Rhyolites derived from associated mafic rocks are documented in both the Albigeois series and the Marvejols LAG.
- 3) Mafic rocks, albeit variable in detail, show limited imprints of crustal contamination. Moreover, at Marvejols, amphibolites, isotopically similar to continental tholeiites, occur.
- 4) Inferred mantle sources vary somewhat in terms of their degree of enrichment, as suggested by variable REE

fractionation and Zr/Nb ratios. Overall, the mantle characteristics are similar to the inferred sources of transitional basalts from oceanic environments. These are assumed to be formed by variable mixing of depleted and enriched mantle end-members. The involvement of a mantle plume might be tentatively inferred from the presence of this enriched component (cf. Alibert, 1984), and is also suggested by scarce occurrences, in neighbouring areas, of meta-alkali basalts.

These results unambiguously demonstrate the ensialic, extensional setting of the Early Ordovician thermal event in the Southern Massif Central. Such an environment has been postulated by several authors, mainly on the basis of geological data.

No clear evidence for the involvement of subduction-related, back-arc basins was found. We propose that the mild "calc-alkaline" tendencies observed at Marvejols (Briand & Piboule, 1979; Bodinier et al., 1986) can be interpreted in terms of crustal contamination, either during ascent of mafic melts through the crust, or via large-scale recycling in the mantle. Indeed, calc-alkaline affinities have been noted in most of the classical, continental flood-basalt provinces.

Examples of ensialic rifting, unrelated to subduction processes, are documented in several other areas throughout the Variscan belt.

a) In northwestern Iberia, the Malpica-Tuy unit (Gil Ibarra & Ortega Girones, 1985), contains large amounts of alkaline to peralkaline orthogneiss (Floor, 1966). These felsic rocks, of Ordovician age (Priem et al., 1970; Lancelot & Allégret, 1982), are associated with amphibolites. The mafic rocks are locally transformed into glaucophane-bearing eclogites, and are interpreted as an ancient dyke-swarm, cutting across older sialic crust. Isotopic and geochemical data (Gil Ibarra & Pin, 1987) show that the amphibolites were derived from alkali basalts, while the eclogites display affinities with mildly contaminated, transitional basalts.

b) In south-eastern France (Maures Massif) and the Corsica-Sardinia block, Early Ordovician bimodal associations are widespread (Ricci & Sabatini, 1978). In these areas, mafic rocks with either alkaline or tholeiitic compositions have been documented. These are associated with alkaline and peralkaline rhyolites (Seyler, 1984). This magmatism is reminiscent of continental, anorogenic, bimodal associations, and was interpreted in terms of crustal thinning, during the initial stage of an aborted oceanic rift (Seyler, 1986).

c) Another example of within-plate magmatism, related to Early Paleozoic extension, can be found as far east as the Polish Sudetes. There, the spilite-keratophyre association of the Kaczawa Mts bears witness of transitional to alkaline volcanism (Narebski et al., 1986).

Whether or not this major, extensional volcanic episode reached a sea-floor spreading stage cannot be ascertained from the data reported here, which merely suggest attenuated continental crust. However, several indirect lines of evidence

suggest that this incipient crustal splitting went to completion.

First, there are several occurrences of ophiolitic complexes of similar age and of distinct oceanic derivation: Galicia (e.g. Bernard-Griffiths et al., 1985), eastern France (Pin & Carme, 1987), and Austria (Stumpfl & El Ageed, 1981). Bearing in mind that the preservation of surficial, obducted ophiolites is less likely in ancient domains, these scarce occurrences provide sufficient evidence to infer that significant oceanic domains were created during the Early Paleozoic extensional event.

Second, there is circumstantial evidence, from the metamorphic evolution of these bimodal suites during their subsequent histories. A high-pressure event is recorded in the Marvejols LAG (and most others). The great depths required for this metamorphism are best explained in terms of subduction (Pin & Vielzeuf, 1988). Both the geological record (e.g. Compagnoni et al., 1977; Chopin, 1984), and theoretical considerations (Molnar & Gray, 1979) substantiate the possibility of subduction of significant portions of continental crust attached to oceanic crust. This can occur in the last stages of consumption of a segment of oceanic lithosphere. This process is even more likely when thinned continental crust is involved, and more effective when the resorbed oceanic basin was large (Le Pichon & Blanchet, 1978). Therefore, we believe that it is most likely that true oceanic domains were created, following intracontinental rifting. Such a view is consistent with paleomagnetic data (e.g. Perroud et al., 1984). Subsequent resorption of this oceanic crust, in the Late Ordovician/Silurian, triggered the subduction and HP metamorphism of one of the opposing continental margins. This occurred prior to buoyancy-related blocking of subduction. In this model, the LAGs, characterized by ensialic bimodal magmatism and further HP metamorphism, are interpreted as remnants of transitional continent-ocean settings. As such, they may be regarded as ancient, rifted, passive margins.

The bimodal associations not involved in subsequent high-grade HP evolution (e.g., the Albigeois-Cévennes series) can be interpreted in three different ways.

First, these domains might be derived from an abortive basin, situated within the continental plate, behind the continent edge.

Second, they could be interpreted as "failed rifts" or aulacogens (e.g. Burke, 1977), initially formed at high angles with the rifts that evolved in an ocean basin. Because of this geometry, such an aulacogen would have escaped subduction during the subsequent ocean consumption.

In a third model, the contrasting tectono-metamorphic evolution of Albigeois-Cévennes and LAGs such as Marvejols could be accounted for by considering them to be the remnants of initially opposing, rifted margins. In this case, the LAGs would belong to the "northern", Early Ordovician passive margin, that was involved in a Late Ordovician-Silurian, "southward" subduction. The Albigeois-Cévennes sequences would be ascribed to the other, "southern" margin, belonging to the upper plate of the Silurian subduction zone. Although

tentative, this hypothesis cannot be ruled out by the present occurrence of southward vergence in the main tectonic pattern. This is because this arrangement mainly results from far more recent, Carboniferous deformation, obviously not directly related to the Silurian subduction episode.

VII - Conclusions

Though intensely deformed and metamorphosed, the Early Ordovician magmatic record of southern Massif Central, and similar Variscan areas, is strongly reminiscent of more recent settings of continental break-up and ocean formation. The association of melts derived from the continental crust with mafic and felsic rocks derived from mantle sources is similar to magmatism in domains transitional between continental and oceanic crust. These are exemplified by the Cretaceous, southeastern margin of Brazil (Fodor & Vetter, 1984), the Paleocene East Greenland margin (e.g. Brooks & Nielsen, 1982), and the Cretaceous Etendeka volcanics of Namibia (Erlank et al., 1984; Marsh, 1987). In these instances, the extensive magmatic activity is obviously related to crustal thinning, initial rifting, and the onset of ocean spreading.

Thus, we consider that Lower Paleozoic bimodal suites mark the birth of a mid-European ocean. This is independently supported by paleomagnetic studies. Presently available geochronologic evidence is neither sufficiently abundant nor sufficiently precise to allow further assessment of the mode of ocean opening.

On more general grounds, our results suggest that the so-called "immobile" trace elements, and the Sm-Nd isotopic system, may generally survive low-grade alterations or high-grade metamorphism and retrogression. Studies combining both approaches may prove most useful for a better recognition of the tectonic settings of ancient igneous suites.

Acknowledgements: Corrections of the english text by J. Clemens are gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Alibert C., 1984 - A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrénées (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73: pp. 81-90.
- Arthaud F., Mattauer M. & Matte P., 1969 - La direction des plis couchés penniques de la phase majeure hercynienne est subméridienne dans les Cévennes méridionales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 269: pp. 556-559.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M. & Varet J., 1975 - A transitional basalt-pantellerite sequence of

fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16: part.1, pp. 22-56.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Cornichet J., Ponce de Leon M.I. & Gil Ibarra J.I., 1985 - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section)*, 52: pp. 217-225.

Bodinier J.L., Giraud A., Dupuy C., Leyreloup A. & Dostal J., 1986 - Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, n°1: pp. 115-123.

Bodinier J.L., Burg, J.P., Leyreloup, A. & Vidal, H., 1988 - Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central). *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, n°1: pp. 21-33.

Bougault H., Joron J.L., Treuil M. & Maury R., 1985 - Local versus regional mantle heterogeneities: evidence from hygromagmaphile elements. *Init. Rep. D.S.D.P.*, LXXXII: pp.459-482.

Briand B., 1973 - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, I, n°4: pp. 183-198.

Briand B., 1986 - Caractérisation des métamagmatites en domaine profond et reconnaissance des sites géotectoniques. Exemple du complexe leptyno-amphibolique de la vallée du Lot (Massif Central français). Thèse Doc. Sc., Univ. Lyon, 204p.

Briand B. & Gay M., 1978 - La série inverse de St Geniez d'Olt: évolution métamorphique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, I, n°3: pp. 167-186.

Briand B. & Piboule M., 1979 - Les metabasites de la série de Marvejols (Massif Central): témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc cambro-ordovicien? *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, Section 1., n°2: pp. 131-171.

Briand B., Piboule M. & Bouchardon J.L., 1988 - Diversité des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central). Origine et implications. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV: n°3, 489-498.

Briqueu J.L., Bougault H. & Joron J.L., 1984 - Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subductions zones: petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: pp. 297-308.

Brooks C.K. & Nielsen T.F.D., 1982 - The E Greenland continental margin: a transition between oceanic and continental magmatism. *J. geol. Soc. London*, 139: pp. 265-275.

- Brouder P., 1964 - Niveaux repères dans la série métamorphique des Cévennes Méridionales (Massif Central Français). Bull. Soc. géol. France, (7), VI: pp. 699-703.
- Burg J.P., Leyreloup A., Marchand J. & Matte P., 1984 - Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. in: Variscan tectonic of the North Atlantic Region, D.H.W. Hutton & D.J. Sanderson eds., Geol. Soc. Spec. Pub., n°14, pp. 47-61.
- Burke K., 1977 - Aulacogens and continental breakup. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5: 371-396.
- Campbell I.H., 1985 - The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. Contrib. Mineral. Petrol. 91: pp. 37-43.
- Carlson R.W., 1984 - Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: pp. 2357-2372.
- 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: pp. 2483-2500.
- Carlson R.W., Lugmair G.W. & MacDougall J.D., 1984 - Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination (Reply to a comment by D.J. DePaolo). Geochim. Cosmochim. Acta, 47: pp. 845-846.
- Chen J.H., Wasserburg G.J., von Damm K.L. & Edmond J.M., 1986 - The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21°N and Guayamas Basin. Geochim. Cosmochim. Acta, 50; n°11, 2467-2479.
- Chopin C., 1984 - Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral. Petrol., 86: pp. 107-118.
- Cleverly R.W., Betton P.J. & Bristow J.W., 1984 - Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 13: 171-194.
- Compagnoni R., Dal Piaz G.V., Hunziker J.C. Gosso G., Lombardo B. & Williams P.S., 1977 - The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the western Italian Alps. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 33: 1, pp. 281-334.
- Cox K.G., 1980 - A model for flood basalt vulcanism. J. Petrol., 21: 4, pp. 629-650.
- Cox K.G., 1983 - The Karoo province of southern Africa: origin of trace element enrichment patterns. in: Continental basalts and mantle xenoliths, C.J. Hawkesworth & M.J. Norry eds.,

Shiva Publ.: pp. 139-157.

Crawford A.J., Beccaluva L. & Serri G., 1981 - Tectono-magmatic evolution of the west Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54: pp. 346-356.

DePaolo D.J., 1983 - Comment on "Columbia river volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination" by R.W. Carlson, G.W. Lugmair & J.D. Macdougall. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: pp. 841-844.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J., 1979 - Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their sources. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 76: pp. 3056-3060.

Duncan A.R., 1987 - The Karoo igneous province - A problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *J. Volc. Geoth. Res.*, 32: 13-34.

Dupuy C. & Dostal J., 1984 - Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: pp. 61-69.

Durand B. & Gagny C., 1966 - Observations sur le mode de gisement et les conditions de mise en place des coulées volcaniques spilitiques de Peyrebrune (région de Réalmont, Tarn, France). *Geol. Rundsch.*, 55: pp. 329-341.

Erlank A.J. & Kable E.J.D., 1976 - The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45° N, with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: pp. 281-291.

Erlank A.J., Marsh A.R., Duncan A.R., Miller R. McG., Hawkesworth C.J., Betton P.J. & Rex., 1984 - Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.*, 13: 195-245.

Faure M., Pin C. & Mailhé D., 1979 - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot et dans la région de Marvejols. *C. R. Acad. Paris*, 288: pp. 1267-1270.

Floor P., 1966 - Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the hesperian massif: the galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 36: pp. 1-204.

Fodor R.V. & Vetter S.K., 1984 - Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: pp. 307-321.

Gariépy, C., Ludden J., & Brooks C., 1983 - Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63: pp. 257-272.

Gil Ibarrauchi, J.I. & Ortega Girones E., 1985 - Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) unit, Galicia, Northwest Spain. *Chem. Geol.*, 50: pp. 145-162.

Gil Ibarrauchi, J.I. & Pin C., 1987 - Geochemistry of metabasites and orthogneisses from the Malpica-Tuy Unit (Galicia, NW Spain): possible evidence for a passive continental margin of Ordovician age. (Abstract) 1 Reunion Iberica de Geoquimica, Univ. Aveiro.

Giraud A., Marchand J., Dupuy C. & Dostal J., 1985 - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (French Massif Central). *Lithos*, 17: pp. 203-214.

Guérangé-Lozes J., 1987 - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. *Lithostratigraphie, volcanisme et déformations*. Thèse Doc. Sc., Univ. Toulouse, 226 p. + Annexes.

Guérangé-Lozes J. & Alsac C., 1986 - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. *Lithostratigraphie, volcanisme et déformations*. *Géologie de la France*, n°3, 309-337.

Guillon J.H., Nicolet B. & Viallefond L., 1963 - Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris.

Hawkesworth C.J., Erlank A.J., Marsh J.S., Menzies M.A. & van Calsteren P., 1983 - Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern Africa. in: *Continental basalts and mantle xenoliths*, C.J. Hawkesworth & M.J. Norry eds., Shiva Publ., pp. 92-111.

Hofmann A.W., 1986 - Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.* 57: pp. 17-30.

Hugues S.S., Schmitt R.A., Wang Y.L. & Wasserburg G.J., 1986 - Trace element and Sr-Nd isotopic constraints on the compositions of lithospheric primary sources of Serra Geral continental flood basalts, southern Brazil. *Geochem. J.*, 20: pp. 173-189.

Huppert H.E. & Sparks R.S.J., 1985 - Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 74: pp. 371-386.

Jolly W.T., 1987 - Geology and geochemistry of Huronian rhyolites and low-Ti continental tholeiites from the Thessalon region, central Ontario. *Can. J. Earth Sc.*, 24: pp. 1360-1385.

Jorgensen K.A., 1987 - Mineralogy and petrology of alkaline granophyric xenoliths from the Thorsmork ignimbrite, southern Iceland. *Lithos*, 20: pp. 153-168.

Lancelot J.R. & Allégret A., 1982 - Radiochronologie U/Pb de

l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. N. Jb. Miner. Mh., 9: pp. 385-394.

Le Pichon X. & Blanchet R., 1978 - Where are the passive margins of the western Tethys Ocean ? *Geology*, 6: pp. 597-600.

Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A. & Hart S.R., 1983 - Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East. *J. Petrol.*, 24: part.3, pp. 267-318.

Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J. & Sethna S.F., 1987 - Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: pp. 44-54.

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: pp. 47-60.

Marini F., 1982 - La série volcano-sédimentaire spilitique des "schistes et roches vertes" (Albigeois cristallin; région de Peyrebrune), le fond sédimentaire dominant: bases pétrographiques de l'interprétation géodynamique. Thèse Doc. 3ème cycle, Inst. Nat. Polytech. Lorraine, Nancy, 214p.

Marini F., 1987 - Clinopyroxènes reliques dans les metabasites paléozoïques de l'Albigeois: indicateurs d'un volcanisme transitionnel-tholéiitique en distension (formation des "Schistes et Roches Vertes", Tarn, âge ordovicien probable). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304: II, n°1, 29-34.

Marini F., 1988 - "Phase" sarde et distension ordovicienne du domaine sud-varisque, effets de point chaud ? Une hypothèse fondée sur les données nouvelles du volcanisme albigeois. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 306: II, 443-450.

Marsh J.S., 1987 - Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 32: pp. 35-49.

Massey N.W.D., 1983 - Magma genesis in a late proterozoic proto-oceanic rift: REE and other trace-element data from the Keweenaw Mamainse point formation, Ontario, Canada. *Precamb. Res.*, 21: pp. 81-100.

Mattauer M. & Etchecopar A., 1976 - Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. Coll. internat. CNRS, n°268, *Ecologie et géologie de l'Himalaya*, pp. 261-267.

Meijer A., 1980 - Primitive arc volcanism and a boninite series: Examples from western Pacific island arcs. in: *The tectonic and geologic evolution of SE asian seas. Am. Geophys.*

Union, Geophys. Monograph 23: pp. 269-282.

Molnar P. & Gray D., 1979 - Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. *Geology*, 7: pp. 58-62.

Narebski W., Dostal J. & Dupuy C., 1986. Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-Keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 155, 243-258.

Nebout P., 1985 - La minéralisation stratiforme à sidérose de la Valmy et son contexte géologique (Cévennes Méridionales). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 160 p.

Nicollet C. & Leyreloup A., 1978 - Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptino-amphiboliques du Massif Central français. *Can. J. Earth Sci.*, 15: pp. 696-707.

Pearce, 1988 - A "users guide" to basalt discrimination diagrams. in: *Oceanic basalts*, J. Tarney, ed., Academic Press (to be published).

Perroud H., van der Voo R. & Bonhommet N., 1984 - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12: pp. 579-582.

Piboule M. & Briand B., 1985 - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the Southeastern area of the french Massif Central: origin of the protoliths. *Chem. Geol.*, 50: pp.189-199.

Pin C. & Lancelot J.R., 1982 - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: pp. 1-12.

Pin C. & Carme F., 1987 - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: pp. 406-413.

Pin C. & Vielzeuf D., 1988 - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptino-amphiboliques. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, n°1: pp. 13-20.

Prestvik T. & Goles G.G., 1985 - Comments on petrogeneses and the tectonic setting of Columbia River basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: pp. 65-73.

Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Verschure R.H., Hebeda E.H. & Verdurmen E.A.T., 1970 - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae geol. Helv.*, 63/1: pp. 255-274.

Pupin J.P., 1980 - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: pp. 207-220.

Ricci C.A. & Sabatini, G., 1978 - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1: pp. 28-38.

Ryerson F.J. & Watson E.B., 1987 - Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 86: pp. 225-239.

Santallier D., Briand B., Ménot R.P. & Piboule M., 1988 - Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, n°1: pp. 3-12.

Saunders, A.D., Tarney, J. & Weaver, S.D., 1980 - Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46: pp. 344-360.

Saunders, A.D., Fornari, D.J. & Morrison, M.A., 1982 - The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: the Gulf of California, Mexico. *J. geol. Soc. London*, 139: pp. 335-346.

Seyler M., 1984 - Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques: l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Thèse Doç. Sc., Univ. Lyon-I, 582p.

Seyler M., 1986 - Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. *J. Petrol.*, 27: pp. 1229-1251.

Siders M.A. & Elliot D.H., 1985 - Major and trace element geochemistry of the Kirkpatrick basalt, Mesa Range, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: pp. 54-64.

Sun S.S., 1980 - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 297: pp. 409-445.

Stumpf E.F. & El Ageed A., 1981 - HochgröBen und Kraubath - Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes. *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, 42: pp. 161-169.

Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985 - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publ., 312p.

Thompson R.N., Morrison M.A., Matthey D.P., Dickin A.P. & Moorbath S., 1980 - An assessment of the Th-Hf-Ta diagram as a discriminant for tectono-magmatic classifications and in the detection of crustal contamination of magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: pp. 1-10.

Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P., & Hendry G.L., 1983 - Continental flood basalts... Arachnids rule OK ? in: Continental basalts and mantle xenoliths, C.J. Hawkersworth & N.J. Norry eds., Shiva Publ., pp. 158-185.

Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L. & Parry S.J., 1984 - An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310: pp. 549-590.

Upton B.G.J., Emeleus C.H. & Hald N., 1984 - Tertiary volcanism in northern E. Greenland: Gauss Halvo and Hold with Hope. J. geol. Soc. London, 137: pp. 491-508.

Weaver B.L. & Tarney J., 1983 - Chemistry of the sub-continental mantle: inferences from Archaean and Proterozoic dykes and continental flood basalts. in: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds), Continental flood basalts, Shiva Publ., pp. 209-229.

Wood D.A., Joron J.L., Marsh N.G., Tarney J. & Treuil M., 1979 - Major and trace-element variations in basalts from the North Philippine sea drilled during deep sea drilling project leg 58: a comparative study of back-arc-basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges. Init. Rep. D.S.D.P, LVIII: Washington, pp. 873-894.

MARYELLS

	LA13	RN 91	PYR 2	MY 5	MY 7	MY 10	MAS 1	MAS 5	THE 1	PYR 1	PYR3	MAS 2	MAS 4
SiO2	76,1	77	46,95	50,8	54	49,7	46,5	49,3	48,8	50,5	49,5	50,5	52,2
Al2O3	12,5	12	17,35	15,3	12,3	16,3	19,5	18,8	14,2	15,7	16,8	16,4	15,7
Fe2O3	1,03	1,06	3,2	3,95	2,55	2	2,43	2,75	2,41	6,64	4,79	5,69	3,57
FeO	0,87	0,58	4,19	3,47	5,63	4,91	5,92	4,91	7,29	3,75	3,61	4,35	6,06
MgO	0,25	0,1	9,5	10,5	10,4	9,7	7,6	7,15	9,3	8,8	9,9	8,77	8,2
CaO	1,2	0,9	14,7	13,1	11,4	13,2	10,5	13,3	11,8	10,1	11,3	11,4	11
Na2O	2,2	4	1,53	1,4	2,15	1,8	1,2	1,2	2,3	1,1	2,1	1,25	1,3
K2O	6	3,6	0,3	0,3	0,7	0,65	3,1	0,8	1,15	tr	0,6	0,3	0,5
TiO2	0,2	0,35	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4	0,7	1,7	1,6	0,8	1,2	1,1
MnO	0,03	0,02	0,14	0,15	0,17	0,14	0,16	0,14	0,2	0,2	0,15	0,19	0,18
LOI	0,26	0,44	0,5	0,83	0,65	0,67	2,74	1,18	1,05	0,63	0,45	0,69	0,92
Z	100,64	100,05	99,08	100,3	100,45	99,57	100,06	100,23	100,2	99,02	100	100,72	100,73
Ta	9,86	12,51	1	0,87	3,28	0,91	0,3	0,77	0,59	0,46	1,12	2,38	1,02
Nb	3,3	5,5	2,5	2,7	4	3	2	3	6	3	2,5	3	3
Sr	103	49	193	173	136	190	312	198	184	76	171	115	110
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	117	117	38	39	53	37	21	34	69	75	46	94	63
Ti	1200	2100	4200	3000	3000	3000	2400	4200	10200	9600	4800	7200	6600
Y	16	57	13	11	15	10	9	9	-	32	16	26	21
La	59,9	28,2	5,97	4,73	7,77	5,14	2,84	3,82	3,6	4,73	4,74	13,71	5,99
Ce	88,7	66,3	17,44	14,93	15,98	15,38	6,98	9,36	9,9	16,62	11,22	29,3	14,25
Nd	26,4	31,3	6,78	5,7	9,5	5,56	3,64	4,43	9,2	8,77	7,38	19,2	8,92
Sm	4,09	8	1,78	1,46	2,32	1,37	0,99	1,11	3,01	2,69	2,18	4,63	2,49
Eu	0,85	1,04	0,85	0,57	0,64	0,58	0,39	0,51	1,04	0,84	0,9	1,37	0,72
Gd	4,45	8,82	2,39	1,98	2,34	1,63	1,04	1,27	-	3,58	2,25	4,15	2,41
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48	-	-	-	-
Dy	3,14	10,01	2,27	1,87	2,42	1,71	1,24	1,33	-	4,69	2,36	3,83	2,83
Er	1,95	5,47	-	1,15	1,36	1,12	0,78	0,8	-	2,79	1,31	2,25	1,9
Yb	2,14	5,4	1,19	1,06	1,43	0,95	0,92	0,91	1,8	2,91	1,48	2,48	2,15
Lu	0,33	0,83	0,2	0,15	0,22	0,25	0,14	0,1	0,35	0,44	0,19	0,4	0,33

Table 1

Sample	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(480Ma)
Marvejols					
THE 1	3.01	9.20	0.1982	0.512982 (20)	+6.6
PYR-1	2.69	8.77	0.1858	0.512898 (8)	+5.7
PYR-2	1.78	6.78	0.1591	0.512549 (12)	+0.5
PYR-3	2.18	7.38	0.1785	0.512672 (9)	+1.7
MJ 5	1.46	5.70	0.1544	0.512499 (17)	-0.2
MJ 7	2.32	9.50	0.1478	0.512504 (13)	+0.3
MJ 10	1.37	5.56	0.1491	0.512532 (18)	+0.8
MAS 1	0.99	3.64	0.1647	0.512436 (15)	-2.0
MAS 2	4.63	19.2	0.1454	0.512737 (12)	+5.0
MAS 4	2.49	8.92	0.1679	0.512677 (16)	+2.8
MAS 5	1.11	4.43	0.1516	0.512368 (11)	-2.5
LAM 3	4.09	26.4	0.0938	0.511996 (14)	-6.3
RN9-1	8.00	31.3	0.1543	0.512443 (9)	-1.3
Firmi	2.16	6.70	0.1947	0.512834 (13)	+3.9

Sample	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (480Ma)
Marvejols					
THE 1	32	184	0.50	0.70673	0.7033
PYR-1	3	76	0.11	0.70511	0.7044
PYR-2	10	193	0.15	0.70547	0.7045
PYR-3	23	171	0.38	0.70680	0.7042
MJ 5	12	173	0.20	0.70609	0.7047
MJ 7	12	136	0.26	0.70649	0.7047
MJ 10	14	190	0.21	0.70575	0.7043
MAS 1	111	312	1.03	0.71286	0.7058
MAS 5	39	198	0.38	0.70885	0.7063

Table 2

ALBROEDS

	B 5	C 105	H 1	B 17 F	B 24 N	K DE	ES 10 85	ANC	B 27 F1	B 34 2	C 13 76
SiO2	47,63	46,7	46,53	47,5	44,02	47,55	67,59	57,2	57,08	65,22	67,82
Al2O3	13,97	15,01	14,09	15,62	12,48	15,22	15,08	17,5	15,72	15,07	17,65
Tot. Fe2O3	13,1	12,74	12,4	11,23	17,24	12,16	3,97	10,86	3,74	3,1	1,9
MgO	6,89	6,87	6,83	6,83	6	6,48	1,13	4,1	0,53	1,16	0,67
CaO	9,31	11,5	9,2	9,85	8,51	9,64	1,46	0,36	7,05	4,08	0,48
Na2O	1,75	2,19	3,05	3,15	3,32	3,18	3,09	2,3	6,96	6,39	7,87
K2O	0,3	0,13	0,2	0,38	0,24	0,68	3,76	1,45	0,09	0,7	0,32
TiO2	2,54	2,2	2,07	1,89	4,05	1,86	0,58	1,5	1,65	0,64	0,47
MnO	0,24	0,22	0,2	0,18	0,23	0,17	0,05	0,14	0,08	0,08	0,05
LOI	2,99	2,72	4,22	2,68	3,68	2,93	3,04	5,15	6,18	2,72	1,54
Z	99,02	98,61	98,96	99,55	100,42	100,1	99,92	100,56	99,08	99,16	98,77
Th	2,77	1,36	0,9	1,9	2,79	2,32	16,7	30,2	7,55	6,5	2,48
Nb	19	11	10	15	25	16	12	18	102	47	126
Sr	534	328	258	345	218	346	124	83	365	366	132
P	1310	870	740	1050	2840	1000	741,2	-	-	-	-
Hf	5	3,24	3,1	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	190	120	110	112	186	150	217	400	529	384	780
Ti	14270	12050	11270	11570	24280	11570	3480	9330	10680	3960	2920
Y	40	27	31	25	40,29	28,38	41	41	48,82	36,57	45,46
La	18,2	10,1	7,8	12,82	23,64	14,69	44,02	74,6	63,47	40,68	25,38
Ce	36,3	22,2	20,6	30,68	53,76	35,56	88,22	157	128,13	86,56	60,36
Nd	26,1	17,2	14,6	20,2	39,1	20,8	41,1	73	60,1	37,4	44,6
Sm	6,76	4,78	4,3	4,74	7,06	5,25	8,52	13,6	12,1	7,43	13,6
Eu	2,25	1,64	1,53	1,74	2,45	1,74	1,58	2,54	3,53	2,51	1,97
Gd	-	-	-	5,02	7,05	5,17	8,15	10,6	9,39	6	10,1
Tb	1,04	0,7	0,77	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	4,5	6,19	4,75	7,41	7,65	7,66	5,49	7,8
Er	-	-	-	2,23	3,02	2,28	3,75	3,86	3,4	2,56	3,7
Yb	2,95	1,9	2,54	2,03	2,88	2,13	3,79	4,54	3,46	2,63	3,76
Lu	0,48	0,3	0,41	0,3	0,44	0,27	0,61	0,67	0,45	0,34	0,53

CEYENNES

ROUERGUE

BAS- YVIRANS

SOREZONS

	CRDE	MAL 1	MAL 2	MASAU 1	MASAU 2	MONAS	MONT	THUE	CAM 1
SiO2	47,7	47,8	49,9	49,2	49,1	47,15	47,5	46,3	48,35
Al2O3	14,5	14,5	13,5	14,4	13,85	13,66	13,6	12,25	15,17
Fe2O3	5,41	4,14	3,04	3,24	3,55	15,44	3,21	4,92	11,96
FeO	6,66	7,53	8,25	7,98	9,43	-	10,4	9,67	-
MgO	8,6	8,5	8,5	7,3	7,13	5,97	6,7	11,1	8,19
CaO	11,5	10,9	7,3	10,9	9	8,66	9,95	9,95	9,93
Na2O	2,1	2,5	4,3	2,5	3,2	3,01	3,2	1,9	2,37
K2O	0,05	0,15	0,15	0,1	0,1	0,87	1	0,65	0,99
TiO2	1,5	1,8	1,5	2	2,3	3,54	3,4	2,8	1,47
MnO	0,19	0,2	0,2	0,23	0,24	0,2	0,16	0,21	0,18
LOI	1,72	1,17	3,1	1,22	1,11	1,05	0,66	0,42	1,84
Z	99,93	99,19	99,74	99,07	99,01	99,55	99,78	100,17	100,35
Th	0,4	0,97	0,95	-	1,42	2,48	3,93	2,56	0,71
Nb	5	5,1	5	7	8	43	46	32	7
Sr	196	170	138	185	172	255	710	261	144
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	82	103	98	115	147	366	255	206	100
Ti	9330	11196	9330	12440	14300	22000	21149	17417	9144
Y	25	37	33	-	48	47	26	23	29
La	4,69	8,07	6,29	-	11,27	33,1	46,26	24,9	9,64
Ce	18,21	28,17	20,25	-	26,35	70,3	102,6	57,54	21,85
Nd	11,4	16	11,78	13,1	17,6	42,5	37,8	30,8	13,2
Sm	3,67	4,97	4,64	3,98	5,28	9,55	8,48	6,62	3,73
Eu	1,15	1,41	1,09	-	1,72	2,68	4,11	2,02	1,26
Gd	3,35	5,02	4,29	-	5,97	8,63	8,63	5,14	4,49
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	4,13	5,8	5,18	-	6,86	7,57	5,68	4,07	4,43
Er	2,45	3,5	3,18	-	3,94	3,83	2,18	1,7	2,47
Yb	2,2	3,32	3,06	-	4,47	4,1	1,71	1,4	2,46
Lu	0,39	0,6	0,53	-	0,7	0,6	0,31	0,2	0,42

Table 3

Sample	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	END(480Ma)
Albigeois					
B 5	6.76	26.1	0.1564	0.512712 (12)	+3.9
C105	4.78	17.2	0.1686	0.512754 (16)	+3.9
M 1	4.30	14.6	0.1774	0.512840 (19)	+5.1
KDE	5.25	20.8	0.1525	0.512699 (15)	+3.9
B24N	7.06	39.1	0.1467	0.512722 (16)	+4.7
B17F	4.74	20.2	0.1419	0.512547 (15)	+1.5
RACP	13.6	73.0	0.1124	0.512069 (12)	-6.0
EG10	8.52	41.1	0.1254	0.512239 (15)	-3.5
B34-2	7.43	37.4	0.1202	0.512670 (16)	+5.3
B27F1	12.1	60.1	0.1219	0.512651 (10)	+4.8
C13-76	13.6	44.6	0.1844	0.512810 (13)	+4.1

Cévennes

MALA 1	4.97	16.0	0.1875	0.512811 (12)	+3.9
MASAU 1	3.98	13.1	0.1835	0.512822 (14)	+4.4
MASAU 2	5.28	17.6	0.1807	0.512810 (15)	+4.3
CRO E	3.67	11.4	0.1945	0.512951 (9)	+6.2

Neighbouring areas

MONAS	9.55	42.5	0.1358	0.512524 (8)	+1.5
THUE	6.62	30.8	0.1299	0.512614 (12)	+3.6
MONTA	8.48	37.8	0.1356	0.512546 (13)	+1.9
CAMM	3.73	13.2	0.1711	0.512614 (12)	+1.1

Sample	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (480Ma)
--------	----	----	---------------------------------	---------------------------------	---

Albigeois

B 5	4	536	0.02	0.71065	0.7105
C105	4	328	0.04	0.70542	0.7051
M 1	8	258	0.09	0.70786	0.7072
KDE	19	346	0.16	0.70651	0.7054
B24N	10	218	0.13	0.70540	0.7045
B17F	10	345	0.08	0.70531	0.7048
RACP	59	83	2.06	0.72310	0.7090
EG10	124	124	2.90	0.72872	0.7089
B34-2	16	366	0.12	0.70572	0.7049
B27F1	3	365	0.02	0.70579	0.7057
C13-76	6	132	0.13	0.71010	0.7092

Cévennes

MALA ↓	4	170	0.07	0.70953	0.7091
MASAU 1	2	185	0.03	0.70895	0.7087
MASAU 2	4	172	0.07	0.71106	0.7106
CROE	3	196	0.04	0.70649	0.7062

Neighbouring areas

MONAS	25	255	0.28	0.70695	0.7050
THUE	15	261	0.17	0.70515	0.7040
MONTA	23	710	0.10	0.70610	0.7054
CAMM	53	144	1.06	0.70953	0.7023

Table 4

Age dévonien supérieur de la série calco-alkaline de la ceinture basique du Lézéou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite

par CHRISTIAN PIN * et MICHEL PIBOULE **

Mots clés. — Géochronologie U-Pb, Zircon, Métagabbro, Calco-alkalin, Tholéiitique, Leptyno-amphibolique. Rouergue, Massif central, France.

Résumé. — La datation par la méthode U-Pb sur zircon d'un métagabbro appartenant à la série calco-alkaline du groupe leptyno-amphibolique du Lézéou fournit un âge de 367 ± 10 Ma (2σ), beaucoup plus récent que celui, d'environ 480 Ma, de la série tholéiitique associée. Ce résultat illustre le caractère composite de la ceinture basique du Lézéou, qui résulte de la juxtaposition de deux séries magmatiques totalement indépendantes. Par ailleurs, l'importance majeure de la structuration d'âge fini-dévonien à éo-carbonifère dans cette région est démontrée. Les analogies avec les tonalites dévoniennes du Limousin sont évoquées, et on discute les différences d'évolution possibles de part et d'autre du Sillon houiller.

Upper Devonian U-Pb zircon age of the calc-alkaline series in the Lézéou mafic belt, Rouergue (Massif central, France). A composite leptyno-amphibolitic association

Key words. — U-Pb geochronology, Zircon, Metagabbro, Calc-alkaline, Tholeiitic, Leptyno-amphibolitic. Rouergue, Massif central, France.

Abstract. — U-Pb zircon dating of a metagabbro belonging to the calc-alkaline series of the Lézéou leptyno-amphibolitic group yields a 367 ± 10 Ma age, much younger than the closely associated ca. 480 Ma old tholeiitic series. Thus, this peculiar association of tholeiitic and calc-alkaline mafic rocks is not primary, but results from the telescoping of two independent magmatic suites. This result also emphasizes the major role of the late Devonian/early Carboniferous tectonometamorphic episode in this area. We also compare this occurrence with the neighbouring Limousin domain, characterized by the occurrence of Devonian tonalites.

I. — INTRODUCTION.

La ceinture basique du Lézéou, ou « Etage d'Arviu » [Collomb, 1970], constitue l'une des formations les plus remarquables du Rouergue cristallin, et l'exemple le plus méridional des « groupes leptyno-amphiboliques » (GLA ; pour une définition voir Santallier *et al.* [1988]) du Massif central français (fig. 1). Cet ensemble, complexe dans le détail, est composé par des métasédiments, et des roches orthodérivées (amphibolites, leptynites, ultra-basites, écoligites). Il a fait l'objet de nombreuses études pétrologiques [Brière, 1920 ; Collomb, 1970 ; Nicollet, 1978, 1982 ; Piboule, 1979], géochimiques [Piboule, 1977, 1979 ; Nicollet *et al.*, 1979 ; Bodinier *et al.*, 1986] et, plus récemment, tectoniques [Burg *et al.*, 1984].

Si l'existence de deux épisodes métamorphiques post-éclogitiques datés à 350 et 300 Ma, respectivement, est bien établie [Delbos *et al.*, 1965 ; Cantagrel et Piboule, 1971], il n'y a que peu de données géochronologiques relatives à l'âge des protolithes ignés. En effet, la seule datation est celle d'une leptynite trondhjémitique étudiée par Nicollet [1978] dont l'âge U-Pb sur zircons est de 485 ± 30 Ma [Pin, 1979]. Ce résultat, comparable à l'âge de mise en place des roches orthodérivées du GLA de Marvejols [Pin et Lancelot, 1982], permet de supposer que le GLA du Lézéou est grossièrement contemporain de celui de Marvejols [Briand, 1973] qui en serait l'homologue

plus septentrional. Cependant, l'étude géochimique des roches basiques (orthoamphibolites, métagabbros) du Lézéou a permis d'opposer deux séries nettement distinctes, quoique co-existant sur le terrain : l'une de nature tholéiitique à affinités océaniques, l'autre, moins développée, de nature calco-alkaline continentale [Piboule, 1979]. Cette différence géochimique se reflète d'ailleurs bien dans la minéralogie primaire des faciès gabbroïques, notamment par la présence en petite quantité de quartz et d'orthose, ainsi que par le caractère moins calcique du plagioclase et l'absence d'olivine dans les termes calco-alkalins. De même, une différence sensible d'évolution métamorphique est suggérée par le caractère facultatif du grenat dans les gabbros de la série calco-alkaline, alors que ceux appartenant à la série tholéiitique montrent des couronnes réactionnelles à grenat et clinopyroxène omphacitique [Piboule, 1979]. En d'autres termes, aucun argument positif n'indique un passage des gabbros calco-alkalins dans des conditions extrêmes de HP, à la différence des gabbros tholéiitiques, coronitiques, qui passent localement à de vraies écoligites [Piboule et Coffrant, 1970].

* Dépt. Géologie et L.A. 10 CNRS, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand.

** Inst. Dolomieu, Univ. Grenoble, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
Note présentée à la séance des 27-28 octobre 1986, déposée le 19 février 1987 ; manuscrit définitif accepté le 24 août 1987.

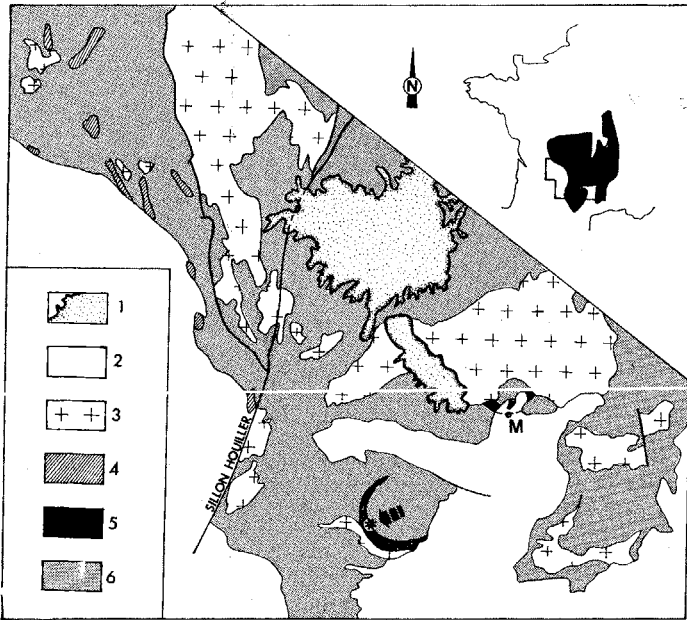


FIG. 1. — Carte schématique du Sud-Ouest du Massif central montrant la région étudiée (*) et les principales unités géologiques évoquées dans le texte.

1 : volcanisme néogène ; 2 : couverture sédimentaire post-hercynienne ; 3 : granitoïdes hercyniens ; 4 : tonalites du Limousin, d'âge dévonien ; 5 : groupes leptyno-amphiboliques du Lévezou et de Marvejols (M) ; 6 : séries métamorphiques indifférenciées.

FIG. 1. — Schematic map of southwestern Massif central with the location of the studied area (*). 1 : Neogene volcanics ; 2 : post-Hercynian sedimentary cover ; 3 : Hercynian granitoids ; 4 : Devonian tonalites from Limousin area ; 5 : leptyno-amphibolitic groups from Lévezou and Marvejols (M) ; 6 : undifferentiated metamorphic series.

Malgré ces différences, l'étroite association sur le terrain des roches des deux séries tholéiitiques et calco-alcalines a conduit à retenir comme site géotectonique originel un environnement d'arrière-arc et un bassin marginal installé sur une croûte continentale en voie d'amincissement. Cette hypothèse s'accorde avec la présence dans le GLA du Rouergue de leptynites potassiques, interprétées comme des métarhyolites issues de la fusion partielle de la base de la croûte lors de cet amincissement [Piboule, 1979]. Ce modèle ensialique a été confirmé par Briand [1986] pour les leptynites du GLA de Marvejols.

La dualité magmatique des termes basiques constituant un caractère relativement original du GLA du Lévezou, susceptible d'avoir des implications géodynamiques importantes, il est apparu nécessaire de s'assurer du synchronisme des deux séries. C'est dans ce but qu'a été entreprise la datation U-Pb sur zircons d'un gabbro représentatif de la série calco-alcaline.

II. — CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIE DE L'ÉCHANTILLON ÉTUDIÉ.

L'échantillon sélectionné provient du massif de La Grange des Puels, localisé en bordure de la RD 44, 2 km environ

au NE de Villefranche-de-Panat ($x = 630,92$, $y = 200,62$, carte IGN 1/50 000 Salles Curan). Ce massif appartient à un ensemble de corps lenticulaires d'épaisseur hectométrique et d'extension kilométrique, concordants avec la foliation régionale des gneiss encaissants, et parallèles aux limites des grands groupes lithostratigraphiques de l'horizon basique du Rouergue. Ces massifs — au nombre d'une dizaine — sont principalement situés au sud du Lévezou sur les communes d'Ayssènes et du Viala du Tarn ainsi qu'à l'Ouest dans la région d'Arviu et d'Alrance (massifs de Girman, Arviu-Est, Le Verdu, Aurifeuille, Mas Nespoulous, etc.) ; d'un point de vue structural, ils se localisent systématiquement à la base géométrique du groupe d'Arviu-Saint-Rémy [Piboule, 1979]. Quelques petits corps décamétriques de serpentinites accompagnent très localement cet ensemble. La plupart des massifs sont constitués de flaser-gabbros dérivés d'anciens cumulats parfois rubanés et riches en boudins et en enclaves de mégagabbros à grain fin. Les mauvaises conditions d'affleurements et la déformation intense subie par ces matériaux ne permettent pas en général de reconnaître les paragenèses primaires.

Toutefois, le massif de la Grange des Puels offre de fréquentes reliques gabbroïques préservées. Les minéraux magmatiques sont représentés par un plagioclase intermédiaire (An 47 à 52) abondant, un clinopyroxène augitique automorphe et un hypersthène subordonné auxquels se joignent — associés en position interstitielle et en petite quantité — de l'orthose et du quartz. La hornblende verte cerne localement les cristaux de pyroxène aux dépens desquels elle se développe en auréoles polycristallines secondaires de remplacement, ainsi parfois que quelques grains de quartz vermiculaires issus des réactions d'amphibolisation. Plus exceptionnellement, à leurs bordures externes, ces auréoles offrent quelques cristaux de grenat dans les zones riches en oxydes ferrotitanés. Ces derniers sont associés à des biotites — primaires et/ou secondaires ? — accessoirement chloritisées. Epidote, chlorite et prehnite, développées aux dépens du plagioclase primaire et de la biotite peuvent être rapportées à une association liée à une microfracturation tardive.

III. — RÉSULTATS.

Les zircons extraits sont abondants, limpides, et renferment assez fréquemment des inclusions sombres. Ils présentent un prisme très développé par rapport aux faces pyramidales, et les fragments ou les grains à habitus de fragment sont nombreux, comme cela a été souvent noté pour les zircons de roches gabbroïques [Poldervaart, 1956 ; Taubeneck, 1957]. Les analyses ont été réalisées selon la technique de Krogh [1973] et à l'aide d'un spectromètre de masse Cameca TSN 206 S équipé d'un multiplicateur d'électrons. Le blanc de procédure total est de 0,1 ng Pb, et la mesure du standard NBS 983 a donné la composition isotopique suivante : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 2\,701 \pm 15$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 192,3 \pm 1,1$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,071205 \pm 37$.

Les résultats analytiques sont donnés dans le tableau I et les points représentatifs des différentes fractions analysées

Fractions	U μg/g	Pb* μg/g	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb mesuré	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U corrigés	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Ages apparents (Ma)		
NM 2° > 120	541	30.6	1 686	0.05599	0.4144	0.05368	351	352	357
NM 0° 80-100	581	32.4	9 675	0.05547	0.4103	0.05364	348	349	356
M0-1° > 100	622	34.3	6 274	0.05458	0.4052	0.05384	343	345	364
M1-2° 100-120	608	34.3	7 960	0.05588	0.4144	0.05377	351	352	361
M2-3° 80-100	609	34.3	4 752	0.05582	0.4135	0.05373	350	351	359

TABLE I. — Résultats analytiques U-Pb. Les fractions analysées (de 2 à 5 mg) sont désignées d'une part par leur degré de magnétisme sur un séparateur Frantz Isodynamic, à l'intensité maximum du champ magnétique, et d'autre part par leur granulométrie en μm. Pb* indique la concentration en plomb radiogénique. Composition isotopique utilisée pour la correction du plomb commun : ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 17,90, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,46, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37,5. La précision (2σ) des rapports corrigés est de 0,9 % pour ²⁰⁶Pb/²³⁸U, 1,1 % pour ²⁰⁷Pb/²³⁵U et 0,2 % pour ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

TABLE I. — Analytical results. Zircon fractions (2 to 5 mg) are referred according to their behaviour on a Frantz Isodynamic separator with maximum field intensity, and their grain size. Pb* : radiogenic lead. Isotopic composition used to correct for common lead : ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 17,90, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,46, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37,5. Corrected ratios are known within to 0.9 % for ²⁰⁶Pb/²³⁸U, 1.1 % for ²⁰⁷Pb/²³⁵U and 0.2 % for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (2σ).

reportés dans le diagramme ²⁰⁶Pb/²³⁸U vs ²⁰⁷Pb/²³⁵U (fig. 2). Ces points ne présentent qu'une très faible variation de leur degré de discordance et sont très regroupés près de la courbe Concordia. La droite de régression calculée à partir d'eux [York, 1969] n'est donc pas très bien définie, et fournit des intercepts avec la courbe Concordia à 354 ± 11 Ma et — 430 ± 610 Ma (2σ). Bien qu'entâché d'une large marge d'erreur, l'intercept inférieur correspond à un âge négatif dont les modèles explicatifs des discordances d'âges dans le système U-Pb ne peuvent pas aisément rendre compte. Il est donc préférable, dans ce cas, de prendre en considération la valeur moyenne des âges apparents ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb qui fournit une valeur minimale de l'âge réel, à 360 ± 4 Ma. Cela revient à assigner une valeur nulle à l'intercept inférieur, ce qui est un cas limite. Il

est également possible d'obtenir une estimation probablement plus réaliste de l'intercept supérieur en intégrant au calcul de la droite de régression [York, 1969] le point situé sur la courbe Concordia équivalent à un âge de 150 Ma, auquel on assigne un erreur de 100 % [Dunning et Krogh, 1985]. L'âge de 150 Ma (Jurassique moyen) correspond à celui d'un événement thermique d'importance régionale, documenté notamment par le rajeunissement des illites du bassin permien de Lodève [Bellon *et al.*, 1974] et la mise en place de basaltes dans le bassin des Causses [Baubron *et al.*, 1978], qui a pu causer de faibles perturbations du système U-Pb. On obtient ainsi un âge de 367 ± 10 Ma que nous considérons comme une meilleure estimation de la première cristallisation des zircons, lors de la mise en place du magma gabbroïque. En tout état de cause, la différence d'âge introduite est faible (7 Ma), et montre que l'utilisation de la procédure de Dunning et Krogh [1985] ne conditionne pas de façon critique le calcul de l'intercept supérieur.

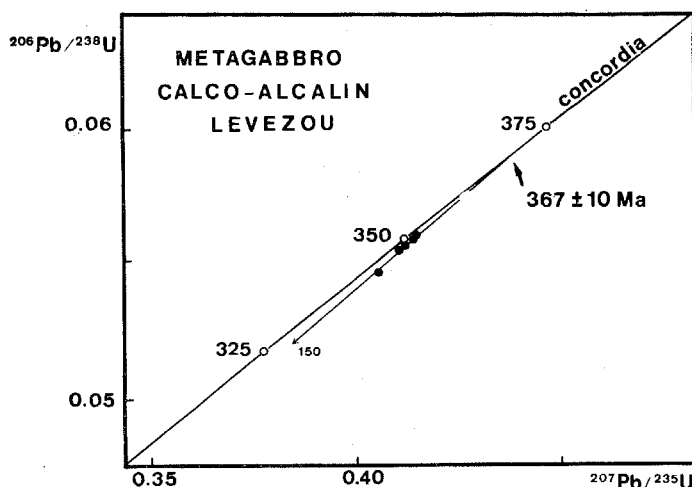


FIG. 2. — Report des points expérimentaux dans le diagramme Concordia ²⁰⁷Pb/²³⁵U-²⁰⁶Pb/²³⁸U. L'intercept supérieur à 367 ± 10 Ma est obtenu en intégrant au calcul de la droite de régression le point concordant correspondant à un âge de 150 Ma (voir texte).

FIG. 2. — Concordia diagram showing U-Pb analytical data and the regression line through the data points (including an arbitrary point lying on the Concordia at a 150 Ma age).

IV. — CONSÉQUENCES GÉOLOGIQUES.

La conséquence majeure de la datation à 367 Ma de ce gabbro est la remise en cause de l'homogénéité du GLA du Lévezou. En effet, l'âge à environ 480 Ma d'une leptynite trondhjémite [Pin, 1979] montre qu'à l'image de plusieurs autres GLA, la ceinture basique du Lévezou est, en partie, le résultat d'un magmatisme cambro-ordovicien. Bien qu'aucune roche basique appartenant à la série tholéiitique n'ait encore été datée, il semble raisonnable de considérer cette leptynite trondhjémite, hypopotassique, comme un produit de différenciation *s.l.* des magmas basiques tholéiitiques, et d'admettre qu'ici comme à Marvejols, la série basique tholéiitique et les termes acides — qu'ils soient des différenciés ou des produits de fusion crustale — ont un âge voisin de 480 Ma.

Il est donc clair que le GLA du Lévezou est composite, et résulte de la juxtaposition de deux séries magmatiques basiques totalement indépendantes :

— une série *tholéiitique*, d'âge probable ordovicien inférieur, ayant subi l'épisode métamorphique de HP/HT (éclogites) daté par ailleurs à 410-430 Ma [Pin et Lancelot, 1982 ; Ducrot *et al.*, 1983] ;

— une série *calco-alcaline*, d'âge dévonien supérieur, ne contenant pas d'éclogites, mais ayant subi un métamorphisme régional méso- à catazonal accompagné de déformations intenses. On peut noter à cet égard que la mesure des rapports Sm/Nd et Rb/Sr et de la composition isotopique du néodyme et du strontium de l'échantillon étudié (tabl. II) permet de calculer des rapports initiaux $\epsilon_{Nd} = +4,4$ et $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7044$ tout à fait comparables à ceux du magmatisme des marges actives récentes [Hawkesworth et van Calsteren, 1984].

La mise en évidence de deux séries géochimiquement et chronologiquement distinctes a plusieurs corollaires intéressants.

1) D'une part, l'association de termes basiques appartenant à deux séries, tholéiitique et calco-alcaline, n'est pas primaire, mais paraît résulter du télescopage et de la mise en accordance tectonique de deux ensembles de nature et d'âge bien distincts. Il n'est donc plus nécessaire d'invoquer sur la base de l'existence de ces deux lignées un site d'arrière-arc pour le contexte géodynamique primitif (Cambro-Ordovicien) du GLA du Lévezou. Toutefois, la présence fréquente de leptynites riches en potassium, intimement associées aux métatufs de la lignée tholéiitique, plaide en faveur d'un site de distension ensialique [Briand, 1986].

2) Par ailleurs, l'âge à 367 ± 10 Ma de cette suite calco-alcaline, dépourvue d'éclogites, permet d'encadrer l'épisode métamorphique de HP du Lévezou entre 480 Ma et 370 Ma. Cet intervalle, encore très large, est en parfait accord avec les données plus précises qui situent entre 410 et 430 Ma la phase de HP à Marvejols et en Haut-Allier. De façon plus nette, il montre également que la structuration majeure, en climat mésozonal profond, s'est ici produite *après* le Dévonien supérieur. Cela montre que, comme dans la région de Marvejols, l'évolution tangentielle dans les conditions du faciès amphibolite est d'âge fini-dévonien à éo-carbonifère (350 ± 10 Ma).

3) Le problème de la signification de la suite calco-alcaline reste posé. Il faut insister sur l'extrême complexité

tectonique du contexte de ces roches, et on ne peut pas à ce stade choisir entre l'hypothèse d'intrusions postérieures au métamorphisme HP mais antérieures à la structuration barroviennaise, et celle d'une unité structurale particulière, insérée tectoniquement dans l'association leptyno-amphibolique *s.s.* au cours de l'épisode mésozonal.

Rien ne permettait *a priori* de soupçonner l'existence à cette période d'un magmatisme basique calco-alcalin dans cette région, ainsi d'ailleurs que dans toute la partie sud-est du Massif central. En revanche, on peut noter une certaine analogie, tant du point de vue de l'âge [Cantagrel, 1973 ; Duthou, 1977 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985] que de celui du chimisme [Chalamet, 1978] avec la suite gabbro-dioritique du Limousin (« Tonalites », fig. 1). Compte tenu de la déformation intense subie par les gabbros du Rouergue et leur encaissant, il n'est pas possible de préciser quels ont été le niveau de mise en place et l'environnement de ces corps basiques. On peut toutefois suggérer qu'il s'agissait d'intrusions laccolitiques, assez voisines des termes gabbros-dioritiques les plus cumulatifs de la suite décrite en Limousin [Chalamet, 1978 ; Peiffer, 1982].

Si ce rapprochement, encore formulé à titre d'hypothèse de travail, se confirmait, il montrerait que la « ligne tonalitique » [Didier et Lameyre, 1971] qui vient s'interrompre aux environs de Figeac, se poursuivait vers le Sud-Est au-delà de l'actuel Sillon houiller. Dans ce cas la différence d'évolution entre les régions situées de part et d'autre de cet accident n'intéresserait que la structuration éo-carbonifère, peu exprimée à l'Ouest et prédominante à l'Est. Cependant, si comme le propose Peiffer [1986], les tonalites ne sont pas enracinées (ce qui impliquerait un âge post-dévonien supérieur pour l'essentiel des superpositions anormales en Limousin), c'est seulement une différence de niveau structural qui opposerait les deux régions en ce qui concerne la phase éo-carbonifère. Alors, les domaines situés à l'est du Sillon houiller témoigneraient d'une tectonique de style plus profond que celle affectant le Limousin, qui apparaîtrait comme un empilement d'unités tectoniques postérieur au métamorphisme de faciès amphibolite. De fait, une différence sensible de niveau d'érosion pourrait rendre compte de l'accroissement notable de l'épaisseur crustale observé de l'Est vers l'Ouest du Massif central [Aubert et Perrier, 1971].

Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
56	588	0,27	0,70577	6,66	30,3	0,1329	$0,512711 \pm 11$

TABLE II. — Résultats Rb-Sr et Sm-Nd sur roche totale obtenus pour l'échantillon étudié par la méthode U-Pb sur zircons. Les teneurs en Rb et Sr ($\mu g/g$) ont été déterminées par spectrométrie de fluorescence X, et le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ à une précision voisine de 1 % ; les concentrations en Sm et Nd ont été mesurées par dilution isotopique et spectrométrie de masse avec une précision de 0,2 % pour le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$. La précision du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est de 0,05 ‰. (2 σ) et l'erreur indiquée pour $^{143}Nd/^{144}Nd$ est celle associée à la statistique de comptage.

TABLE II. — *Whole-rock Rb-Sr and Sm-Nd data on the sample studied by the U-Pb zircon method. Rb and Sr contents determined by XRF spectrometry ; $^{87}Rb/^{86}Sr$ is precise to 1 %. Sm and Nd concentrations by isotope dilution mass spectrometry with a precision of 0.2 % for $^{147}Sm/^{144}Nd$. $^{87}Sr/^{86}Sr$ is precise to 0.05 ‰. (2 σ) while the uncertainty quoted for $^{143}Nd/^{144}Nd$ is based on within-run statistics.*

Références

- AUBERT M. & PERRIER G. (1971). — La structure profonde du Massif central. In : Symp. J. Jung., Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français, Clermont-Ferrand. — Plein Air Service, Clermont-Ferrand, pp. 45-69.
- BAUBRON J. C., DEFAUT B., DEMANGE J. & MAURY R. (1978). — Une coulée sous-marine d'âge jurassique moyen dans les Causses : le basalte alcalin des Vignes. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 287, pp. 225-227.
- BELLON H., ELLENBERGER F. & MAURY R. (1974). — Sur le rajeunissement de l'illite des pélites saxoniennes du bassin de Lodève. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 278, pp. 413-416.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. & PIBOULE M. (1985). — La ligne tonalitique limousine (Massif central français) ; âges U-Pb sur zircons et implications géotectoniques. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, I, 4, pp. 523-529.
- BODINIER J. L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A. & DOSTAL J. (1986). — Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture hercynienne, Massif central français et Chamrousse (Alpes). — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, II, 1, pp. 115-123.
- BRIAND B. (1973). — Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. — *Bull. BRGM*, Paris, II, 4, pp. 183-198.
- BRIAND B. (1986). — Caractérisation des métamagmatites en domaine profond et reconnaissance des sites géotectoniques. Exemple du complexe leptyno-amphibolique de la vallée du Lot (Massif central français). — Thèse Doc. d'Etat, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 250 p. + annexes.
- BRIÈRE Y. (1920). — Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique, leur origine. — *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.*, Paris, 43, pp. 77-222.
- BURG J. P., DELOR C. & LEYRELOUP A. (1984). — Structures tangentielles en Rouergue oriental : arguments tectoniques et métamorphiques. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 298, II, 8, pp. 375-378.
- CANTAGREL J. M. (1973). — Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif central français et à l'Aleksod Sahara algérien. — *Ann. Sci.*, Univ. Clermont, Géol. Minér., 25, 50, p. 282.
- CANTAGREL J. M. & PIBOULE M. (1971). — Mesure par la méthode à l'argon de l'âge du métamorphisme de quelques métabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272, pp. 1731-1734.
- CHALAMET D. (1978). — Lithostratigraphie et pétrologie des schistes cristallins et des diorites quartziques orientées de la région de Nexon (Haut Limousin, Massif central français). — Thèse 3^e cycle, Géologie, Univ. Claude Bernard, Lyon, 145 p.
- COLLOMB P. (1970). — Etude géologique du Rouergue cristallin. — *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 420 p., 24 pl.
- DELBOS L., LASSERRE M. & ROQUES M. (1965). — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). — *Sci. Terre*, Nancy, 10, 3-4, pp. 329-342.
- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1971). — Les roches granitiques du Massif central. In : Symp. J. Jung., Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. — Plein Air Service, Clermont-Ferrand, pp. 133-155.
- DU CROT J., LANCELOT J. R. & MARCHAND J. (1983). — Datations U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 62, pp. 385-394.
- DUNNING G. R. & KROGH T. E. (1985). — Geochronology of ophiolites of the Newfoundland Appalachians. — *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, 22, pp. 1659-1670.
- DUTHOU J. L. (1977). — Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord limousin (Massif central français). — *Ann. Sci.*, Univ. Clermont, 63, 30, p. 294.
- HAWKESWORTH C. J. & VAN CALSTEREN P. W. C. (1984). — Radiogenic isotopes. Some geological applications. In : HENDERSON P. Ed., Rare earth element geochemistry. — Elsevier, Amsterdam, pp. 375-416.
- KROGH T. E. (1973). — A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic ages determinations. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, New York, 37, pp. 485-494.
- NICOLLET C. (1978). — Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du Lévezou (Massif central français). — Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier, 125 p.
- NICOLLET C. (1982). — Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du bois de Verdus (Aveyron). — *Bull. Minéral.*, Paris, 105, pp. 691-696.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. & DUPUY C. (1979). — Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif central, France. In : BARKER F. Ed., Trondhjemites, dacites and related rocks. — Elsevier, Amsterdam, pp. 434-463.
- PEIFFER M. T. (1982). — Une première approche de la ligne tonalitique du Limousin. — Thèse 3^e cycle, Univ. Clermont-II, 196 p. + cartes.
- PEIFFER M. T. (1986). — La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration du Massif central français. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 4, pp. 305-310.
- PIBOULE M. (1977). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application à quelques métabasites du Rouergue et du Limousin (Massif central français). — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), pp. 1133-1146.
- PIBOULE M. (1979). — L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif central français. — Thèse Etat, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 1003 p.
- PIBOULE M. & COFFRANT D. (1970). — Métagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif central français) : un stade banal de l'éclogitisation. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 270, pp. 22-24.
- PIN C. (1979). — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central français). — Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C. & LANCELOT J. R. (1982). — U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and its further metamorphic evolution. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, Heidelberg, 79, pp. 1-12.
- POLDERVAART A. (1956). — Zircon in rocks. 2-Igneous rocks. — *Am. J. Sci.*, New Haven, 254, pp. 521-554.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MÉNOT R. P. & PIBOULE M. (1988). — Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, 1, pp. 3-12.
- TAUBENECK W. H. (1957). — Geology of the Elkhorn mountains, northeastern Oregon, Bold mountain batholith. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, 68, pp. 181-238.
- YORK D. (1969). — Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 5, pp. 320-324.

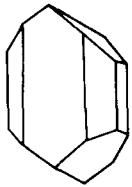
Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence

C. PIN¹, A. MAJEROWICZ² and I. WOJCIECHOWSKA²

¹Département de Géologie, U.A. 10 C.N.R.S., Université de Clermont II, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand (France)

²Institut Nauk Geologicznych, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50205 Wrocław (Poland)

LITHOS



Pin, C., Majerowicz, A. and Wojciechowska, I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195–209.

The two main mafic-ultramafic complexes outcropping in the Polish Sudetes around the Sowie Góry high-grade massif (Mt. Sleza and Nowa Ruda) have been studied for trace elements and Nd-Sr isotopes. Upper Paleozoic Sm-Nd whole-rock isochron ages are obtained for both massifs: 353 ± 21 Ma (2σ) with $\epsilon_{\text{Nd}} = +8.8 \pm 0.1$ (Mt. Sleza) and 351 ± 16 Ma with $\epsilon_{\text{Nd}} = 8.5 \pm 0.1$ (Nowa Ruda).

The high initial ϵ_{Nd} point to a source characterized by a strong time-integrated LREE depletion and, along with incompatible trace-element patterns, they substantiate the oceanic derivation of these massifs.

Although a subduction-related marginal basin setting cannot be totally precluded, trace-element and isotopic data rather suggest a normal mid-ocean ridge origin for the Sudetic ophiolites.

While these results are in marked contrast with previously inferred Precambrian or early Paleozoic ages, remnants of oceanic crust as young as the Early Carboniferous are consistent with the local sedimentary record of pelagic facies from the Frasnian to the Tournaisian, and they may provide a suitable explanation for the contrasted evolution displayed by different domains of the Sudetes.

The Sudetic ophiolites might tentatively be correlated with the upper Paleozoic "prasinities" of the Saxon Lineament if a Late Hercynian ca. 150 km dextral offset is assumed along the Elbe Fracture. In that case, they might represent the latest-stage remnants of an oceanic suture zone between the Saxo-Thuringian and Moldanubian zones. Together with several other examples throughout Europe, these ophiolites provide compelling evidence for the involvement of oceanic crust and plate-tectonic processes in the Variscan belt.

(Received June 18, 1987; accepted October 19, 1987)

Introduction

A key problem in the geodynamic interpretation of the Variscan belt in Central Europe is whether and how were ancient oceans involved. The lack of conspicuous evidence of relics of oceanic crust was generally considered as a peculiar feature of the northern branch of the mid-European Variscides (e.g., Behr et al., 1980; Engel et al., 1983a), which hindered the plate-tectonic interpretation of the whole orogen. Indeed, with noticeable exceptions (e.g., Anderson, 1975; Bard et al., 1980), most models proposed until recently involved either fixistic concepts (Krebs and Wachendorf, 1973), plume-related processes (Zwart and Dornsiepen, 1978), or 'moderate mobilism' through ensialic in-

traplate subduction ("subfluence": Behr, 1978; Behr et al., 1982). Such models were consistent with the dominant within-plate geochemical affinities of most mafic igneous rocks recorded in both Rheno-Hercynian and Saxo-Thuringian zones (Werner, 1981; Wedepohl et al., 1983). It should be stressed, however, that most — if not all — oceanic domains are likely to have been consumed by subduction or destroyed by erosion following obduction, and that their apparent absence does not necessarily disprove their former occurrence.

Moreover, the recognition of large-scale nappe tectonics (Behr et al., 1984; Matte, 1986), and high-pressure/low-temperature metamorphic rocks (Wieser, 1978; Chab and Vrana, 1979; Schwab and Mathé, 1981; Massonne and Schreyer, 1983) may

provide strong evidence for collisional processes, and circumstantial evidence for the existence of Variscan oceans.

In that context, it is significant that petrologic and geochemical studies carried out during the last decade in the Bohemian massif have interpreted several mafic-ultramafic associations as meta-ophiolitic complexes (Majerowicz, 1979, 1981; Znosko, 1981; Narebski et al., 1982; Jelinek et al., 1984; Misar, 1984). Because of the lack of any clear geological evidence, late Proterozoic (Znosko, 1981; Misar, 1984), or early Paleozoic ages (Majerowicz, 1979, 1981), were generally ascribed to most of these massifs.

This trace-element and isotopic study was undertaken in order to define more precisely the geochemical affinities, the geotectonic significance and the age of the two main ophiolitic suites of the Polish Sudetes.

Geological context

The Sudetes Mountains are a NW-SE trending ridge which form the northeastern edge of the Bohemian massif, the easternmost part of the Variscan orogen in Europe (Fig. 1). In the classical zonation of the Variscan belt, this area is generally considered as the eastern continuation of the Saxo-Thuringian zone (e.g., Ellenberger and Tamain,

1980), although sometimes this region is separated as a "Lugico-Silesian" zone to account for the uncertainties of correlations on both sides of the NW-SE Elbe Fracture zone (Fig. 2). The most striking feature of the geological structure of the Sudetes Mts. is the complex juxtaposition of several domains exhibiting very different lithostratigraphic and tectono-metamorphic characteristics. Among these domains, the triangular Sowie Góry gneissic massif is probably the most enigmatic. This high- and medium-grade complex is surrounded by much lower-grade or even almost unmetamorphosed series, and it is classically considered as the oldest Precambrian element of the Sudetes. In many respects, the Sowie Góry block is reminiscent of the series of the Moldanubian zone and it appears analogous to the so-called "intermediate massifs" of the Saxo-Thuringian zone in Germany. All these deeply metamorphosed massifs occupy an anomalous position within low-grade or non-metamorphic Paleozoic series and they have been regarded either as autochthonous uplifted blocks, or as nappe structures (e.g., Schwan, 1976; Behr et al., 1982).

Interestingly, the Sowie Góry massif is partly surrounded by mafic-ultramafic associations (Fig. 3) which can be considered as remnants of a nearly complete ophiolitic suite (Majerowicz, 1979, 1981; Znosko, 1981). These mafic-ultramafic occurrences may be divided into three massifs according to their position with regard to the Sowie Góry tri-

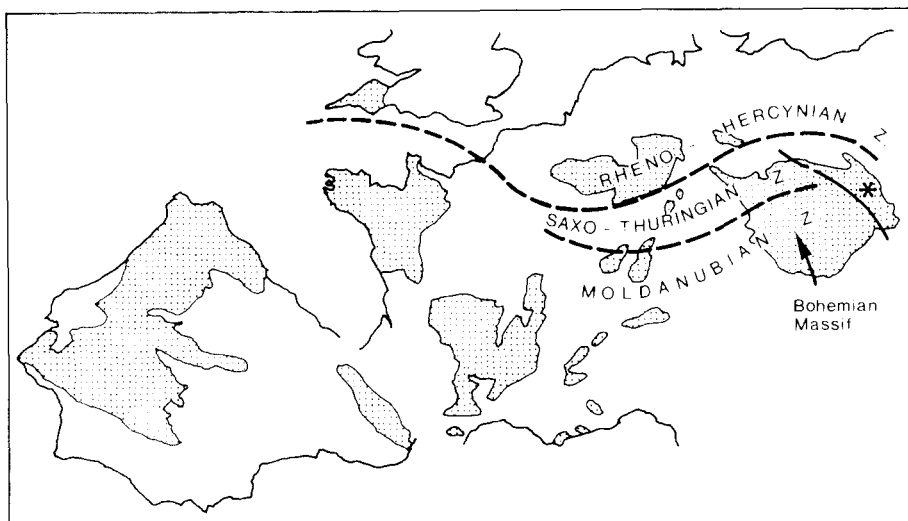


Fig. 1. Schematic map of the European Variscan belt (modified from Bard et al., 1980). The Sudetes Mountains are shown by an asterisk.

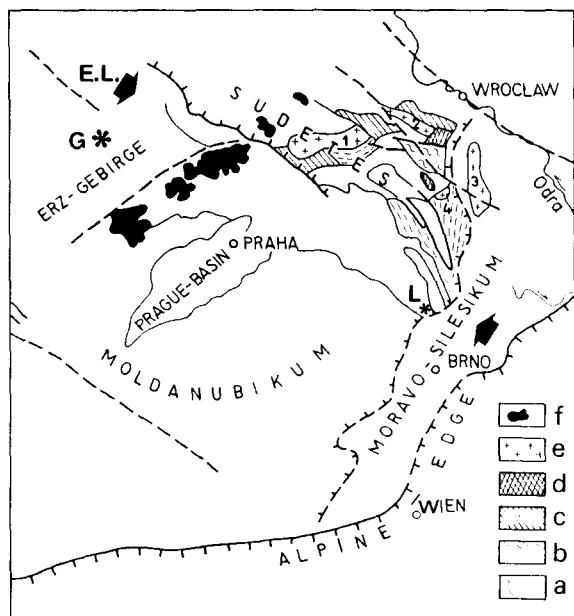


Fig. 2. Simplified geological map of the Sudetes and their relations to surrounding areas of the Bohemian Massif. *a* = Sowie Góry gneisses; *b* = medium- and high-grade rocks from the central Sudetes; *c* = low-grade rocks from the central Sudetes; *d* = mafic and ultramafic complexes; *e* = Variscan granitoids (*1* = Karkonosze, *2* = Strzegom-Sobotka, *3* = Strzelin, *4* = Klodzko-Zloty Stok); *f* = Tertiary basaltic volcanism. *E.L.* = Elbe Lincement; *G** = Granulitgebirge; *L* = Letovice ophiolite (Moravia).

angle (Fig. 3): (a) Mt. Sleza group in the north-eastern corner; (b) Braszowice-Grochowa in the southeast and Szklary in the east; and (c) Nowa Ruda in the south. However, geophysical data (Znosko, 1981) indicate that mafic-ultramafic rocks exist at shallow depth beneath the northeastern part of the Sowie Góry gneisses, linking the Mt. Sleza outcrops and those of the eastern boundary of the Sowie Góry block (Niemcza zone). This study was concentrated on the better preserved Mt. Sleza and Nowa Ruda massifs.

The limits of the Mt. Sleza group (Fig. 3) are poorly exposed, due to Tertiary-Quaternary deposits. In the south, recent E-W faults separate it from the Sowie Góry gneisses. In the west, the mafic complex is intruded by the ca. 280 Ma old Strzegom-Sobotka granite. In the east, amphibolites and serpentinites are in contact with silicious slates which contain badly preserved radiolarians indicative of an early Paleozoic age (J. Haydukiewicz, in Majerowicz, 1979). The boundary of the Mt. Sleza

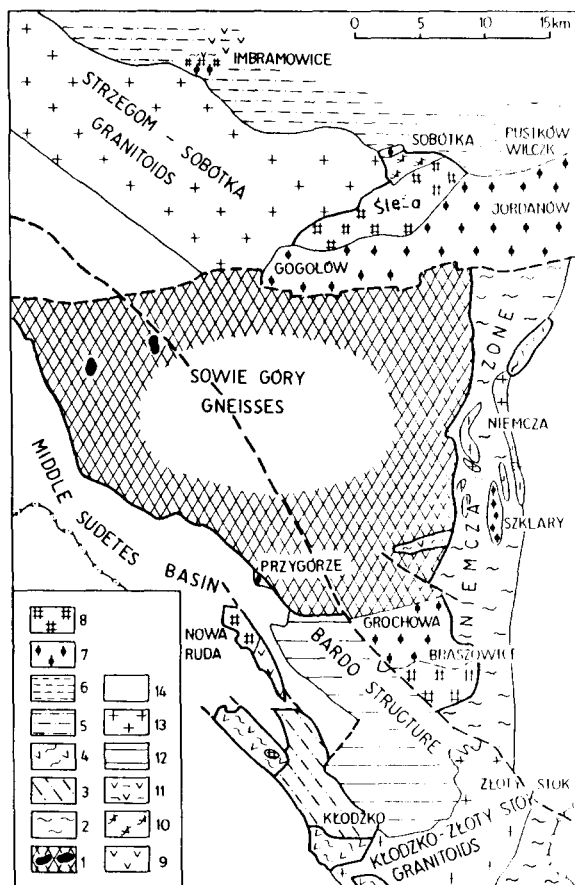


Fig. 3. Geological sketch map of mafic-ultramafic associations around the Sowie Góry gneissic block [after Narebski and Majerowicz (1985) modified]. *1* = Sowie Góry high-grade series (black = ultramafics); *2* = gneisses and schists of the Niemcza zone and Zlote Mts.; *3* = phyllites and greenschists of the Klodzko unit; *4* = amphibolites of the Klodzko unit; *5* = undifferentiated country rocks of the Strzegom-Sobotka granite; *6* = low-grade lower Paleozoic shales; *7* = serpentinites; *8* = metagabbros; *9* = diabases; *10* = amphibolites (Mt. Sleza massif); *11* = low-grade mafic volcanics; *12* = upper Paleozoic sediments (Bardo Mts.); *13* = Variscan granitoids; *14* = recent deposits.

group crosscuts the lithological limits both inside and outside the mafic-ultramafic complex and it can be inferred that the Mt. Sleza group was tectonically thrust over metasedimentary units, an interpretation consistent with the increasing intensity of deformation of slates towards the basic body. The age of the complex cannot be rigorously assessed from geological data, and it was generally considered as late Proterozoic (Oberc, 1975; Znosko, 1981) or early Paleozoic (Majerowicz,

1979; Jamrozik, 1981a). Lithologically, the Mt. Sleza group is composed of highly deformed and serpentinitized peridotites, which tectonically overlie coarse-grained metagabbros and massive amphibolites (Jamrozik, 1981a). Besides, minor podiform chromitites and rodingites (Majerowicz, 1985) have been described. Serpentinites are most widespread. Several primary rock types (dunites, wehrlites, harzburgites, lherzolites) are recognized on the basis of relict minerals. From petrographic and geochemical features, mantle tectonites and ultramafic cumulates have been distinguished (Majerowicz, 1981; Narebski and Majerowicz, 1985). Gabbros are mainly coarse-grained rocks composed of uralitized diallage intergrown with saussuritized plagioclase. At their inferred base, concentrations of very coarse-grained clinopyroxenites occur.

Amphibolites usually have relict igneous textures, despite their transformation into greenschist-facies assemblages. Their contacts with gabbros are irregular and show many interpenetrations. Repetitive and parallel textural variations might indicate derivation from a sheeted-dike complex. No pillowed variety has been observed but epidote-amphibolites occurring a few kilometers west of the main massif (Imbramowice) could represent the highest volcanic unit of the meta-ophiolitic suite (Majerowicz, 1981).

The Nowa Ruda massif (Fig. 3) is located at the southwest margin of the Sowie Góry block. Most of the massif is covered by Upper Carboniferous and Permian deposits. Because of the small amount of outcrop in tectonically uplifted blocks, most information about the size and lithological composition of the massif comes from borehole data and geophysical studies. The contact with Sowie Góry gneisses in the northeast is a fault. In the southeast, the Nowa Ruda massif appears to be in tectonic contact with the Klodzko unit consisting of rocks which were deformed and metamorphosed after the Late Silurian, but before the Late Devonian (Wojciechowska, 1966). In the east, the mafic complex dips under upper Paleozoic sediments of the Bardo Mountains (Wajsprych, 1986) deformed after the Viséan.

The three major units of typical ophiolites are represented in the Nowa Ruda massif: ultramafics, gabbros and mafic volcanics; however, serpentinites occur only in the northeast part, where they are totally unexposed (Jamrozik, 1981b). These

serpentinites are separated from the mafic rocks by a fault parallel to the margin of the Sowie Góry block. Three main rock types can be observed, from NW to SE: (a) gabbroic to ultramafic cumulates, well exposed near Wolibórz, with magmatic layering of peridotites, troctolites, olivine gabbros, olivine-free gabbros and anorthosites (Smulikowski, 1973); (b) coarse-grained diallage-plagioclase gabbros with porphyritic diabase dikes; and (c) aphanitic diabases (metabasalts), with local pillow lavas. Most boundaries between the lithological zones are tectonic. The mafic rocks are less altered than in the Mt. Sleza and Braszowice-Grochowa massifs. Alteration is stronger in the aphanitic diabases which are deeply transformed into greenschist-facies assemblages; in contrast, most gabbros display primary mineralogy, with only minor uralitization of clinopyroxene, saussuritization of plagioclase, and serpentinitization of olivine.

In a recent petrologic study of the gabbroic cumulates, Borkowska (1985) has inferred crystallization conditions ranging from ca. 1260° to ca. 900°C, at low pressure, and confirmed the close analogy with cumulates from ophiolites.

Analytical procedures

Major elements and Ni, Cr and V were analyzed at U.A. 10 by atomic absorption spectrometry (AAS). Rb, Sr, Zr, Nb and Y were determined by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry (XRF) with a Philips PW 1400 spectrometer at École des Mines d'Alès, using a Rh anode, the Compton scatter peak for mass absorption correction, and calibration lines constructed with USGS and CRPG international rock standards. Quoted values are the mean of 6 and 3 replicate measurements for Rb, Sr and Zn, Nb, Y, respectively. Precisions for Rb and Sr are ca. $\pm 0.5\%$ or ± 0.5 ppm, that for Zr, Nb and Y $\pm 5\%$ or ± 1 ppm, whichever is the greater.

Lanthanide concentrations were measured at CRPG, Nancy, by inductively coupled plasma emission spectrometry (ICP), after preconcentration by automated ion exchange (Govindaraju and Mevelle, 1983), with an uncertainty of ca. $\pm 10\%$. Th was determined at L.A. 10 by isotope dilution mass spectrometry after separation by anion exchange in HNO₃, and is precise to $\pm 1\%$.

Sr was isolated by standard cation exchange, loaded on single Ta filament with H_3PO_4 , and analyzed on a VG 54 E mass spectrometer under computer control, in the double collection mode. Analytical blanks were ca. 3 ng, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of NBS SRM 987 = 0.71025 ± 0.00002 . After total spiking using a mixed ^{149}Sm - ^{150}Nd tracer and dissolution in closed PFA Teflon vessels, Sm and Nd were isolated by cation exchange in HCl and HNO_3 , then separated from each other and adjacent lanthanides on temperature-controlled anion-exchange resin columns in MeOH-HOAc- HNO_3 mixtures (O'Nions et al., 1977). Procedural blank was ca. 0.1 ng Nd and < 0.03 ng Sm. Sm was analysed as the metal species on single Ta filament. Nd was measured as Nd^+ on triple Ta-Re-Ta assembly. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are corrected for mass fractionation by normalization to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, and are given relative to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ for the La Jolla standard, which gave a 0.511847 ± 0.000006 (2σ , 19 measurements) value during the period of these analyses.

Trace-element results

The analytical results on representative samples of both Mt. Sleza and Nowa Ruda massifs are reported in Table 1. Major-element chemistry has already been discussed by Majerowicz (1981), Narebski et al. (1982) and Narebski and Majerowicz (1985) who showed that the rocks studied display a tholeiitic trend, corresponding to that of ocean-floor suites.

As the rocks analysed invariably show more or less pronounced post-magmatic transformations, emphasis is placed on trace and minor elements which are believed to be relatively immobile during secondary processes such as hydrous alteration: Ti, Cr, Ni, V, Zr, Nb, Th, lanthanides and Y.

The data pertaining to basaltic rocks are plotted on discrimination diagrams, following the commonly used method pioneered by Pearce and Cann (1973) (Fig. 4). Besides, incompatible-element abundances are also reported as geochemical patterns in chondrite-normalized diagrams (Sun, 1980; Thompson et al., 1983) (Fig. 5).

It can be shown from Fig. 5 that the metabasalts of both Mt. Sleza and Nowa Ruda have normalized abundances characterized by relative depletion of

the most incompatible elements (Th, Nb, La), and a flat slope of medium (MREE) and heavy (HREE) rare-earth elements, at ca. 20–30 times the chondritic abundances. These relatively high concentrations, coupled with generally low Ni and Cr contents, show that these rocks represent fairly evolved liquids after substantial olivine, Cr-rich spinel and/or pyroxene fractionation. A large negative Sr anomaly could be due to plagioclase fractionation or result from Sr loss during secondary alteration (Humphris and Thompson, 1978), or both. Gabbroic rocks have lower and variable incompatible-element abundances that are consistent with their interpretation as cumulates. Their chondrite-normalized REE patterns display a small positive Eu anomaly and the same LREE depletion as the basaltic rocks [$(\text{La}/\text{Sm})_N < 1$]. Positive Ce anomalies may be noticed, which could possibly have been produced by metasomatism (Hellman et al., 1977; Claesson et al., 1984).

The prominent relative depletion in light rare-earth elements (LREE) and other highly incompatible elements indicates that the gabbros and basalts of Mt. Sleza and Nowa Ruda were extracted from an already depleted mantle source. Such LREE-depleted basalts are typical of oceanic environments.

However, REE patterns are not completely diagnostic of tectonic setting. Indeed, LREE depletion occurs not only in basalts from normal mid-ocean ridge segments, but also in some island-arc tholeiites and back-arc basin basalts (Saunders and Tarney, 1979; Wood et al., 1979). In this respect, consideration of other trace elements may prove useful to better define the geodynamic affinities.

In Zr/Y vs. Zr (Pearce and Norry, 1979), Ti/Zr (Pearce and Cann, 1973) and Cr/Y (Pearce, 1982) diagrams, Mt. Sleza amphibolites and Nowa Ruda diabases plot within the mid-ocean ridge basalt (MORB) field. A similar assignment can be made from $\text{Ti}/\text{V} = 30\text{--}50$, while $\text{Ti}/\text{V} < 20$ is typical of island-arc tholeiites and at least some back-arc basalts (Shervais, 1982). The low Nb content, and corresponding high Zr/Nb (ca. 80 at Sleza and 40–50 at Nowa Ruda) and La/Nb distinctly > 1 could suggest some affinity with subduction-related settings. However, Zr/Nb ratios from 30 to 110 are known in MORB (Erlank and Kable, 1976). Indeed, subduction zone affinities (Pearce et al., 1984)

TABLE 1

Major and trace element composition of Mt. Sleza and Nowa Ruda samples, (major elements reported as wt.% of oxides and trace elements in $\mu\text{g/g}$)

	Mt. Sleza						Nowa Ruda			
	1 II21	2 IV21	3 7G	4 18G	5 IPEG	6 BRAZ	7 NR6	8 NR7	9 NR11	10 NR12
SiO ₂	46.00	48.40	50.55	49.10	50.00	50.90	52.20	51.40	48.20	49.10
Al ₂ O ₃	15.15	14.60	14.75	13.70	4.00	15.50	14.80	14.60	12.35	14.40
Fe ₂ O ₃	4.21	3.13	2.21	2.44	3.72	1.89	11.10	11.10	18.25	12.50
FeO	12.33	9.57	4.50	6.09	7.10	3.61	—	—	—	—
MgO	10.30	8.20	8.75	11.65	15.50	8.80	7.30	7.80	5.30	7.80
MnO	0.30	0.28	0.16	0.16	0.26	0.12	0.16	0.16	0.28	0.23
CaO	4.30	8.50	13.30	11.80	16.10	15.20	5.80	6.30	8.05	9.50
Na ₂ O	2.40	3.00	3.20	2.20	0.70	2.50	4.90	4.30	2.50	2.50
K ₂ O	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.10	tr.	tr.
TiO ₂	2.75	2.50	0.90	0.70	1.30	0.50	2.40	2.30	3.30	2.10
LOI	1.59	0.87	0.68	0.88	1.04	0.23	0.42	0.98	0.70	1.44
Total	99.33	99.05	99.00	98.72	99.72	99.25	99.08	99.04	99.03	99.57
Rb	12.5	4	2	3	—	3	2	2	4	3
Sr	31.1	95	129	90	—	107	75	93	150	184
Ni	100	80	65	135	130	95	35	35	20	40
Cr	340	170	95	400	600	590	150	155	30	120
V	450	455	270	445	540	270	290	290	485	350
Zr	157	166	30	12	—	—	128	130	231	116
Nb	2	2	—	—	—	—	3	3	5	2
Th	0.17	0.17	—	—	—	—	0.14	0.14	—	—
La	4.57	4.86	1.01	0.71	0.93	1.21	5.11	5.44	9.96	—
Ce	20.70	21.90	5.92	4.60	7.48	7.74	19.45	23.00	36.66	—
Nd	15.20	16.45	3.69	1.75	4.74	2.54	14.02	15.56	28.59	—
Sm	5.52	5.84	1.48	0.67	2.18	1.40	5.09	5.44	10.09	—
Eu	1.77	2.03	0.65	0.36	0.74	0.62	1.66	1.68	2.86	—
Gd	6.37	6.74	1.93	0.89	3.03	2.07	5.48	5.61	10.74	—
Dy	7.87	8.08	2.60	1.12	4.11	2.35	6.92	7.34	13.45	—
Er	4.49	4.71	1.46	0.61	2.30	1.24	3.86	4.00	7.64	—
Yb	4.64	4.88	1.40	0.59	2.10	1.15	4.12	4.15	8.35	—
Lu	0.73	0.74	0.19	0.09	0.29	0.16	0.64	0.62	1.29	—

tr. = trace.

would be at variance with the relatively high Zr and Ti contents, and with the greater depletion in Th. As a matter of fact, no negative Nb anomaly, so characteristic of subduction-related magmatism (e.g., Briqueu et al., 1984) occurs. Moreover, Th/La ratios in the range 0.025–0.035 are lower than those found in average N-MORB at ca. 0.07, whereas it would be expected to be higher (>0.1) in subduction zone environments (Sun, 1980; Saunders and Tarney, 1984). Moreover, our samples plot in the N-MORB field of the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (cf. Pearce, 1982), and do not provide evidence for any enrichment linked to subduction. Finally, the early crystallization of plagioclase relative to pyroxenes in the gabbroic cumulates at Nowa Ruda (Borkowska, 1985) is consistent with N-MORB affinity, while island-arc-related ophiolites generally exhibit

a reverse crystallization sequence (Pearce et al., 1984):

Ol → Px → Plag

Summarizing, the trace-element data are consistent with N-MORB affinities for the basaltic and gabbroic members of the Mt. Sleza and Nowa Ruda ophiolites.

No positive evidence for “supra-subduction zone” affinities has been found, but the elements most sensitive to slab enrichment (Cs, Rb, Ba, etc.) are not usable in altered rocks. Moreover, many back-arc basins are flooded by basalts indistinguishable from N-type MORB, especially in relatively young basins, and only mature back-arc basins contain both N-MORB and basalts with high (large-ion lithophile elements)/(high-field-strength ele-

Nowa Ruda (cont.)

11 NR13	12 NR01	13 NR02	14 NR03	15 NR04	16 NR05	17 NR08	18 NR09	19 NR10	20 NR14	21 WOL
48.60	46.10	44.70	39.00	50.10	45.80	48.50	50.65	50.60	48.50	47.40
13.90	23.00	23.00	8.00	16.50	25.50	15.30	16.00	17.30	21.20	17.40
3.28	4.00	4.20	9.40	5.70	3.00	6.60	7.00	5.20	2.20	1.50
9.12	—	—	—	—	—	—	—	—	4.05	2.61
7.10	11.40	11.10	31.50	10.20	8.80	9.60	8.30	7.90	8.50	12.30
0.23	0.11	0.06	0.13	0.10	0.04	0.13	0.14	0.10	0.12	0.08
8.60	12.50	10.00	4.30	14.80	12.50	14.50	13.00	13.80	9.70	13.85
3.20	1.60	2.30	0.30	2.50	1.80	2.10	2.80	3.10	3.20	1.70
tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0.20	tr.	tr.	tr.	0.35
2.10	0.05	0.05	0.10	0.50	0.05	0.85	1.15	1.00	0.70	0.50
3.00	1.50	3.62	7.80	0.36	1.96	1.24	0.40	0.26	2.16	2.86
99.13	100.26	99.03	100.53	100.76	99.45	99.02	99.44	99.26	100.33	100.55
2	1	11	2	2	3	6	2	2	2	11.4
156	235	346	80	164	275	176	179	204	156	172
40	350	350	—	130	260	100	50	50	120	—
100	390	10	270	700	30	490	310	250	25	—
330	50	40	40	210	30	190	230	210	75	—
160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6.72	—	—	—	0.66	—	0.96	—	—	2.47	0.38
26.10	—	—	—	5.16	—	5.48	—	—	12.05	2.80
19.14	—	—	—	1.97	—	3.25	—	—	4.80	0.96
6.73	—	—	—	0.92	—	1.29	—	—	1.77	0.40
2.18	—	—	—	0.49	—	0.60	—	—	0.64	0.22
7.54	—	—	—	1.40	—	1.83	—	—	1.74	0.61
9.21	—	—	—	1.63	—	2.25	—	—	1.92	0.51
5.05	—	—	—	0.87	—	1.21	—	—	1.24	0.28
5.56	—	—	—	0.80	—	1.15	—	—	1.19	0.24
0.86	—	—	—	0.11	—	0.16	—	—	0.27	0.03

ments) (LILE/HFSE) ratios characteristic of a subduction component (Saunders and Tarney, 1984).

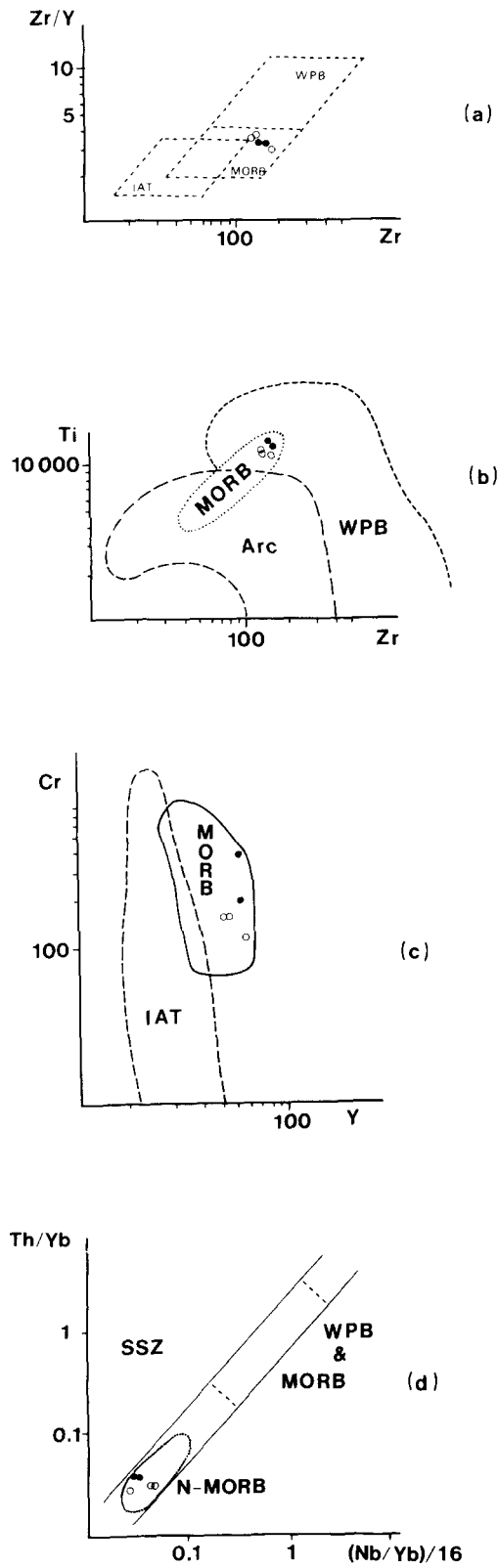
Isotopic results

Several isotopic studies of ophiolite suites have demonstrated the feasibility of precise and accurate dating by using the Sm–Nd method in coexisting plagioclase and clinopyroxene from gabbros (Jacobsen and Wasserburg, 1979; McCulloch et al., 1980; Edwards and Wasserburg, 1985). These minerals have very different Sm/Nd ratios, and consequently precise crystallization ages of unmetamorphosed ophiolitic suites can be directly measured. In the studied massifs however, samples con-

taining both fresh plagioclase and clinopyroxene were not available, and only one fresh plagioclase separate from an anorthositic gabbro at Nowa Ruda could be analysed, yielding an imprecise mineral-whole rock pair age of 351 ± 77 Ma (2σ).

The construction of Sm–Nd whole-rock isochrons is in principle possible if: (1) the samples analysed display enough spread in Sm/Nd; (2) they behaved as closed systems since their crystallization; and (3) their scatter in initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ was very limited. Indeed, significant or even very large Nd isotopic heterogeneity has been evidenced in some other ophiolites (e.g., Jacobsen and Wasserburg, 1979; McCulloch and Cameron, 1983).

The Nd and Sr isotopic results are listed in Table 2 and Sm–Nd data are reported in an isochron dia-



gram (Fig. 6). The ten whole-rock samples from Nowa Ruda include gabbroic cumulates, diabase dikes and pillowed volcanics. They define a good linear array in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diagram, yielding an age of 351 ± 21 Ma (2σ), and an initial ratio of 0.51262 ± 0.00003 (2σ), corresponding to $\epsilon_{\text{Nd}} = 8.54 \pm 0.09$ (Fletcher and Rosmann, 1982), with MSWD (mean squared weighted deviation) = 0.99. As this age is identical to the plagioclase-whole rock pair, the data point of the plagioclase separate can be included in the calcula-

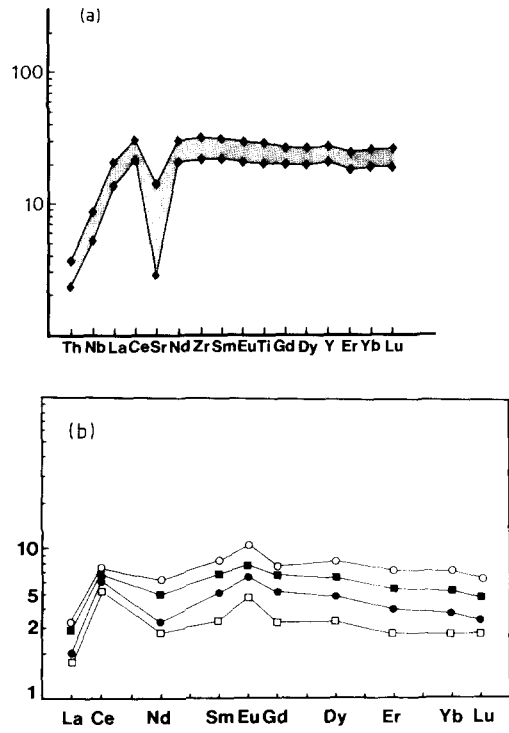


Fig. 5. a. Envelope of chondrite-normalized patterns of incompatible elements in metabasaltic samples. Normalization values are from Nakamura (1974) for REE and Sun (1980) for the other elements. With the exception of Sr, the elements plotted are considered as resistant to alteration processes. b. REE patterns for metagabbros.

Fig. 4. Mt. Slezá (full circles) and Nowa Ruda (open circles) metabasalts reported in various discrimination diagrams. MORB = mid-ocean ridge basalts; WPB = within-plate basalts; IAT = island-arc tholeiites; Arc = arc lavas; SSZ = supra-subduction zone field. (d) is adapted from Pearce's (1982) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram, assuming a constant Nb/Ta = 16 in basaltic rocks (Bougault et al., 1980).

TABLE 2

Rb-Sr and Sm-Nd isotopic results

	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{350\text{ Ma}}$
<i>Mt. Slezka:</i>							
II/21 X	1.16	0.70854	5.25	15.57	0.2040	0.513106 ± 0.000011	0.7028
IV/21 X	0.122	0.70434	5.79	16.65	0.2102	0.513120 ± 0.000013	0.7037
7 G	0.045	0.70233	1.818	4.039	0.2721	0.513255 ± 0.000016	0.7021
18 G	0.087	0.70267	0.696	1.507	0.2792	0.513277 ± 0.000011	0.7022
BRAZ	—	—	1.177	2.405	0.2960	0.513323 ± 0.000023	—
IPEG	—	—	2.273	4.470	0.3075	0.513346 ± 0.000025	—
<i>Nowa Ruda:</i>							
NR 1	—	—	0.268	0.752	0.2152	0.513110 ± 0.000009	—
NR 4	0.042	0.70281	1.023	2.023	0.3059	0.513326 ± 0.000017	0.7026
NR 6	—	—	4.68	13.51	0.2095	0.513114 ± 0.000015	—
NR 7	0.074	0.70554	4.88	14.11	0.2091	0.513104 ± 0.000012	0.7052
NR 8	0.097	0.70332	1.379	3.166	0.2633	0.513228 ± 0.000010	0.7028
NR 9	—	—	2.47	6.75	0.2210	0.513127 ± 0.000010	—
NR 11	0.071	0.70345	9.39	27.38	0.2177	0.513126 ± 0.000010	0.7031
NR 13	0.035	0.70300	5.92	17.35	0.2062	0.513082 ± 0.000017	0.7028
NR 14	0.049	0.70284	1.457	4.598	0.1916	0.513064 ± 0.000012	0.7026
NR 14 P	—	—	0.357	1.550	0.1392	0.512944 ± 0.000013	—
WOL	0.192	0.70346	0.949	2.384	0.2406	0.513187 ± 0.000021	0.7025

Sm and Nd concentrations determined by isotope dilution mass spectrometry. Errors on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ are quoted at the 95% confidence level and are based on within-run statistics. Precision of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: $\pm 0.2\%$.

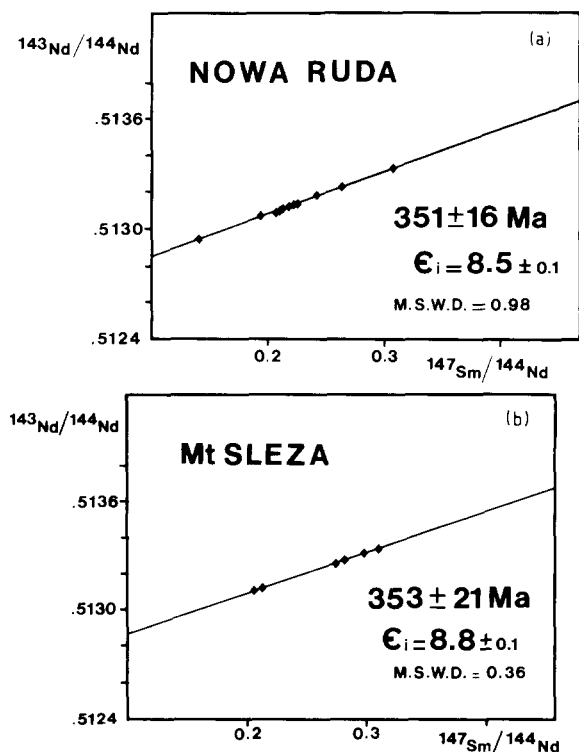


Fig. 6. Sm-Nd isochron diagrams for whole-rock samples (and one plagioclase separate from Nowa Ruda) for both massifs studied.

tion of the isochron, resulting in a slightly better precision (Fig. 6a) at 351 ± 16 Ma, $(\epsilon_{\text{Nd}})_i = 8.51 \pm 0.05$ and $\text{MSWD} = 0.98$.

The samples from Mt. Slezka group include two amphibolites, a leucogabbro, a melagabbro and a pegmatitic diallagite. A gabbro from the neighbouring Braszowice massif was also analysed. The analytical data display a spread in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios similar to the samples from Nowa Ruda, and plot along a well-defined line ($\text{MSWD} = 0.36$), which, if interpreted as an isochron, corresponds to a 353 ± 21 Ma age, with initial $\epsilon_{\text{Nd}} = 8.78 \pm 0.14$ (Fig. 6b).

As both massifs appear to yield a similar age, an isochron was calculated with the pooled data. This regression results in a 357 ± 12 Ma age with $(\epsilon_{\text{Nd}})_i = 8.54 \pm 0.05$. However, the MSWD increases markedly at 1.68; it seems therefore likely that both massifs define two essentially parallel lines with a minor, but significant difference in intercept.

Discussion

The interpretation of the linear arrays obtained in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diagram as isochrons giving the age of magmatic crystallization

requires an evaluation of alternative hypotheses. First, these lines could a priori be consistent with binary mixing of a low-Sm/Nd, low- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ component with a high-Sm/Nd, high- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ end-member, and lack any time significance. However, the good coherence of trace-element characteristics is not suggestive of mixing. Moreover, the plagioclase-whole rock pair age of sample NR14, albeit imprecise, is identical to the whole-rock age.

In a second, geologically more plausible hypothesis, the isochrons are related to post-magmatic resetting. Indeed, we did not analyse perfectly fresh rocks, but the samples studied were chosen to be relatively unaltered, and with the exception of pillow lavas, all the samples display only limited transformations. No evidence has been found for strong mobility of trace elements, including REE, which have patterns typical of magmatic rocks (Fig. 5). Moreover, all the samples plot along the isochrons, irrespective of their degree of alteration. Mobilization of Sm and Nd should cause a significant amount of scatter about these lines. Any large-scale disturbance able to rotate the isochron seems unlikely. As a matter of fact, the few examples of resetting of Sm-Nd systematics were documented in very peculiar geological contexts (McCulloch and Black, 1984; Windrim et al., 1984; Burwash et al., 1985), quite distinct from the present situation. As a result, we interpret the ca. 350 Ma dates as the age of magmatic crystallization of the gabbroic and basaltic members of the ophiolite massifs, and thereby assume the cogenetic character of gabbroic cumulates and basaltic liquids.

The high initial ϵ_{Nd} (+8.5 and +8.8, respectively) points to magmatic sources which were highly depleted in LREE compared to the chondritic reservoir on a time-integrated basis. As far as basaltic rocks are concerned, only samples from oceanic domains display such long-term depletion coupled with LILE-depleted patterns. However, there is a significant isotopic overlap between samples from major "open" oceans and basalts from back-arc basins and island arcs, although the later rocks have somewhat lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and often display a larger range of ϵ -values (White and Patchett, 1984).

Having established the primary age of the ophiolitic massifs, it is possible to discuss briefly the Sr isotopic data. This can be done after correction of

present-day $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for in situ decay of ^{87}Rb since 350 Ma, keeping in mind that any variation of Rb/Sr or $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during the past 350 Ma is not accounted for, and could result in significant errors.

Age-corrected $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of both massifs scatter from 0.7022 to 0.7052, demonstrating that the Rb-Sr system was heterogeneous, or disturbed. However, the least-altered gabbroic rocks have more consistent values of 0.7027 ± 0.0001 at Nowa Ruda and ca. 0.7022 at Sleza. Taking into account possible small alteration effects, these estimates can be considered as upper limits of real magmatic values. Their unradiogenic character is consistent with a time-integrated low-Rb/Sr source.

The high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the pillow-lava sample, which shows extensive alteration, suggests that a ^{87}Sr -rich component was introduced during the alteration process. As Nd isotopes remained undisturbed, the added component had either high ϵ_{Nd} , or very low Nd/Sr. Reservoirs with both radiogenic Sr and high ϵ_{Nd} are not documented. It is therefore more plausible that this sample interacted with a low-Nd/Sr, ^{87}Sr -rich component, most probably seawater.

Summarizing, the Nowa Ruda and Sleza massifs have isotope characteristics which clearly indicate their derivation from a mantle source with a time-integrated depletion in LILE. Both trace-element and isotopic results demonstrate that both complexes are remnants of upper Paleozoic ophiolites similar to recent, normal oceanic crust. Although the sources of both massifs appear to differ slightly in isotopic composition, no larger-scale isotopic heterogeneity has been found, in contrast to most ophiolites believed to have been formed in subduction-related environments (e.g., Troodos; $\epsilon_{\text{Nd}} = 0.8-7.9$, McCulloch and Cameron, 1983; Bay of Islands; $\epsilon_{\text{Nd}} = 6.5-8.1$, Jacobsen and Wasserburg, 1979). It seems therefore that our data are more consistent with formation of these complexes at normal ocean ridges, although a subduction-related marginal basin origin cannot be totally precluded.

Geological implications

The recognition of unambiguous remnants of oceanic crust of late Paleozoic age has several important implications for both the geological evolu-

tion of the Sudetes, and the general models of the Variscan belt.

While the oceanic signature of the mafic-ultramafic associations was already identified, much older ages were proposed, ranging from Late Riphean (Werner, 1981), late Proterozoic (Znosko, 1981; Misar et al., 1984) to early Paleozoic (Majerowicz, 1979, 1981; Jamrozik, 1981). The 350 Ma age, near the Devonian-Carboniferous boundary, leads to reconsider previous evolutionary schemes:

(1) It is noteworthy that this age is in agreement with the sedimentary record of the neighbouring Bardo Mts., which displays pelagic facies from the Frasnian to the Tournaisian (Haydukiewicz, 1974, 1981; Wajsprych, 1978, 1986).

(2) The presence of an oceanic basin till the Middle Carboniferous could provide an explanation of the marked differences in sedimentary and tectonic evolution of geological units now situated close to each other (Don, 1984). For example, whereas continuous sedimentation prevailed from Cambrian to Carboniferous times in the Kaczawa Mts., a major tectonic break of Lower Devonian age is well documented in the Klodzko unit, suggesting that these domains were separated at that epoch.

The proposed Early Namurian age for the final closure of the Sudetes oceanic domain (Wajsprych, 1986) would agree with goniatite distribution data, which shows that the seaway passage between Europe and the Eurasian sea was closed in the Namurian (W.H.C. Ramsbottom, 1971 in Johnson, 1973).

In addition, it is noteworthy that the ca. 350 Ma age of the ophiolites substantiates an interpretation of the overlying Sowie Góry gneisses as a basement nappe emplaced in Carboniferous times, in keeping with the model proposed by Behr et al. (1982) for the "intermediate massifs" of Germany.

In most ophiolite occurrences, only relatively young oceanic crust was obducted; hence, the ages of ophiolite complexes do not uniquely determine the life span of their parent ocean basins (Dewey, 1976). In the present case, the 350 Ma age most probably does not date the beginning of spreading, and the initial rifting time must be evaluated from other data. Indeed, it would appear more likely that the Sudetic ophiolites are pieces of oceanic domains which were created as a result of the tensional tectonic regime which began in the Middle Devonian (ca. 385 Ma) in the northern part of

Central Europe, as evidenced by the major bimodal volcanic activity (Perekalina, 1978). Then, crude estimates of the width of the ocean may be inferred using the approached value of its life span and an assumption about its spreading rate. In the present case, a relatively high spreading rate (> 4 cm/yr?) could be tentatively suggested in view of Zr/Y vs. Zr relationships (Pearce, 1980, 1988) and isotopic homogeneity. Combined with a ca. 35 Ma life span, this would result in a value of 1400 km which should merely be considered as a speculative order of magnitude, but illustrates that significantly large oceanic basins were indeed possible.

Attempting large-scale correlations is a very difficult exercise, because of the extensive disruption of the orogen by Late Hercynian faulting and block rotations, and the large areas hidden by sedimentary cover. Moreover, several authors (e.g., van Breemen et al., 1982; Behr et al., 1984) have emphasized the particular complexity of the triple junction between the Saxo-Thuringian, Moldanubian and Moravo-Silesian zones. Indeed, possible equivalents of the studied area could be looked for in two opposite directions, i.e. the northeastern Saxo-Thuringian zone in the German Democratic Republic, and the Moravo-Silesian zone in Czechoslovakia. These domains belong to the two opposite flanks of the Variscides, unless an hypothetical and improbable (Dvorak, 1973) virgation is assumed. Ophiolitic complexes occur in both areas (Saxony: Werner, 1981; Letovice: Misar et al., 1984), which have been compared with the Sudetic ones, although they were ascribed to the Precambrian. Either comparisons are made beyond the Elbe Lineament, a first-order fracture which acted as a right-lateral wrench fault in Late Hercynian times, in agreement with an anti-clockwise rotation of the Bohemian block (Birkenmajer et al., 1968). If a ca. 150 km dextral offset is assumed (Arthaud and Matte, 1977), it appears that the Sudetic ophiolites could correlate with the Middle to Upper Devonian diabases ("prasinites") of the Central Saxonian Lineament, between the Granulitgebirge and Erzgebirge massifs (Fig. 2). These mafic rocks contain barroisitic amphiboles indicative of low-grade high-pressure metamorphism (Schwab and Mathé, 1981), possibly reminiscent of a suture-like setting. Moreover, post-granulitic serpentinites and gabbros belonging to an ophiolite suite occur in close vicinity. These rocks tectonically overlie the Gran-

ulitgebirge massif, and are considered as Precambrian (Werner, 1981). However, considering the radiometric data suggestive of a ca. 450 Ma age for the granulites (Jäger and Watznauer, 1969), and the great tectonic complexity of this area, we think that the hypothesis of a late Paleozoic age of the ophiolitic rocks deserves serious consideration. In this scheme, the Sudetic ophiolites would trace the continuation of one of the major sutures of the Variscan belt, separating the Moldanubian and Saxo-Thuringian zones. Moreover, any comprehensive model of the northeastern part of the Bohemian Massif should take into account the Moravo-Silesian zone. In that domain, a back-arc basin of Devonian age may be inferred from the geochemical affinities of mafic volcanic rocks (Jakeš and Patocka, 1982). It is tempting to link this basin to a southeastward subduction of the Sudetic ocean (Wajsprych, 1986). If this model proves correct, the onset of oceanic spreading in the Sudetes should be significantly older than the Middle Devonian, a view consistent with evidence for Late Cambrian rifting in the Kaczawa Mts. (Narebski et al., 1982, 1986).

One more general grounds, this study enlarges the growing body of evidence for the involvement of oceanic crust during the evolution of the Variscan orogen in Europe. These oceanic remnants are quite diversified as regards their tectonic situation, since they occur both in the internal and the external zones of the belt:

(1) Lizard complex (Kirby, 1979) and Giessen MORB's (Engel et al., 1983b) in the southern part of the Rheno-Hercynian zone.

(2) Münchberg massif, F.R.G. (Gebauer and Grünfelder, 1979); Saxonian and Sudetic bodies in the Saxo-Thuringian zone.

(3) Northwestern Spain (Williams, 1983; Bernard-Griffiths et al., 1985); south Brittany, France (Hanmer, 1977; Bernard-Griffiths and Cornichet, 1985); Belledonne massif, French Alps (Carme, 1975; Pin and Carme, 1987); Steiermark, Austria (El Ageed et al., 1980); and Czechoslovakia (Misar, 1984) in the internal Moldanubian zone.

(4) Southwestern Iberia (Andrade, 1978; Crousilles et al., 1976).

They also differ markedly as far as their age and metamorphic evolution are concerned. Schematically, it seems possible to distinguish early Paleozoic occurrences (ca. 500 Ma old) which generally underwent high-grade, often high-pressure meta-

morphism in Siluro-Devonian times, from late Paleozoic examples which only suffered moderate metamorphic imprint. It is not yet clear whether these differences imply that two successive oceanic domains were created and then destroyed, or that opening and closing processes alternated in space and time during the whole Paleozoic, as a consequence of complicated, and partially transcurrent (Badham, 1982) motions of an assemblage of microplates.

Acknowledgements

This work was realized as part of an exchange project between the universities of Wrocław and Clermont-Ferrand, with financial support from Polish education authorities and the French Ministère des Relations extérieures and Ministère des Universités. We thank P. Gaudon for access to XRF facilities of the École des Mines d'Alès. Critical reading of early drafts of the manuscript by J.M. Cantagrel, F. Carme, J.L. Duthou, Ph. Matte, J. Puziewicz and Ph. Vidal, improvement of the English text by M.F. Roden, and reviews by S.S. Sun and an anonymous referee are gratefully acknowledged.

References

- Anderson, T.A., 1975. Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 77–82.
- Andrade, A.A.S., 1978. The problem of ophiolites in Meso-Europe. *Mem. Noticias, Univ. Coimbra*, 85: 37–41.
- Arthaud, F. and Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305–1320.
- Badham, J.P.N., 1982. Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc. London*, 139: 493–504.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, P. and Ribeiro, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectoniques des plaques. 26th Int. Geol. Congr., Paris, 1980, *Mém. B.R.G.M. (Bur. Rech. Géol. Min.)*, 108: 233–246.
- Behr, H.J., 1978. Subfluenz-prozesse im Grundgebirgs-stockwerk mitteleuropas. *Z.D. Geol. Ges.*, 129: 283–318.
- Behr, H.J., Walliser, O.H. and Weber, K., 1980. The development of the Rheno-hercynian and Saxo-thuringian zones of the mid-European Variscides. 26th Int. Geol. Congr., Paris 1980, *Mém. B.R.G.M. (Bur. Rech. Géol. Min.)* 108: 77–89.
- Behr, H.J., Engel, W. and Franke, W., 1982. Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxo-thuringian zone

- (northeast Bavaria, West Germany). *Am. J. Sci.*, 282: 1438–1470.
- Behr, H.J., Engel, W., Franke, W., Giese, P. and Weber, K., 1984. The Variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109: 15–40.
- Bernard-Griffiths, J. and Cornichet, J., 1985. Origin of eclogites from south Brittany, France. A Sm-Nd isotopic and REE study. In: D.C. Smith and Ph. Vidal (Guest-Editors), *Isotope Geochemistry and Geochronology of Eclogites*. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52: 185–201 (special issue).
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Cornichet, J., Iglesias Ponce de Léon, M. and Gil Ibarra, J.I., 1985. U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain. In: D.C. Smith and Ph. Vidal (Guest-Editors), *Isotope Geochemistry and Geochronology of Eclogites*. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52: 217–225 (special issue).
- Birkenmajer, K., Krs, M. and Nairn, A.E.M., 1968. A paleomagnetic study of Upper Carboniferous rocks from the Inner Sudetic basin and the Bohemian Massif. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 589–608.
- Borkowska, M., 1985. Gabbroic rocks and their minerals from the Nowa Ruda Massif (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 20: 3–32.
- Bougault, H., Joron, J.L. and Treuil, M., 1980. The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 297: 203–213.
- Briqueu, L., Bougault, H. and Joron, J.L., 1984. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 297–308.
- Burwash, R.A., Krupicka, J., Basu, A.R. and Wagner, P.A., 1985. Resetting of Nd and Sr whole-rock isochrons from polymetamorphic granulites, northeastern Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 992–1000.
- Carme, F., 1975. Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales): une variante originale de complexe alpinotype et un jalon d'une ceinture basique briovérienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281: 223–226.
- Chab, J. and Vrana, S., 1979. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonose-Jizera crystalline complex and their geologic significance. *Vest. Ustr. Ust. Geol.*, 54: 143–150.
- Claesson, S., Pallister, J.S. and Tatsumoto, M., 1984. Samarium-neodymium data on two late Proterozoic ophiolites of Saudi Arabia and implications for crustal and mantle evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 244–252.
- Crousilles, M., Dixsaut, C., Henry, B. and Tamain, G., 1976. L'alignement basique-ultrabasique de Varas-Guadalupe (Cordoue, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283: 1141–1143.
- Dewey, J.F., 1976. Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31: 93–100.
- Don, J., 1984. The Caledonides and Variscides in the western Sudetes. *Przegl. Geol.*, No. 8–9, pp. 459–468.
- Dvorak, J., 1973. Problem concerning the northeastern closure of the Variscan orogen. *Neues Jahrb., Geol. Paläont. Monatsh.*, 8: 449–454.
- Edwards, R.L. and Wasserburg, G.J., 1985. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72: 389–404.
- El Ageed, A., Saager, R. and Stumpfl, E.F., 1980. Pre-Alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria, Austria. In: A. Panayiotou (Editor), *Ophiolites*, *Proc. Int. Ophiolite Symp.*, Cyprus Geol. Survey Dep., Cyprus, pp. 601–606.
- Ellenberger, F. and Tamain, A.L.G., 1980. Hercynian Europe. *Episodes*, 1: 22–27.
- Engel, W., Franke, W. and Langenstrassen, F., 1983a. Palaeozoic sedimentation in the Northern Branch of the Mid-European Variscides — Essay of an Interpretation. In: H. Martin and W. Eder (Editors), *Intracontinental Fold Belts — Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara belt of Namibia*. Springer, Berlin, pp. 9–41.
- Engel, W., Franke, W., Grote, G., Weber, K., Ahrendt, H. and Eder, W., 1983b. Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinische Schiefergebirge. In: H. Martin and W. Eder (Editors), *Intracontinental Fold Belts — Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara belt of Namibia*. Springer, Berlin, pp. 267–288.
- Erlank, A.J. and Kable, E.J.D., 1976. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge basalts from 45°N, with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 281–291.
- Fletcher, I.R. and Rossman, K.J.R., 1982. Precise determination of initial ϵ_{Nd} from Sm-Nd isochron data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1983–1987.
- Gebauer, D. and Grünenfelder, M., 1979. U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks — Example: Münchberg Gneiss Massif, northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 35–44.
- Govindaraju, K. and Mevelle, G., 1983. Geostandards and geochemical analysis. *Spectrochim. Acta*, 38B: 1447–1456.
- Hanmer, S., 1977. Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature (London)*, 270: 336–338.
- Haydukiewicz, J., 1974. Upper Devonian conodonts from Mikolajow slates, Bardo Mts., Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sci. Terre*, 21: 233–236.
- Haydukiewicz, J., 1981. Tournaisian pelagic rocks in the southwestern part of the Góry Bardzkie. *Geol. Sudetica*, 16(1): 219–225.
- Hellman, P.L., Smith, R.E. and Henderson, P., 1977. Rare earth element investigation of the Cliefden outcrop, N.S.W., Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 155–164.
- Humphris, S.E. and Thompson, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 127–136.
- Jacobsen, S.B. and Wasserburg, G.J., 1979. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of midocean ridge basalts. *J. Geophys. Res.*, 84: 7429–7445.
- Jäger, E. and Watznauer, A., 1969. Einige Rb/Sr Datierungen an Granuliten des sächsischen Granulitgebirges. *Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss.*, 11: 420–426.

- Jakeš, P. and Patočka, F., 1982. Compositional variations of the Devonian volcanic rocks of the Jeseníky Mts. *Vest. Ustr. Ust. Geol.*, 57: 193–204.
- Jamrozik, L., 1981a. Tectonic position of ultrabasite-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts. In: W. Narebski (Editor), *Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursions, Potsdam-Freiberg*, 2: 86–94.
- Jamrozik, L., 1981b. General geology of the Nowa Ruda serpentinite-gabbro-diabasic massif. In: W. Narebski (Editor), *Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursions, Potsdam-Freiberg*, 2: 120–127.
- Jelinek, E., Pacesova, M., Misar, Z., Martinec, P. and Weiss, Z., 1984. Geochemistry of a dismembered metaophiolite complex, Letovice, Czechoslovakia. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 75: 37–48.
- Johnson, G.A.L., 1973. Closing of the Carboniferous sea in western Europe. In: D.H. Tarling and S.K. Runcorn (Editors), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Academic Press, London, pp. 843–850.
- Kirby, G.A., 1979. The Lizard complex as an ophiolite. *Nature (London)*, 282: 58–61.
- Krebs, W. and Wachendorf, H., 1973. Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 2611–2630.
- Majerowicz, A., 1979. The Sleza Mt. group versus recent petrological problems of ophiolites. *Wydaw. Uniw. Wrocław*, pp. 9–42.
- Majerowicz, A., 1981. Rock series of the Sleza Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes. In: W. Narebski (Editor), *Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursion, Potsdam-Freiberg*, 2: 172–212.
- Majerowicz, A., 1985. Petrography and genesis of rodingites in serpentinites of the Sleza ophiolitic group. *Geol. Sude-tica*, 17: 109–130.
- Massonne, H.J. and Schreyer, W., 1983. A new experimental phengite barometer and its application to a Variscan subduction zone at the southern margin of the Rhenohercynicum. *Terra Cognita*, 3: 187 (abstract).
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329–374.
- McCulloch, M.T. and Black, L.P., 1984. Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 46–58.
- McCulloch, M.T. and Cameron, W.E., 1983. Nd-Sr isotopic study of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus: evidence for a subduction-related setting. *Geology*, 11: 727–731.
- McCulloch, M.T., Gregory, R.T., Wasserburg, G.J. and Taylor, H.P., 1980. A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the Cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 201–211.
- Misar, Z., 1984. Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlations. *Krystalinikum*, 17: 7–11.
- Misar, Z., Jelinek, E. and Pacesova, M., 1984. The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian massif. *Miner. Slovaca*, 16: 13–28.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 757–775.
- Narebski, W. and Majerowicz, A., 1985. Ophiolites of the surrounding of the Sowie Góry Mts. block and lower Paleozoic initialites of the Polish Sudetes. In: N.L. Dobretsov and L. Zonenshein (Editors), *Riphean-Lower Paleozoic Ophiolites of Northern Eurasia*. Nauka, Novosibirsk, pp. 86–105.
- Narebski, W., Wajsprych, B. and Bakun-Czubarow, N., 1982. On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes. *Ophiolites*, 2/3: 407–428.
- Narebski, W., Dostal, J. and Dupuy, C., 1986. Geochemical characteristics of lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *Neues Jahrb., Mineral. Abh.*, 155: 243–258.
- Oberc, J., 1975. The tectonics and development of the eastern part of the Fore-Sudetic block. *Przegl. Geol.*, 5: 213–220.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. and Evensen, N.M., 1977. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43: 13–22.
- Pearce, J.A., 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. Wiley, New York, N.Y., pp. 525–547.
- Pearce, J.A., 1988. A "users guide" to basalt discrimination diagrams. In: J. Tarney (Editor), *Oceanic Basalts*. Academic Press, London (in press).
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290–300.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33–47.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Editors), *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. No. 16, pp. 77–94.
- Perekalina, T.V., 1978. Variscan volcanism of central and western Europe. *Geol. Mijnbouw*, 60: 17–21.
- Pin, C. and Carme, F., 1987. A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolitic complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 406–413.
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 555–572.
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Editors), *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., No. 16, pp. 59–76.
- Schwab, M. and Mathé, G., 1981. A geological cross-section through the Variscides in the German Democratic Republic.

- lic (eastern Erzgebirge, Central Saxonian lineament, Saxonian granulite complex, Harz Mountains). *Geol. Mijnbouw*, 60: 129–135.
- Schwan, W., 1976. The intermediate massifs in the Saxothuringikum (German Variscan Orogen). *Tectonophysics*, 34: 149–161.
- Servais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101–118.
- Smulikowski, K., 1973. Massif gabbroidal de Wolibórz. In: *Revue des problèmes géologiques des zones profondes en Basse Silésie. Excursion Guidebook 15th Sess. AZOPRO (Assoc. Géol. Zones Profondes)*, Warsaw, pp. 127–132.
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arc. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 297: 409–445.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1983. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 310: 549–590.
- Van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D.R., Dudek, A., Misar, Z., Povondra, P. and Vrana, S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73: 89–108.
- Wajsprych, B., 1978. Allochthonous Paleozoic rocks in the Viscan of the Bardskie Mts. (Sudetes). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 1: 121–127.
- Wajsprych, B., 1986. Sedimentary record of the tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. *Int. Assoc. Sedimentol.*, 7th Eur. Reg. Meet., Excurs. Guideb., Cracow, pp. 141–164.
- Wedepohl, K.H., Meyer, K. and Muecke, G.K., 1983. Chemical composition and genetic relations of metavolcanic rocks from the Rhenohercynian belt of northwest Germany. In: H. Martin and F.W. Eder (Editors), *Intracontinental Fold Belts*. Springer, Berlin, pp. 231–256.
- Werner, C.D., 1981. Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R. In: W. Kramer and C.D. Werner (Editors), *Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif. Guidebook of Excursions, Potsdam-Freiberg*, 1: 17–68.
- White, W.M. and Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible elements abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 167–185.
- Wieser, T., 1978. Glaucofane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). *Mineral. Pol.*, 9: 17–40.
- Williams, P.J., 1983. The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenes Complex, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 140: 877–882.
- Windrim, D.P., McCulloch, M.T., Chappell, B.W. and Cameron, W.E., 1984. Nd isotopic systematics and chemistry of Central Australian sapphirine granulites: an example of rare earth element mobility. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 27–39.
- Wojciechowska, I., 1966. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Scinawka Klodzka. *Geol. Sudetica*, 2: 261–296.
- Wood, D.A., Marsh, N.G., Tarney, J., Joron, J.L., Fryer, P. and Treuil, M., 1979. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Marina Trough, Arc, Fore-arc and Trench. In: D.M. Hussong, S. Uyeda et al. (Editors), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 60: 611–645.
- Znosko, J., 1981. The problem of the oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sci. Terre*, 29: 185–197.
- Zwart, H.J. and Dornsiepen, U., 1978. The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geol. Mijnbouw*, 57: 627–654.

Écailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la « Ligne des Klippes », Vosges méridionales (France)

Christian PIN et Francis CARME

Résumé — Un échantillon de gabbro des écailles tectoniques du charriage de la « Ligne des Klippes » (Vosges méridionales) fournit une isochrone interne Sm-Nd à 296 ± 22 M.a. (2σ) interprétée en termes de ré-homogénéisation tardive à l'échelle minérale, probablement lors de la mise en place du granite des Crêtes. La composition isotopique de la roche totale corrigée pour une gamme d'âges plausibles (500-350 M.a.) correspond à des ϵ_{Nd} très élevés (+7,1 à 8,8) qui témoignent d'une origine à partir d'un manteau très appauvri, de type océanique. Deux hypothèses concernant l'âge de ces roches vertes sont discutées. La première, envisageant un âge Dévonien, permettrait de les rapprocher d'autres témoins océaniques du flanc nord de la chaîne hercynienne. La seconde, attribuant ces témoins à l'épisode de distension Paléozoïque inférieur, conduirait à les comparer au complexe ophiolitique de Chamrousse (Massifs Cristallins Externes alpins).

Nd isotopic evidence for an oceanic derivation of gabbroic tectonic slices in the "Ligne des Klippes" Hercynian overthrust, Southern Vosges (France)

Abstract — Gabbroic rocks, along with serpentinites, occur within tectonic slices in the "Ligne des Klippes" Hercynian overthrust of the Southern Vosges. An Sm-Nd internal isochron on a gabbro sample yields a 296 ± 22 M.a. (2σ) date, which cannot be interpreted as the magmatic crystallization age of the gabbro, but probably reflects a resetting of the Sm-Nd mineral system through contact metamorphism at the time of emplacement of the neighbouring Granite des Crêtes. The whole-rock isotopic composition, computed for a geologically plausible range (500-350 M.a.), gives high ϵ_{Nd} (+7/+8) pointing to a time-integrated depleted mantle source, of oceanic affinity. Two geodynamic hypotheses are discussed. First, a Devonian age is considered, since these gabbro and serpentinite slices are suggestive of other ophiolitic occurrences in the northern Variscides. Second, an Early Paleozoic age is assumed, suggesting comparison of these oceanic remnants with the Chamrousse ophiolite complex in the French Western Alps.

Abridged English Version — In the Variscan basement of the Southern Vosges, two flysch series of Early Viséan age are separated by an overthrust fault (Fig. 1), the so-called "Ligne des Klippes" [1]. This tectonic boundary is decorated by exotic slices of gneisses, red schists of Famennian age [5] and, more especially, gabbroic rocks and serpentinites which are not exposed elsewhere in the Vosges massif. The occurrence of gabbros displaying euphotide facies, and the derivation of the serpentinites from harzburgites [1] might indicate ophiolitic origin.

In order to assess this hypothesis, a gabbro sample from the Talhorn massif has been studied for trace elements and Nd isotopes. Major and trace element data (Table I) are consistent with a cumulate origin for this gabbro, also suggested by the REE pattern dominated by the role of clinopyroxene (Fig. 2).

A whole-rock/plagioclase/clinopyroxene + amphibole internal isochron (Table II, Fig. 3) yields a 296 ± 22 M.a. (2σ) age. This date corresponds closely to the emplacement of the Granite des Crêtes (302 ± 8 M.a., [7]) which cross-cuts the Ligne des Klippes overthrust. Therefore, the internal isochron probably reflects an isotopic resetting of minerals through contact metamorphism, an interpretation consistent with the comparatively weak resistance of the Sm-Nd mineral systems [8]. In contrast, with the exception of Ce, no significant mobility of the REE can be substantiated at the whole-rock scale (Fig. 2). As is

Note présentée par Maurice ROQUES.

was not possible to date the magmatic crystallization of the gabbro, its initial, whole-rock isotopic composition was computed according to three possible geological ages of 500, 400 and 350 M.a. In each case, high ϵ_{Nd} are obtained (+7.1, +8.2 and +8.8, respectively), pointing to a time-integrated depleted mantle source, of oceanic affinity.

Taking into account present knowledge of the evolution of the Variscan belt in Europe, two different hypotheses may be proposed for these rocks.

First, a Devonian age could be assumed. A Late Paleozoic age would be consistent with the absence of strong metamorphic overprinting, the stratigraphic age of associated sedimentary rocks, and the occurrence of mafic volcanics of tholeiitic affinity in the Devono-Dinantian series of the Southern Vosges [10]. In this context, the mafic-ultramafic tectonic slices would recall other oceanic occurrences from the northern Variscides, e.g. the Lizard complex [11] or the ophiolites from the Polish Sudetes [12]. Interestingly, a calc-alkaline volcanism of similar age is documented in the Northern Vosges [13], from which a back-arc tectonic setting, associated with southward subduction, might be tentatively inferred.

Alternatively, considering that the "Ligne des Klippes" displays a tectonic melange, the possibility of a pre-Devonian age cannot be dismissed. In this case, the gabbro-serpentinite slices could be compared to the Early Paleozoic Chamrousse ophiolitic complex ([14], [15]) in the Western Alps. Indeed, this ophiolite was imbricated with Devono-Dinantian series during a late-stage thrust tectonic episode, resulting in a roughly similar structural situation.

In either case, and despite their limited size, these mafic-ultramafic tectonic slices may provide evidence for the occurrence in the Vosges massif of one of the oceanic suture zones of the Variscan Belt.

INTRODUCTION. — L'existence de lambeaux de roches vertes au sein du Culm de la haute vallée de la Thur (Vosges méridionales) est connue de longue date. Les travaux de J. Jung [1] ont montré que ces corps basiques et ultrabasiques n'étaient pas intrusifs mais que, associés à des lentilles de gneiss et de schistes rouges, ils constituaient des écailles tectoniques jalonnant un contact anormal, la « Ligne des Klippes », entre deux séries de terrains sédimentaires. Des études ultérieures [2] ont précisé l'âge Viséen inférieur et la nature flyschöide à participation volcanique de la série allochtone du Markstein et de son substratum, la série d'Oderen (*fig. 1*). Des chitinozoaires contenus dans les schistes rouges de l'écaille du Treh avaient conduit à envisager pour ces derniers un âge Dévonien inférieur à moyen [4], mais la découverte plus récente de conodontes permet de les attribuer au Famennien [5].

La présence, au sein du matériel des « klippes », de serpentinites dérivant de harzburgites et de gabbros de type euphotide [1], inconnus par ailleurs dans les Vosges, était énigmatique, et permettait de suspecter la possibilité d'une origine ophiolitique *s. l.*

RÉSULTATS. — L'échantillon étudié provient du massif du Talhorn, à Oderen (Haut-Rhin). Il s'agit d'un gabbro à gros grain, type euphotide, fortement cataclaté et composé de plagioclase séricitisé, de clinopyroxène en grands phénocristaux plus ou moins transformés en agrégats d'amphibole, et de trémolite-actinote aciculaire.

On note (tableau I) les faibles teneurs en éléments incompatibles (Lanthanides, Zr, Nb) en accord avec le caractère cumulatif de ce gabbro, suggéré par les valeurs élevées de $Mg/(Mg+Fe'')$, Al_2O_3 , CaO, Sr et une légère anomalie positive en Eu. Le spectre des Terres Rares normalisé aux chondrites (*fig. 2*) montre un fort appauvrissement relatif en Terres Rares légères, et un fractionnement des Terres Rares lourdes. Il en résulte un

TABLEAU I

Concentrations en éléments majeurs (% poids) et en traces ($\mu\text{g/g}$).
Major (% weight) and trace element ($\mu\text{g/g}$) concentration data.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P.F.				
50,80	14,20	2,27	5,34	9,93	10,85	2,30	1,80	1,00	0,17	2,14				
Rb	Sr	Zr	Nb	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
112	413	22	<1	17	0,81	5,07	2,90	1,37	0,67	1,93	2,33	1,30	1,24	0,18

TABLEAU II

Résultats isotopiques. Sm et Nd ($\mu\text{g/g}$) par dilution isotopique et spectrométrie de masse [19].
 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalisé à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$; erreur à 2σ basée sur les statistiques de comptage.
Isotopic results. Sm and Nd ($\mu\text{g/g}$) by isotope dilution mass spectrometry [19]. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ corrected for mass fractionation by normalizing to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,721,9$. 2σ error based on counting statistics.

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
RT.	1,65	3,50	0,2860	$0,513\,296 \pm 12$
Pl	0,098	0,430	0,1375	$0,513\,001 \pm 24$
Px	2,87	5,63	0,3086	$0,513\,332 \pm 10$

profil d'allure convexe, que l'on peut expliquer par le rôle majeur du clinopyroxène dans le budget des Terres Rares de cette roche (tableau II). Une anomalie positive en Ce, caractère fréquent dans les gabbros ophiolitiques, est attribuée à des phénomènes d'altération *s. l.* [6], dont témoignent aussi les teneurs anormalement élevées en Rb et K.

Les résultats isotopiques (tableau II, *fig. 3*) montrent que les points représentatifs de la roche totale, du plagioclase et du mélange clinopyroxène + amphibole s'alignent selon une droite dont la pente correspond à un âge de 296 ± 22 M.a. Cet âge ne peut correspondre à la cristallisation magmatique du gabbro, qui est antérieur au charriage de la série du Markstein, lui-même cacheté par l'intrusion du granite des Crêtes. Il traduit au contraire une ré-homogénéisation tardive du système Sm-Nd à l'échelle minérale, que l'on peut attribuer au réchauffement lié à la mise en place du granite des Crêtes, daté à 302 ± 8 M.a. [7]. L'écaïlle du Talhorn est en effet située dans l'auréole de métamorphisme de contact de ce massif. Cette remobilisation tardive constitue un nouvel exemple de la résistance relativement faible du système Sm-Nd sur minéraux [8]. Par contre, hormis Ce, rien ne permet de supposer une mobilité appréciable des Terres Rares au niveau de la roche totale.

L'âge du gabbro n'ayant pu être déterminé, la composition isotopique de la roche totale a été calculée sous la notation ϵNd pour trois âges géologiquement envisageables *a priori* : 500, 400, 350 M.a. Dans tous les cas, les ϵNd sont largement positifs (+7,1, +8,2, +8,8), montrant que quel que soit son âge précis dans le Paléozoïque, le gabbro du Talhorn dérive d'une source mantellique à fort appauvrissement séculaire en Terres Rares légères.

CONSÉQUENCES GÉOLOGIQUES. — S'il est généralisable, ce résultat rend extrêmement probable une origine des gabbros et des serpentinites de la « Ligne des Klippes » à partir d'un segment de croûte à caractère océanique.

Les données disponibles sur la géologie locale d'une part, et l'état des connaissances sur le segment varisque d'Europe moyenne d'autre part, permettent d'envisager deux hypothèses principales quant à l'âge de ce matériel océanique.

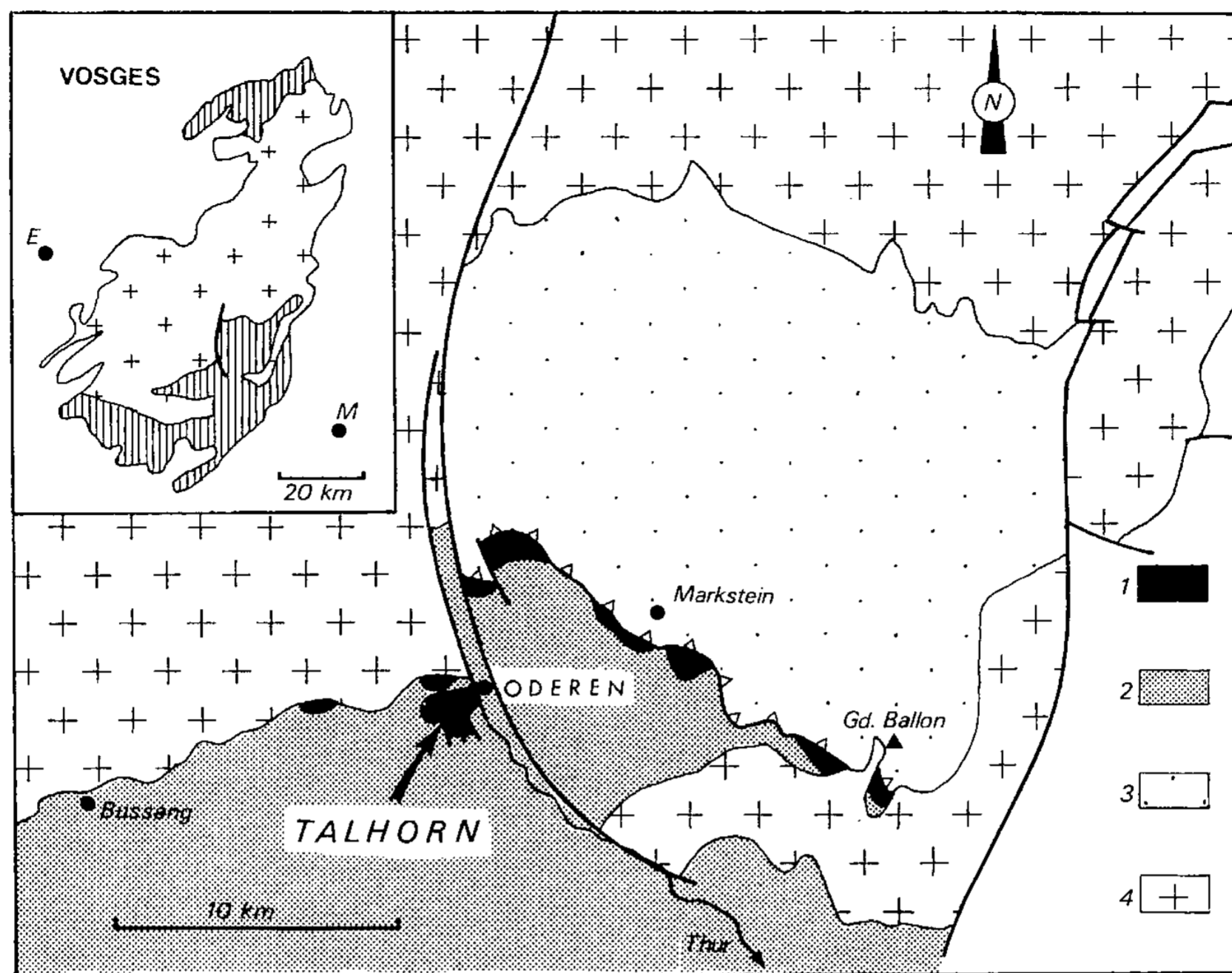


Fig. 1. — Contexte géologique sommaire de la « Ligne des Klippes », d'après [3]. 1 : écaïlles tectoniques; 2 : série d'Oderen; 3 : série du Markstein; 4 : granite des Crêtes. Encart : situation dans les Vosges; M : Mulhouse; E : Épinal.

Fig. 1. — Geological sketch-map of "Ligne des Klippes" tectonic slices (from [3]). 1: tectonic slices (gabbros, serpentinites, gneisses, Devonian schists); 2: Oderen Series; 3: Markstein Series (both Lower Visean flysch); 4: granite des Crêtes. Inset: location in Vosges basement; M: Mulhouse; E: Epinal.

1. Ces matériaux basiques ne montrant pas d'empreinte métamorphique de haut degré, il serait raisonnable de les considérer comme postérieurs à l'événement éo-hercynien (Silurien, env. 400 M.a.) documenté dans les Vosges moyennes sous forme de granulites de haute pression, écloïtes et péridotites à grenat [9]. Les seules roches sédimentaires datées dans la « Ligne des Klippes » (schistes du Treh) sont d'âge Dévonien supérieur [5]. De fait, des volcanites basiques à affinités tholéïtiques sont connues dans le Dévon-Dinantien des Vosges méridionales [10]. A plus grande échelle, la période Dévonien moyen-supérieur est caractérisée par un régime tectonique distensif en de nombreuses régions d'Europe, ayant parfois atteint un stade d'océanisation, comme en témoignent des complexes ophiolitiques préservés au Cap Lizard [11] et dans les Sudètes polonaises [12]. Il est donc tentant d'attribuer le témoin ponctuel constitué par les gabbros et les serpentinites de la « Ligne des Klippes » à cet épisode de distension.

A la même époque, un magmatisme d'affinité calco-alcaline caractérise de nombreux segments hercyniens. C'est en particulier le cas des Vosges septentrionales [13], et il est permis de se demander si l'ouverture que suggère la présence de roches océaniques dans les Vosges méridionales n'aurait pas valeur de distension d'arrière-arc vis-à-vis d'un hypothétique dispositif de subduction situé plus au Nord.

2. Les formations de la « Ligne des Klippes » constituant un mélange tectonique, on ne peut cependant pas exclure *a priori* l'hypothèse d'un âge anté-Dévonien des roches

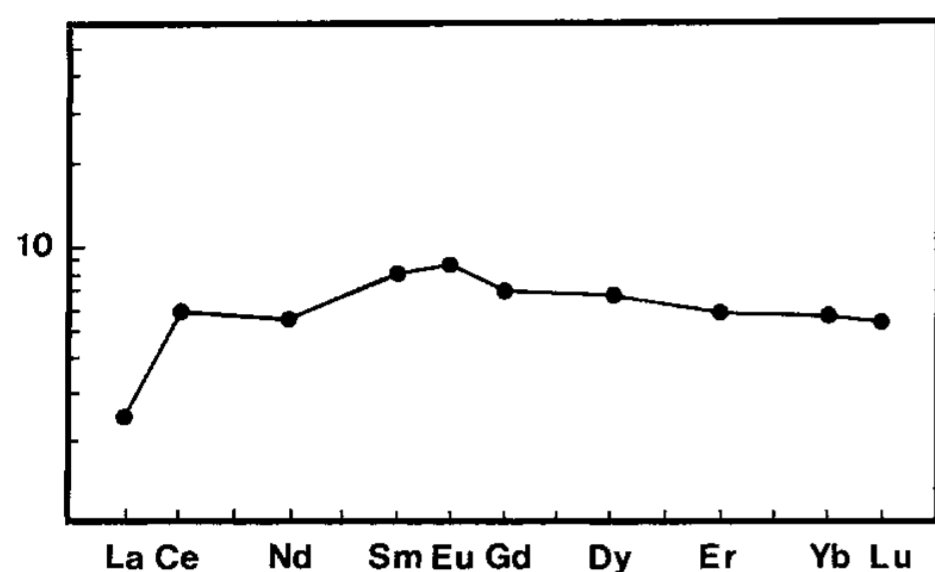


Fig. 2

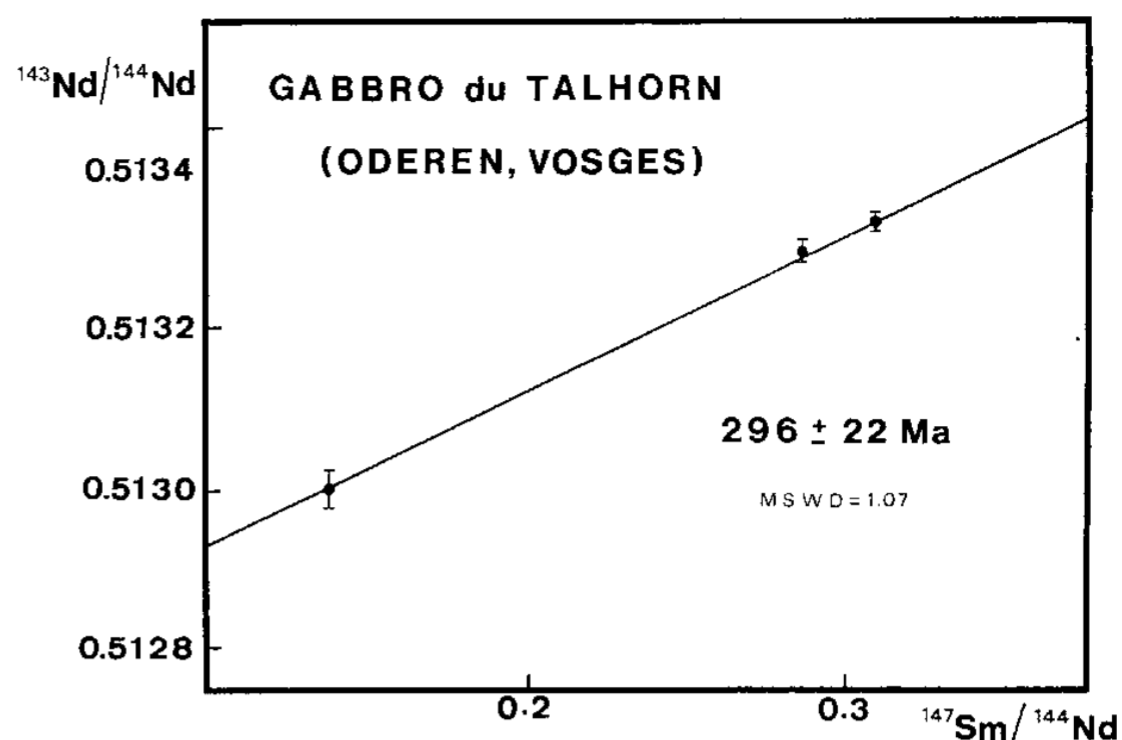


Fig. 3

Fig. 2. — Spectre des Terres Rares normalisées aux chondrites. Normalisation d'après [18].

Fig. 2. — Chondrite-normalized REE pattern of the gabbro sample studied for isotopes. Normalization values from [18].

Fig. 3. — Diagramme isochrone Sm-Nd. Calculs de la droite de régression selon [20] et de l'âge avec $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Erreur sur $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: 0,2%; erreur individuelle sur $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (tableau II).

Fig. 3. — Sm-Nd isochron diagram. Best fit line after [20], and age calculation with $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Uncertainties: 0,2% (2 σ) for $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$; individual errors quoted in Table II for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

vertes. Dès lors, une autre comparaison pourrait être envisagée avec le complexe ophiolitique de Chamrouse [14], daté à 500 M.a. [15] et indemne de métamorphisme de haute pression. Cette ophiolite s'inscrit dans un contexte structural qui, à une échelle plus vaste, rappelle celui de la « Ligne des Klippes ». En effet, isolée structuralement des ensembles anté-Dévonien qui forment l'essentiel des Massifs Cristallins Externes [16], elle est impliquée dans une tectonique tangentielle tardive [17] qui l'associe à des séries dévoniennes pour partie comparables à celles des Vosges.

Chacune de ces hypothèses reste extrêmement fragile en l'absence d'information complémentaire, en particulier tectonique, sur le contexte de ces écailles de matériaux océaniques. Ainsi, la question se pose par exemple de savoir si l'on est en présence de lambeaux directement arrachés au substratum de la série du Markstein, ou si l'on a affaire à des olistolithes déposés en avant d'une nappe ophiolitique puis recouverts par l'unité du Markstein.

Néanmoins, aussi réduites soient-elles, ces écailles constituent vraisemblablement un jalon d'une des zones à caractère de suture océanique qui parcourent la chaîne hercynienne.

Note reçue le 19 octobre 1987, acceptée le 23 novembre 1987.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. JUNG, *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, n° 2, 1928, p. 322-339.
- [2] C. GAGNY, *Thèse Doc. Sc.*, Univ. Nantes, 1968; M. COULON, C. FOURQUIN, J. C. PAICHELER, R. CONIL et M. LYS, *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 31, 1978, p. 77-93.
- [3] *Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille Munster*, 1976.
- [4] J. DOUBINGER et M. RUHLAND, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 256, 1963, p. 2894-2896.
- [5] R. MAAS et D. STOPPEL, *Z. dt. geol. Ges.*, 133, 1982, p. 403-408.
- [6] S. CLAESSON, J. S. PALLISTER et M. TATSUMOTO, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 1984, p. 244-252.

- [7] C. FRANCE-LANORD, *D. E. S. Univ. Nancy-I*, 1982, 28 p.
- [8] R. A. CLIFF, *J. geol. Soc. London*, 142, 1985, p. 97-110.
- [9] P. FLUCK, *Sci. Géol.*, Mém. n° 62, Strasbourg, 1980, 248 p.
- [10] N. MORRE-BIOT, C. DENNLER et J. MONNOT, *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.*, 3^e série, fasc. 17, 1972, p. 47-65; J. BÉBIEN et C. GAGNY, *C. R. Cong. Nat. Soc. Sav., Sci.*, III, 1979, p. 149-159.
- [11] G. R. DAVIES, *J. geol. Soc. London*, 141, 1984, p. 3-14.
- [12] C. PIN, A. MAJEROWICZ et I. WOJCIECHOWSKA, *Lithos* (sous presse).
- [13] C. WURZ et G. REIBEL, *Terra Cognita*, 3, 1983, p. 154; G. RASAMIMANANA et J. BÉBIEN, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, série II, 1985, p. 859-862; M. IKENNE et F. BAROZ, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, 1985, p. 529-532.
- [14] F. CARME, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, série D, 1975, p. 233-226.
- [15] R. P. MÉNOT, J. J. PEUCAT, M. PIBOULE et D. SCARENZI, *Meeting « Ophiolites through time »*, Nancy, 1984, p. 43; C. PIN et F. CARME, *Contrib. Miner. Petrol.*, 96, 1987, p. 406-413.
- [16] F. CARME et C. PIN, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, 1987, p. 1177-1180.
- [17] F. CARME, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, série D, 1973, p. 2309-2312.
- [18] N. NAKAMURA, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1974, p. 757-775.
- [19] C. PIN, *Trav. Dépt. Géol. Min., Univ. Clermont II, Série Doc.*, 4, 1985.
- [20] D. YORK, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1969, p. 320-324.

C. P. : Département de Géologie, C.N.R.S.,
Université de Clermont-II, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex;

F. C. : Département de Géologie,
Université de Picardie, 33, rue Saint-Leu, 80039 Amiens Cedex.

Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications

I - Introduction

Classically, and in contrast with alpine-type fold-belts, the Variscan orogen in Europe was considered as almost devoid of remnants of oceanic crust (Zwart, 1967). Indeed, early attempts to apply plate tectonic concepts (e.g. Burrett, 1972; Laurent, 1972; Nicolas, 1972; Riding, 1974) were criticized, because of the lack of compelling evidence for either destructive margin volcanism or significant mafic-ultramafic associations of oceanic derivation (e.g. Krebs, 1976).

As a result, ensialic models involving plume-related processes (Krebs & Wachendorf, 1973; van Calsteren et al., 1979), intracontinental "subfluence" (Behr, 1978), or strike-slip movements (Badham, 1982; Vai, 1984) were generally favoured.

However, paleomagnetic data (van der Voo et al., 1980; Perroud et al., 1984) support the existence of wide Paleozoic oceanic zones in Variscan Europe (Bonhommet & Perroud, 1986). Likewise, recent tectonic studies identify the Variscan belt as a collision orogen (e.g. Cogné, 1977; Matte & Burg, 1981; Behr et al., 1984; Matte, 1986). Therefore, the recognition and better characterization of oceanic sutures becomes a necessary pre-requisite to further refinements of geodynamic models.

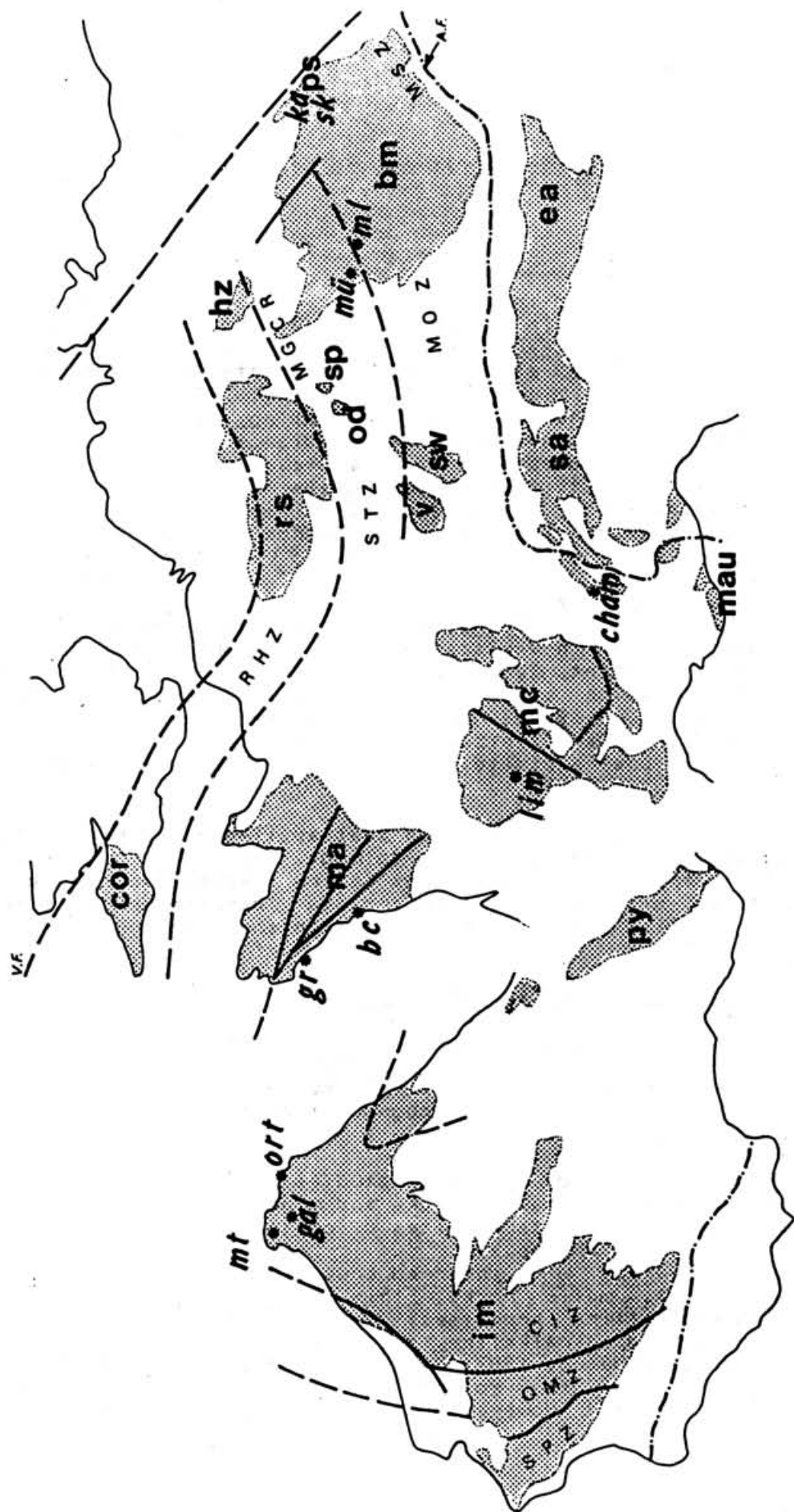
In this paper, it is shown that available geochronologic and geochemical data for bimodal volcanic suites and mafic-ultramafic associations allow recognition of two major episodes of crustal rifting and sea-floor spreading, separated by widespread compressional events in the middle Paleozoic.

II - The older, Ordovician oceans

Abundant geochemical evidence for an extensional tectonic regime in Late Cambrian-Early Ordovician times is provided by numerous bimodal metavolcanic suites and mafic-ultramafic complexes outcropping throughout middle Europe, from Portugal to Poland (Fig. 1).

Geochemical and isotopic studies indicate that, in most bimodal suites, mafic rocks and minor felsic derivatives are associated with metarhyolites of crustal origin (Briand, 1986; Pin & Marini, in prep.).

In agreement with inferred crustal contamination of some of the coeval, mafic rocks, this bimodal magmatism points to ensialic rifting processes. Amphibolites derived from alkali basalts, and peralkaline gneisses have been documented (NW Portugal, Ribeiro, 1987; Galicia, Floor, 1966; Maures, Seyler, 1986; Kaczawa Mts, Poland, Baranowski et al., 1984; Narebski et al., 1986). However, most metabasalts are tholeiitic in



character. The least contaminated samples display affinities with ocean floor basalts, either transitional or of normal type, extracted from a variably depleted mantle.

Besides bimodal suites, several mafic-ultramafic ophiolitic bodies of documented, or inferred, Early Paleozoic age occur in Galicia, NW Iberia (Bernard-Griffiths et al., 1985 b), Limousin, Massif Central (Dubuisson et al., 1988), Chamrousse Massif, Western Alps (Pin & Carme, 1987; Ménot et al., 1988), and Eastern Alps (El Ageed et al., 1980; Söllner & Gebauer, in Söllner & Hansen, 1987).

Similar, dismembered meta-ophiolites occur in S. Armorican Massif (Hanmer, 1977). Early U-Pb studies suggested that their mafic protoliths were of Precambrian age (Peucat et al., 1982; Paquette et al., 1985), and had undergone an eclogite facies overprinting at ca. 400 Ma. However, more recent work leads to a re-interpretation of these data, in terms of zircon inheritance through crustal contamination (Paquette, 1987), a possibility documented elsewhere (Compston et al., 1986; Wright & Wyld, 1986). Thus, it is now considered that a lower Paleozoic (ca. 500 Ma) protolith is more likely for the S. Armorican, mafic-ultramafic occurrences.

Several ophiolitic complexes outcrop in the Bohemian Massif (Misar et al., 1984). In the absence of radiometric dating, these massifs are generally ascribed to the Precambrian. However, some of these ophiolites might well have Early Paleozoic ages. For example, the Mariánské Lázně Massif (Kastl & Tonika, 1984) shows some affinities (viz. occurrence of eclogites) with the Münchberg Massif, for which both an oceanic tholeiite derivation (Müller-Sohnius et al., 1987) and a ca. 500 Ma U-Pb zircon age (Gebauer & Grünenfelder, 1979) are documented.

Most of these mafic-ultramafic massifs are strongly tectonized, deeply metamorphosed, and can be regarded as dismembered meta-ophiolites. However, geochemical and, when available, isotopic evidence (Bernard-Griffiths et al., 1985 b; Müller-Sohnius et al., 1987; Pin & Carme, 1987) convincingly supports an oceanic origin, i.e. LREE depletion, high Zr/Nb ratios, high initial ENd. Albeit volumetrically limited, such bodies are most significant as they show that the extensional event recorded by the more widespread bimodal magmatic associations reached a true ocean spreading stage.

With a few exceptions (e.g. the Chamrousse Massif, which only suffered a medium grade metamorphism), the mafic-ultramafic associations display a high-P/high-T metamorphic overprinting, as do many of the contemporaneous bimodal suites (e.g. Kuijper et al., 1985; Godard, 1983; Piboule & Briand, 1985; Frantz et al., 1986).

Available radiometric dating of the high-P granulite/eclogite facies event fall in the 440-390 Ma range (Gebauer & Grünenfelder, 1979; Peucat et al., 1982; Pin & Lancelot, 1982; Ducrot et al., 1983; Müller-Sohnius et al., 1987; Paquette, 1987).

The very high pressures (12-15 Kb, ranging up to 20 Kb), recorded not only in mafic rocks but also in supracrustal assemblages (Pin & Vielzeuf, 1983, 1988), can only be easily

accounted for by a subduction model. Such a model is also consistent with several, limited occurrences of preserved blueschist facies rocks of broadly similar age: Malpica-Tuy unit, W. Galicia (Gil Ibarguchi & Ortega Girones, 1985), Ile de Groix, S. Brittany (Peucat, 1986); B. de Cené, S. Brittany (Guiraud et al., 1987; Lasocki Range, Polish Sudetes (Wieser, 1978); S. Krkonosze, NE Bohemian Massif (Chab & Uraha, 1979; Guiraud & Burg, 1984). Other blueschist facies assemblages occur in NE Portugal (Munha et al., 1984; Schermerhorn & Kotsch, 1984), but their age is not well constrained as yet.

It is inferred that the switch from an extensional to a compressive regime happened in the Late Ordovician (ca. 450 Ma), from a few examples of arc-related volcanics of Silurian age (Thiéblemont & Cabanis, 1986; Narebski et al., 1986). Likewise, the presence of Cr-spinels in Upper Ordovician/Silurian (Schnabel, 1976; Kornprobst, 1976), or Lower Devonian (Press, 1986) deposits, are suggestive of exposed ultramafics (obducted ophiolites?) at that time.

In addition, a convergence regime in the Late Ordovician might be consistent with the intermediate to felsic volcanism documented in the Southern Alps (Peccerillo et al., 1979), and eastern Pyrénées (Marti et al., 1986).

Most of the oceanic crust created in the ca. 500-450 Ma period was probably destroyed by subduction and obduction processes, leading up to the so-called "Caledonian", or "Acadian-Ligerian" event, well documented in middle Europe, (Bernard-Griffiths et al., 1977; Autran & Cogné, 1980; Schmidt & Söllner, 1982; Ziegler, 1985). Only a few ophiolite remnants survived, either erosion following obduction, or complete subduction. It is believed that only domains transitional between continent and ocean, along with subordinate amounts of attached oceanic crust, were able to escape total consumption in the mantle. According to this hypothesis, bimodal suites and mafic-ultramafic complexes with high-P/high-T overprints, would be derived from ancient passive margins, pulled down in subduction zones, and quickly returned to higher levels following blocking of the subduction processes owing to their buoyancy.

This model could account for the classically emphasized, scarcity of Variscan ophiolites, while the fairly significant oceanic domains required by paleomagnetic data are indeed allowed by the ca. 50 Ma lifespan inferred for the extensional episode.

Summarizing, it is suggested that the main features of the Cambro-Silurian evolution of middle Europe can be interpreted in terms of the opening of oceanic basins between the "Baltic" and "African" continents, followed by at least partial closing by subduction and obduction. These processes culminated in Silurian to earliest Devonian tectono-metamorphic events, well documented in the Moldanubian and Mid German Crystalline Rise zones.

Interestingly, these events did not result in any major mountain building, as evidenced by the lack of voluminous molasse type deposits. This contrasts with the development of the Old Red Sandstones associated with the North Atlantic Caledonides. This peculiar feature of the mid-European

"Caledonian" event shows that it did not involve significant crustal thickening, such as commonly found in continent-continent collision zones. Rather, arc-continent accretion, or collision of comparatively young, non-cratonic, crustal segments are suggested. Modeling of surface elevation changes associated with crustal shortening (Murrell, 1986) suggests that suturing of relatively thin (no more than ca. 17 km) crust does not produce positive elevation.

III - The "younger", Devonian oceans (Fig. 2)

After the middle Paleozoic compressional episode, a new sedimentary cycle began in many areas (Gignoux, 1960), and an extensional regime, with abundant mafic or bimodal magmatism, was established again by middle Devonian times, as also suggested by the facies relationships of sedimentary rocks (Sawkins & Burke, 1980). This regional extension might be related to a plate reorganisation in the North-Atlantic area (Ziegler, 1984).

* Bimodal magmatism

Bimodal volcanic associations are well exemplified in the northern part of the orogen (Reno-Hercynian and Saxo-Thuringian zones, Perekalina, 1981), but rifting with associated magmatism is also documented in the Southern Alps (Vai & Cocozza, 1986).

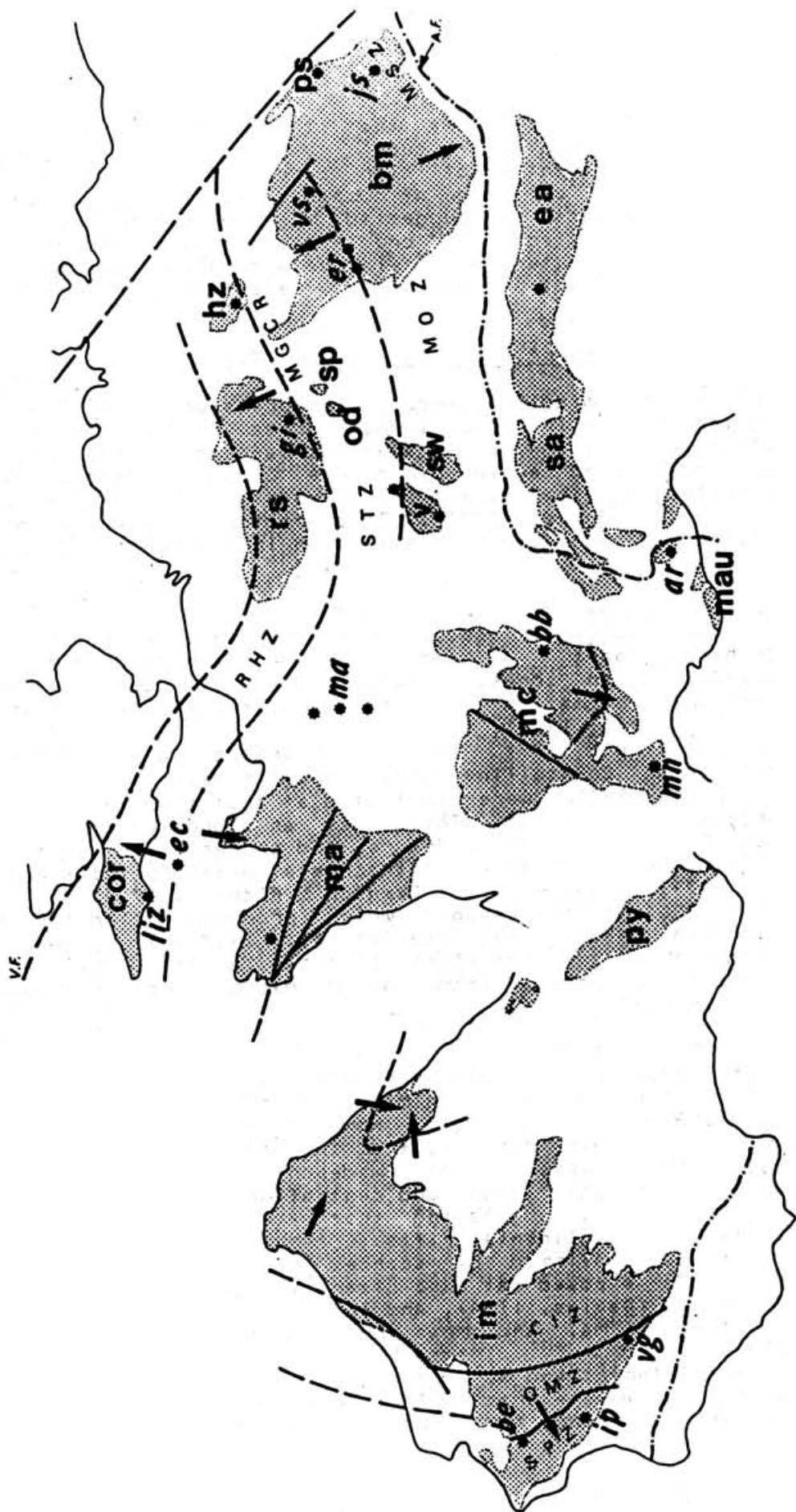
Two distinct rift zones, separated by the so-called "Mid-German Crystalline Rise" and its western extension (von Gaertner, 1977), were initiated at that time in the northern Variscides (Fig. 2). There was an elongated domain running from East Germany to NW France, and characterized by a ca. 400 Ma old metamorphism and intracrustal metamorphism (Cabanis et al., 1979; Lippolt, 1986; Okrusch & Richter, 1986). In view of this 400 Ma old event (which produced eclogites in NW Armorican Massif, Paquette et al., 1987), it is tempting to interpret this crystalline rise as a strip of "Acadian" basement detached from the Moldanubian zone during the Devonian rifting.

* N-MORB ophiolites

Most geochemical data are consistent with a within-plate setting for the Devonian magmatism (Floyd, 1982; Wedepohl et al., 1983; Werner, 1981). However, metabasalts more akin to MORBs have been reported from the Giessen area, southeastern Rheinische Schiefergebirge (Wedepohl et al., 1983), south Cornwall (Floyd, 1984) and central Armorican Massif (Cabanis et al., 1982), suggesting that extension was not limited to simple, intracontinental rifts.

This is confirmed by scarce, but fairly typical, dated ophiolites exposed at Cape Lizard (e.g. Kirby, 1979), 375 +/- 34 Ma old (Davies, 1984), and in the Polish Sudetes (Mt Slezka: 353 +/- 21 Ma, and Nowa Ruda: 351 +/- 16 Ma, Pin et al., 1988).

Trace element and Nd-Sr isotopic data demonstrate that these ophiolites were extracted from a very depleted mantle, and are similar to N-MORB, thus substantiating the development of true



oceanic crust in the Late Paleozoic.

Another possible witness of probable Devonian/Early Carboniferous oceanic material is provided by the Tournaisian incomplete ophiolite of Varas-Guadalbarbo (Crousilles et al., 1976) along the Badajoz-Cordoba shear zone, S. Spain (Burg et al., 1981). Moreover, the geophysically inferred mafic complex of the English Channel, south of the Lizard ophiolite, was interpreted as an ophiolite (Lefort, 1977), and it has been suggested also that the prominent magnetic anomaly of Paris Basin traces a Devonian aborted rift (Autran et al., 1986).

In addition, isolated blocks of serpentinites and metagabbros, geochemically and isotopically similar to N-MORB (Pin & Carme, 1988), occur as tectonic slices, within overthrusts of Lower Carboniferous flysch sequences in the S. Vosges. Metagabbros and metabasalts, some of which described as belonging to ophiolitic assemblages, outcrop in the Vogtland Synclinorium/Saxon Lineament zone (Kramer & Rösler, 1981; Schwab & Mathé, 1981; Werner, 1981), at the bottom of the "Zwischengebirge" nappe piles (e.g. Münchberg massif, Behr et al., 1982), and in their inferred root zone near Erbdorf (von Gaertner, 1968; Ludwig, 1968).

Also, in the Carnic Alps (Southern Alps), the large content (up to 6%) of chromite of the Namurian flysch (Schnabel, 1976) provides indirect evidence for the former occurrence of ultramafic rocks exposed to erosion in that area.

Several workers have advocated an origin as localized, narrow oceanic zones in pull-apart basins for the ophiolitic remnants from S. England (e.g. Barnes & Andrews, 1986; Rolet et al., 1986). Late-stage, transcurrent shears are a typical feature of the Variscan belt (Arthaud & Matte, 1977), which was interpreted as a strike-slip orogen (Badham, 1982). However, large-scale northward overthrusts are documented in the northern Variscides, including south England (Shackleton et al., 1982), which may have obliterated most of the initial oceanic crust. Relatively frontal collision, triggered by largely non oblique subduction, seems to be required to account for this tectonic style.

* Subduction settings ?

Significant amounts of mantle-derived, calc-alkaline volcanics (Bébién et al., 1980), and gabbro-diorite plutons (Bernard-Griffiths et al., 1985 a), of Late Devonian and Early Carboniferous age occur in northern and western Massif Central (Pin et al., 1982) and Vosges (Wurtz & Reibel, 1983; Rasamimanana & Bébién, 1985; Rizki & Baroz, 1988). This could well point to a subduction zone setting at the northern margin of the Moldanubian domain.

Similar environments are suggested by the low geothermal gradient (ca. $10^{\circ}/\text{Km}$) displayed by metavolcanics and metapelites from the southern Rheno-Hercynian zone (Massonne & Schreyer, 1983), and the occurrence of barroisitic amphiboles in the Central Saxon Lineament, East Germany (Schwab & Mathé, 1981). In addition, the Upper Devonian-Lower Carboniferous sequence of Southern Harz has been interpreted as a subduction complex (Anderson, 1975).

The very wide distribution of extension-related volcanism, the probable marks of subduction, and generalized nappe

tectonics, all suggest that the Devonian rifting event was neither controlled by strike-slip movements, nor limited to the development of narrow oceanic zones. Rather, it involved continental break-up and drifting, leading up to the birth of a significant width of oceanic lithosphere.

* Arc/back-arc ophiolites

An other kind of ophiolite-type massif, of middle-late Devonian age, is documented from both ends of the European Variscan belt, at Beja in south Portugal (Andrade, 1977), and Jeseník-Sobotín in Moravia (Misar et al., 1984).

The Beja complex, situated at the junction between the South Portuguese and Ossa Morena geotectonic zones, displays a calc-alkaline character. It is associated with shallow water, reef limestones and pyroclastics (Andrade et al., 1976). This massif might therefore be tentatively ascribed to an arc-related setting, although detailed geochemical data are not currently available. The Iberian Pyrite Belt of the neighbouring South Portuguese Zone contains an abundant bimodal association of tholeiites to alkali-basalts, and dacites to rhyolites of Tournaisian to early Visean age. These rocks have been ascribed to an intracontinental rifting event (Munha, 1979), as also evidenced by the crustal isotopic signatures of rhyolitic members (Hamet & Delcey, 1971; Priem et al., 1978). In keeping with the late Devonian age of the onset of extension, this ensialic rift may be interpreted as a back-arc basin related to a "southward" (with regard to present-day coordinates) subduction (Soler, 1978), to which the Beja complex could be tentatively ascribed also.

The Jeseník and Sobotín massifs are connected with metavolcanics of island-arc tholeiite to low-K calc-alkaline composition (Patočka, 1987). This suggests that the Devonian basin of Moravia had a back-arc origin, presumably related to a "southeastward" subduction.

An analogous arc/back-arc geodynamic setting appears likely for the contemporaneous Brévenne/Beaujolais series in northeastern Massif Central (Piboule et al., 1982; Sider & Ohnenstetter, 1986).

* Oceanic closure

The closure of these oceanic domains happened through obduction and subduction phenomena. Obduction is documented by the high-level, ophiolitic remnants and, to a lesser extent, by ultramafic detritus in flysch series. Subduction is suggested by high-P/low-T metamorphism, calc-alkaline volcanism, and the general tectonic style involving migrating accretionary wedges.

The timing of closure appears to vary widely from a possible 369 +/- 12 Ma obduction age for the Lizard ophiolite (Styles & Rundle, 1984) to an early Namurian age (ca. 325 Ma) for final suturing in the Polish Sudetes (Ramsbottom, 1967; Wajsbrych, 1986).

To sum up, Devonian-early Carboniferous, ophiolite-like associations and related volcanics exhibit a dual origin. They are derived either from normal oceanic crust (e.g. Lizard, Sudetes), or from arc-related massifs (e.g. Beja, Beaujolais, Jeseník).

The possible relationships between both types remain unclear. Ophiolites with arc-affinities are not younger than the normal types of occurrences. Therefore, arc-related ophiolites should be ascribed to the subduction of even older oceanic crust, presumably of pre-Devonian age. This implies that the ancient oceanic domains initiated during the Early Paleozoic spreading, were locally not entirely resorbed during the Silurian, possibly as a result of salients and recesses in the suture zone. Alternatively, the Silurian compressive event might have involved an intraoceanic arc/continent collision, thus leaving, preserved behind the arc, significant portions of the initial ocean. This second model could also account for the continuous sedimentation throughout the Paleozoic, e.g. in the northern branch of the belt.

IV - Implications for the Variscan orogen and Conclusions

Although many questions are still open, it is clear from the previous discussion that the Variscan orogen was not built through ensialic processes. Instead, the magmatic record provides strong evidence for two major rifting events, one in the Early Ordovician and the other in the Middle-Late Devonian. Scarce remnants of preserved ophiolites demonstrate that oceanic spreading occurred in both epochs. Circumstantial evidence (high-P metamorphism and large scale nappe tectonics) agrees with paleomagnetic data, and suggests that ocean formation was not limited to pull-apart basins, but rather involved comparatively wide zones.

The main implication of this concerns the interpretation of the Variscan belt in general. This belt clearly results from a complex, two-stage collision process, through successive suturing of two oceanic domains.

Convergence within the Early Paleozoic ocean culminated with the subduction of passive continental margins, recorded by the Silurian/Early Devonian, high-P metamorphism. This event probably accounts for numerous radiometric ages, often ascribed to a somewhat enigmatic "Caledonian" episode. As already stressed, the lack of other evidence for a true orogeny appears to preclude any plate tectonic interpretation in terms of continent-continent collision, unless anomalously thin crustal segments were involved. Arc-continent collision would be consistent with the lack of significant crustal thickening and associated elevations. In addition, it would readily explain the probable incomplete suturing of the Early Paleozoic ocean.

The evidence for widespread Devonian extension zones, cross-cutting the ca. 400 Ma old metamorphic domain, clearly invalidates models of continuous tectonogenesis from the early "Caledonian" episode to the late-stage, Carboniferous intracontinental thrusting and strike-slip faulting. Rather, 350-320 Ma old, intracrustal nappe tectonics followed the continent-continent collision, which occurred after complete consumption of the Devonian oceanic zones.

In a general way, the European Variscan belt may therefore be regarded as a segment of polycyclic lithosphere,

characterized by the superimposition of two ocean opening-closure cycles within less than 200 Ma.

The earlier, Silurian suture zone was dismembered by both the Devonian crustal splitting and the Carboniferous post-collision nappe tectonics. As a result, attempting to trace this (or these) suture(s) is a very difficult task. For the same reason, only vague inferences can be drawn about the original geometry of subduction zones associated with the closure of this older ocean.

The location of Late Paleozoic suture zones can be better constrained, albeit still in a somewhat tentative manner, due to obliteration by prograding flysch sequences (Franke & Engel, 1986), late and post-Variscan wrench-faulting, block rotations, sedimentary cover, and Alpine overprinting.

Two, roughly parallel, suture zones can be recognized in Southern Iberia. They occur on both sides of the Ossa Morena zone, as suggested by the Beja and Varas-Guadalbarbo ophiolites. East of Beja, the southern suture is overthrust by the Ossa Morena nappes, while the northern suture evolved in the major, Badajoz-Cordoba, left-lateral shear zone (Burg et al., 1981).

In NW Armorican Massif and SW England, two sutures may also be traced, just as in Germany. One runs at the southern margin of the Rheno-Hercynian zone (Lizard, Giessen, Harz), while the second occurs in a more internal position, possibly in central Brittany (North Armorican Shear Zone), and most probably near the boundary between the Saxo-Thuringian and Moldanubian zones in Central Europe (Vosges, Erbsdorf, Saxonian Lineament). The Sudetic ophiolites may tentatively be correlated with this last suture zone.

The widespread Alpine overprint, and the opening of the western Mediterranean basin, do not allow formation of a precise picture of the southern flank of the Variscides. Ultramafic detritus in Carboniferous flysch from the Carnic Alps and comparatively "young" zircon U-Pb ages (355-330 Ma) for garnet-peridotites from northern Italy (Gebauer & Grünenfelder, 1980), eclogites from Argentera Massif (Paquette, 1987) and Montagne Noire (Demange, 1985), and HP-granulites from S. Bohemia (Aftalion et al., 1988) may indicate the existence of a third, Late Paleozoic suture zone (cf. Proto-Tethys suture of Ziegler, 1984).

These inferred, "newer" suture zones closely match the classical zonation of the Variscan belt (Kossmat, 1927; Lotze, 1945). In addition, the superposition of two, distinct, opening-closure cycles may, together with incorporation of microcratons and pronounced oroclinal bending, account for the unusual width of the orogen (ca. 1000 km), much larger than typical, simple collisional belts.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1 - Sketch map of the Hercynian Belt in Europe. Outcropping massifs (shaded areas, labelled with lower case symbols) and major tectonic zones (upper case symbols) are delineated.

V.F.: Variscan Front; A.F.: Alpine Front.

italics: specific localities referred to in the text, concerning Early Paleozoic oceans and passive margins.

a) Hercynian massifs (from west to east): im: Iberian Massif; py: Pyrénées; cor: Cornwall; ma: Massif Armoricaïn; mc: Massif Central; mau: Maures; rs: Rheinische Schiefergebirge; v: Vosges; sw: Schwarzwald; sa: Southern Alps; od: Odenwald; sp: Spessart; hz: Harz;; ea: Eastern Alps; bm: Bohemian Massif; ps: Polish Sudetes.

b) Tectonic zones: SPZ: South Portuguese Zone; OMZ: Ossa Morena Zone; CIZ: Centro-Iberic Zone; RHZ: Rheno-Hercynian Zone; MGCR: Mid German Crystalline Rise; STZ: Saxo-Thuringian Zone; MOZ: Moldanubian Zone; MSZ: Moravo-Silesian Zone.

c) localities: gal: Galicia; mt: Malpica-Tuy unit; ort.: Cabo Ortegal; gr: Ile de Groix; bc: Bois de Cené; lim: Limousin; cham: Chamrousse; mü: Münchberg; ml: Mariánské Lázně; sk: South Karkonosze and Lasocki Range; ka: Kaczawa Mts.

Fig. 2 - Locations of areas referred to in the text, concerning the Late Paleozoic oceanic domains. Major massifs and tectonic zones as in Fig. 1; direction of tectonic transport during the Carboniferous deformation indicated by arrows.

Localities, from west to east: be: Beja; ip: Iberian Pyrite Belt; vg: Varas-Guadalbarbo; liz: Cape Lizard; ec: English Channel; ma: magnetic anomaly of Paris Basin; mn: Montagne Noire; bb: Brévenne-Beaujolais; arg: Argentera massif; sv: southern Vosges; nv: northern Vosges; gi: Giessen nappe; er: Erbendorf; vs: Vogtland Synclorium and Saxon Lineament; ps: Polish Sudetes; js: Jeseník and Sobotín.

REFERENCES

- Aftalion M., Bowes D.R. & Vrana S., 1988 - Early Carboniferous U-Pb zircon age for garnetiferous, perpotassic granulites, Blansky Les Massif, Czechoslovakia. Conf. Bohemian Massif, Prague, p. 2 (abstract).
- Anderson T.A., 1975 - Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. Geol. Soc. Amer. Bull., 86: 77-82.
- Andrade A.A.S., 1977 - The Beja ophiolitic complex in southern Portugal: a preliminary description. Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 84: 49-57.
- Andrade A.A.S., Pinto A.F.F. & Conde L.E.N., 1976 - Sur la géologie du Massif de Beja: observations sur la transversale d'Odivelas. Comm. Serv. Geol. Port., IX: 171-202.
- Arthaud F. & Matte P., 1977 - Late-Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Amer. Bull., 88: 1305-1320.
- Autran A. & Cogné J., 1980 - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. in: Géologie de l'Europe. Mém. B.R.G.M., 108: 90-111.
- Autran A., Castaing C., Debeglia N., Guillen A. & Weber C., 1986 - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris: hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8: II, n°1, 125-141.
- Badham J.P.N., 1982 - Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides. J. geol. Soc. London, 139: 493-504.
- Baranowski Z., Lorenc S., Heinisch H. & Schmidt K., 1984 - Der kambrische vulkanismus des Bober-Katzbach-gebirges (Kaczawskie Gory, West-Sudeten, Polen). N. J. Geol. Paleont. Mh., 1-26.
- Barnes R.P. & Andrews J.R., 1986 - Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in south Cornwall. J. Geol. Soc. London, 143: 117-124.
- Bébien J., Gagny C. & Rocci G., 1980 - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. in: Coll. Int. géol. Paris, Soc. géol. du Nord et B.R.G.M. ed., 213-225.
- Behr H.J., 1978 - Subfluenz-Prozesse am Gebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. Z. deutsch. Geol. Ges., 129(1): 283-318.
- Behr H.J., Engel W. & Franke W., 1982 - Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxo-Thuringian zone (northeast

Bavaria, West Germany). *Am. J. Sci.*, 282: 1438-1470.

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.

Bernard-Griffiths J., Cantagrel J.M. & Duthou J.L., 1977 - Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 199-212.

Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grünenfelder M. & Piboule M., 1985a - La ligne tonalitique limousine (Massif Central français); âges U-Pb sur zircons et implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, I, 4: 523-529.

Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Cornichet J., Iglesias M. & Gil-Ibarguchi I., 1985b - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving morb-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, 52: 217-225.

Bonhommet N. & Perroud H., 1986 - Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n°1, 35-42.

Briand B., 1986 - Caractérisation des métamagmatites en domaine profond et reconnaissance des sites géotectoniques. Exemple du complexe leptyno-amphibolique de la vallée du Lot (Massif Central français). Thèse Doc. d'Etat, Univ. C. Bernard, Lyon I, 250p.

Burg J.P., Iglesias M., Laurent P., Matte P. & Ribeiro A., 1981 - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.

Burrett C.F., 1972 - Plate tectonics and the hercynian continental orogeny. *Nature*, 239: 155-156.

Cabanis B., Peucat J.J., Michot J. & Deutsch S., 1979 - Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique précambrien dans le pays de Léon (domaine nord-armoricain); étude géochronologique par les méthodes Rb/Sr et U/Pb des orthogneiss de Tréglonou et de Plounevez-Lochrist. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I: n°4, 257-364.

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. B.R.G.M.*, (2), I: n°1-2, 47-61.

Chab J. & Uraha S., 1979 - Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonose-Jizera crystalline complex and their geologic

significance. *Vest. Ustr. Geol.*, 54: 143-150.

Chopin C., 1984 - Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 107-118.

Cogné J., 1977 - La chaîne hercynienne Ouest-Européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Coll. internat. du C.N.R.S.*, n°268, *Ecologie et géologie de l'Himalaya*, 111-129.

Compston W., Williams I.S., Campbell I.H. & Gresham J.J., 1986 - Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76: 299-311.

Crousilles M., Dixsaut C., Henry B. & Tamain G., 1976 - L'alignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 283: D, 1141-1143.

Davies G.R., 1984 - Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. geol. Soc. London*, 141: 3-14.

Demange M., 1985 - The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chem. Geol.*, 50: 173-188.

Dubuisson G., Hirn A., Girardeau J., Mercier J.C.C. & Veinante, 1988 - Multiple Variscan nappes in Limousin, western Massif Central, France: geophysical constraints to the geological model and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 147: 19-31.

Ducrot J., Lancelot J.R. & Marchand J., 1983 - Datations U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe Occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 385-394.

Durand-Delga M. & Gèze B., 1956 - Les venues éruptives ordoviciennes de La Camp (Massif du Mouthoumet, Aude). *C. R. somm. Soc. géol. France*, p.268.

El Ageed A., Saager R. & Stumpf E.F., 1980 - Pre-alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria Austria. in: *Ophiolites, Proceed. Internat. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 600-606.

Floor P., 1966 - Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galineiro and surrounding areas Vigo, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 36: 1-203.

Floyd P.A., 1982 - Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. geol. Soc. London*, 139: 4, 505-520.

Floyd P.A., 1984 - Geochemical characteristics and comparison of the basic rocks of the Lizard Complex and the basaltic

- lavas within the Hercynian troughs of SW England. *J. geol. Soc. London*, 141: 1, 61-70.
- Franke W. & Engel W., 1986 - Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II: n°1, 25-33.
- Frantz G., Thomas S. & Smith D.C., 1986 - High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Münchberger gneiss massif, Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 71-85.
- Gebauer D. & Grünenfelder M., 1979 - U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg gneiss massif, northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 35-44.
- Gebauer D. & Grünenfelder M., 1980 - U-Pb zircon dating of mafic and ultramafic rocks. in: *Ophiolites, Proc. Internat. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979*, 215-218.
- Gignoux M., 1960 - *Géologie stratigraphique*. Masson & Cie, ed.
- Gil Ibarra J.I. & Ortega Girones E., 1985 - Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy unit, Galicia, Northwest Spain. *Chem. Geol.*, 50: 145-162.
- Godard G., 1983 - Dispersion tectonique des éclogites de Vendée lors d'une collision continent-continent. *Bull. Minéral.*, 106: 719-722.
- Guiraud M. & Burg J.P., 1984 - Mineralogical and petrological study of a blueschist metatuff from the Zelezny-Brod crystalline complex, Czechoslovakia. *N. Jb. Miner. Abh.*, 149: 1, 1-12.
- Guiraud M., Burg J.P. & Powell R., 1987 - Evidence for a variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschists facies rocks from Bois de Cené. *J. metam. Geol.*, 5: 225-237.
- Hamet J. & Delcey R., 1971 - Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrro-cuprifère du Baixo-Alentejo (Portugal): mesures isotopiques par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272: 2143-2146.
- Hanmer S.K., 1977 - Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270: 336-338.
- Kastl E. & Tonika J., 1984 - The Mariánské Lázně metaophiolite complex (West Bohemia). *Krystalinikum*, 17: 59-76.
- Kirby G.A., 1979 - The Lizard complex as an ophiolite. *Nature*, 282: 58-61.

Kornprobst J., 1976 - Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. France, 7: XVIII, 607-618.

Kossmat F., 1927. Die gliederung des varistischen gebirgsbaues. Abh. Sächs. Geol. Landesant. 1, p.39, Leipzig.

Kramer W. & Rössler H.J., 1981 - Variscan initialites of the Saxo-Thuringian Zone in Eastern Thuringia and Vogtland. in: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian massif. Guide book of excursions, 1: 101-128.

Krebs W., 1976 - The tectonic evolution of Variscan meso-Europa. in: Ager & Brooks eds., Europe from crust to core, Wiley, London, 119-139.

Krebs W. & Wachendorf H., 1973 - Proterozoic-paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 2611-2630.

Kuijper R.P., Vogel D.E. & Den Tex E., 1985 - Eclogite-plagiopyroxene relations in the catazonal complexes of Northwest Spain. Chem. Geol. 50: 163-171.

Laurent R., 1972 - The Hercynides of south Europe, a model. 24th IGC, Montréal, 3: 363-370.

Lefort J.P., 1977 - Possible "Caledonian" subduction under the Domnanean domain, North Armorican area. Geology, 5: 523-526.

Lippolt H.J., 1986 - Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der muskovit-biotit-gneise des Spessarts und der biotit-gneise des Böllsteiner Odenwaldes. Geol. Rundsch., 75/3: 569-583.

Lotze F., 1945 - Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6: 78-92.

Ludwig V., 1968 - Zur lithologie des "Kulms" bei Erbsdorf/Oberpfalz (Bayern). N. Jb. Geol. Pal. Mh., 7: 407-417.

Marti J., Munoz J.A. & Vaquer R., 1986 - Les roches volcaniques de l'Ordovicien supérieur de la région de Ribes de Freser-Rocabruna (Pyrénées Catalanes): caractères et signification. C. R. Acad. Sc. Paris, 302: II, n°20, 1237-1242.

Massonne H.J. & Schreyer W., 1983 - A new experimental phengite barometer and its application to a variscan subduction zone at the southern margin of the Rhenohercynium. Terra Cognita, 3: p.187.

Matte P., 1986 - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126: 329-374.

- Matte P. & Burg J.P., 1981 - Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implication. in: Thrust and nappe tectonics, Geol. Soc. London, Spec. Publ. n°8: 353-357.
- Ménot R.P., Peucat J.J., Scarenzi D. & Piboule M., 1988 - 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. Earth Planet. Sci. Lett., 88: 82-92.
- Misar Z., 1984 - Ophiolites and related rocks of Czechoslovakia and their correlation. Krystalinikum, 17: 7-11.
- Müller-Sohnius D., Drach U., Horn P. & Köhler, 1987 - Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, Nordost-Bayern. N.Jb. Miner. Abh., 156: 2, 175-206.
- Munha J., 1979 - Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 279-289.
- Munha J., Ribeiro A. & Ribeiro M.L., 1984 - Blueschists in the Iberian Variscan chain (Tras-os-Montes: NE Portugal). Commun. Serv. Geol. Portugal, 70: 1, 31-53.
- Murrell S.A.F., 1986 - Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. in: Coward & Ries eds., 1986, Collision Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ., n°19: 95-111.
- Narebski W., Dostal J. & Dupuy C., 1986 - Geochemical characteristics of lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. N. Jb., Miner. Abh., 155: 243-258.
- Nicolas A., 1972 - Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? Nature, 236: 221-223.
- OKrusch M. & Richter P., 1986 - Orthogneisses of the Spessart crystalline complex, Northwest Bavaria: indicators of the geotectonic environment? Geol. Rundsch., 75/3: 555-568.
- Paquette J.L., 1987 - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Doc. Thesis Univ. Rennes I, 222p.
- Paquette J.L., Peucat J.J., Bernard-Griffiths J. & Marchand J., 1985 - Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. Chem. Geol., 52: 203-216.
- Paquette J.L., Balé P., Ballèvre M. & Georget Y., 1987 - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du

Massif Armoricain. Bull. Minéral., 110: 683-696.

Patocka F., 1987 - The geochemistry of mafic metavolcanics: implications for the origin of the Devonian massive sulfide deposits at Zlaté Hory, Czechoslovakia. Mineral. Deposita, 22: 144-150.

Peccerillo A., Pilo G., Sassi F.P., Zirpoli G. & Mezzacasa G., 1979 - New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. N. Jb. Miner. Abh., 137: 2, 162-183.

Perekalina T.V., 1981 - Variscan volcanism of central and western Europe. Geol. Mijnbouw, 60: 17-21.

Perroud H., Van der Voo R. & Bonhommet N., 1984 - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12: 579-582.

Peucat J.J., 1986 - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. Geol. Soc. Amer. Mem., 164: 229-238.

Peucat J.J., Vidal P., Godard G. & Postaire B., 1982 - Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S. Brittany (France): an old oceanic crust in the W. European Hercynian Belt. Earth Planet. Sci. Lett., 60: 70-78.

Piboule M. & Briand B., 1985 - Geochemistry of eclogites and associated rocks of the southeastern area of the french Massif Central: origin of the protoliths. Chem. Geol., 50: 189-199.

Piboule M., Briand B. & Beurrier M., 1982 - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens du Massif Central français. N. Jb. Miner. Abh., 143: 3, 279-308.

Pin C. & Lancelot J., 1982 - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. Contrib. Mineral. Petrol., 79: 1-12.

Pin C., Dupuy C. & Peterlongo J.M., 1982 - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. Bull. Soc. géol. France, 7: XXIV, n°4, 669-676.

Pin C. & Vielzeuf D., 1983 - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93: 47-74.

Pin C. & Carme F., 1987 - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contrib. Mineral. Petrol., 96: 406-413.

Pin C. & Carme F., 1988 - Ecailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la "Ligne des Klippes", Vosges méridionales, France. C. R. Acad. Sci. Paris,

306: II, 217-222.

Pin C., Majerowicz A. & Wojciechowska I., 1988 - Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195-209.

Press S., 1986 - Detrital spinels from alpinotype source rocks in middle devonian sediments of the Rhenish Massif. *Geol. Rundsch.*, 75/2, 333-340.

Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Schermerhorn L.J.G., Verdurmen E.A.T. & Verschure R.H., 1978 - Sr isotopic homogenization through whole-rock systems under low-greenschist facies metamorphism in carboniferous pyroclastics at Aljustrel (Southern Portugal). *Chem. Geol.*, 21: 307-314.

Ramsbottom W.H.C., 1967 - Palaeogeography and goniatite distribution in the namurian and early westphalian. *C.R., 6ème Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère*, Sheffield, 1395-1401.

Rasamimanana G. & Bébien J., 1985 - Le "trapp de Raon l'Etape" (Vosges septentrionales): un témoin important des manifestations volcaniques ayant accompagné le développement de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300, II: 859-862.

Ribeiro M.L., 1987 - Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Geol. Rundsch.*, 76/1: 147-168.

Riding R., 1974 - Model of the hercynian foldbelt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 125-135.

Rizki A. & Baroz F., 1988 - Le volcanisme tholéïtique du massif de Schirmeck (Vosges septentrionales, France), témoins d'une zone de convergence de plaques au Paléozoïque supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II: 511-516.

Rolet R., Le Gall B., Darboux J.R., Thonon P. & Gravelle M., 1986 - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n°1: 43-54.

Sawkins F.J. & Burke K., 1980 - Extensional tectonics and mid-paleozoic massive sulfide occurrences in Europe. *Geol. Rundsch.*, 69: 2, 349-360.

Schermerhorn L.J.G. & Kotsch S., 1984 - First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, 70: 23-29.

Schmidt K. & Söllner F., 1982 - Towards a geodynamic concept of the "Caledonian event" in Central and SW Europe. *Verh. Geol. B.A.*, 251-268.

Schnabel W., 1976 - Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Osterreich und Italien). Verh. Geol. B. A., 2: 191-206.

Schwab M. & Mathé G., 1981 - A geological cross-section through the Variscides in the German Democratic Republic (eastern Erzgebirge, central saxonian lineament, saxonian granulite complex, Harz Mountains). Geol. Mijnbouw, 9: 132-135.

Shackleton R.M., Ries A.C. & Coward M.P., 1982 - An interpretation of the Variscan structures in S.W. England. J. geol. Soc. London, 139: 533-541.

Seyler M., 1986 - Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. J. Petrol., 27 (5): 1229-1251.

Sider H. & Ohnenstetter M., 1986 - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the north-eastern Massif Central, France. Geol. Rundsch., 75: 421-443.

Soler E., 1978 - Spilites et métallogénie: la province de Huelva (SW Espagne). Thèse Doc. Sc. Nat., Inst. Nat. Polytech. Lorraine, Nancy, 308p.

Söllner F. & Hansen B.T., 1987 - "Pan-afrikanisches" und "Kaledonisches" ereignis im Otztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr und U-Pb-altersbestimmungen an migmatiten und metamorphiten. Jb. Geol. B.-A., 130: 529-569.

Styles M. & Rundle C.C., 1984 - The Rb-Sr isochron age of the Kennack gneiss and its bearing on the age of Lizard Complex, Cornwall. J. geol. Soc. London, 141: 15-9.

Thiéblemont D. & Cabanis B., 1986 - Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. C. R. Acad. Sc., Paris, 302: II, n°9, 641-646.

Vai G.B., 1984 - Palaeozoic rifts in the circum-Mediterranean area. 27th Internat. Geol. Cong. Moscow, 3: 447-448.

Vai G.B. & Cocozza T., 1986 - Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. Bull. Soc. géol. France, (8), II: n°1, 95-114.

van Calsteren P., Boelrijk N., Hebeda E., Priem H., den Tex E., Verdurmen E. & Verschure R., 1979 - Isotopic dating of older elements (including the Cabo-Ortegual mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. Chem. Geol., 24: 35-56.

van der Voo R., Briden J.C. & Duff A., 1980 - Late Precambrian

and Palaeozoic palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. in: Cogné & Slansky (eds.): Géologie de l'Europe. Mém. B.R.G.M., 108: 203-212.

von Gaertner H.R., 1968 - The position of the excursion areas within the scope of the Variscan orogen. XXIII Internat. Geol. Cong., Prague, Guide to excursion C34, 3-27.

von Gaertner H.R., 1977 - Le seuil cristallin entre le rhéno-hercynien et le saxo-thuringien et sa continuation vers l'Est et vers l'Ouest. Coll. Internat. CNRS, n°243., Rennes, 1974, p.644.

Wajsprych B., 1986 - Sedimentary record of the tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. Internat. Assoc. Sedim. 7th Eur. Reg. Meet., Excursion Guidebook, Cracow, 141-164.

Wedepohl K.H., Meyer K. & Muecke G.K., 1983 - Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of northwest Germany. in: Intracontinental Fold Belts, Martin & Eder eds., Springer, 245-256.

Werner C.D., 1981 - Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R. in: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian massif. Guidebook of excursions, 1: 17-68.

Wieser T., 1978 - Glaucophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). Mineral. Pol., 9: 17-40.

Wright J.E. & Wyld S.J., 1986 - Significance of xenocrystic Precambrian zircon contained within the southern continuation of the Josephine ophiolite: Devils Elbow ophiolite remnant, Klamath Mountains, northern California. Geology, 14: 671-674.

Wurtz C.R. & Reibel G., 1983 - New evidence for orogenic magmatism in devonian period: the volcanic formation from the Champ-du-Feu massif (Northern Vosges, France). Terra Cognita, 3: p.154.

Ziegler P.A., 1984 - Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe. A working hypothesis. Geol. Mijnbouw, 93-108.

Ziegler P.A., 1985 - Caledonian, Acadian-Ligerian, Bretonian, and Variscan orogens-is a clear distinction justified? in: The Caledonide orogen-Scandinavia and related areas, Gee & Sturt Eds., 1241-1248.

Zwart H.J., 1967 - The duality of orogenic belts. Geol. Mijnbouw, 46: 283-309.

CHAPITRE II

LES ASSOCIATIONS

CATAZONALES

DE HAUTE PRESSION

INTRODUCTION

Les années 70 ont vu la découverte et l'étude pétrologique détaillée de nombreux exemples de roches de haut degré métamorphique, appartenant aux faciès granulite et éclogite, dans l'aire d'extension de la Chaîne Hercynienne. Toutefois, en l'absence de données radiométriques suffisantes, ces granulites et éclogites ont fait l'objet d'attributions chronologiques et d'interprétations géodynamiques très variées.

La reconnaissance, au sein de ces formations catazonales, de deux ensembles aux caractéristiques contrastées aux plans géologique, pétrologique, géochimique et géochronologique a permis de proposer une interprétation génétique dualiste (Pin & Vielzeuf, 1983). Après un rappel de cette hypothèse de travail, ce chapitre traite des "granulites de type I", de haute pression, qui sont associées à l'histoire précoce de la chaîne.

Ces formations sont notamment examinées sous l'angle géochronologique (dans le cadre d'une revue des données chronologiques relatives au métamorphisme du Massif Central et du Massif Armoricaïn), puis du point de vue thermo-barométrique. En effet, les caractéristiques (P, T) de l'évolution métamorphique de ces roches constituent un argument important dans la discussion de l'origine des segments crustaux qui les contiennent. De façon plus générale, l'interprétation géodynamique de l'événement précoce dont témoignent ces paragenèses de haute pression est essentielle pour la compréhension de l'évolution de la chaîne dans son ensemble.

Sommaire

- 1) - Granulites and related rocks in Variscan Median Europe: A dualistic interpretation.
(en collaboration avec Daniel Vielzeuf, Clermont)
Tectonophysics, 93 (1983), 47-74.
- 2) - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn.
(en collaboration avec Jean-Jacques Peucat, Rennes)
Bull. Soc. géol. Fr. (1986), II n°3, 461-469.
- 3) - Les granulites de haute pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques.
(en collaboration avec Daniel Vielzeuf, Clermont)
Bull. Soc. géol. Fr. (1988), IV n°1, 13-20.

GRANULITES AND RELATED ROCKS IN VARISCAN MEDIAN EUROPE: A DUALISTIC INTERPRETATION

C. PIN and D. VIELZEUF

Département de Géologie et Minéralogie, LA 10 et IOPG, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex (France)

(Received January 21, 1982; revised version accepted July 22, 1982)

ABSTRACT

Pin, C. and Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93: 47–74.

On the basis of differences in structural, petrological and radiometric features, two main clear-cut groups can be distinguished for the granulites of the Variscan median Europe.

Group I comprises lenses of eclogite–granulite scattered in the internal zones of the Hercynian belt, whereas Group II includes granulitic slices related to deep-seated Alpine lineaments and xenoliths scavenged by recent volcanoes.

Group I granulites belong to early thrust nappes of the Variscan orogen; they display high-pressure assemblages and are commonly associated with eclogites and garnet–peridotites. From radiometric data, this HP granulitic–eclogitic metamorphism happened around 450–400 Ma throughout median Europe. A subduction context is suggested by the low T/P gradient, the occurrence of eclogites and the contemporaneity with some blueschist-facies rocks.

Group II granulites are characterized by massive occurrences, intermediate-pressure granulite-facies parageneses and the absence of eclogites. Granulitic paragneisses often display a pronounced depletion in granitophile elements and may appear as degranitized restites. Numerous basic-ultrabasic complexes occur and are interpreted as deep-seated, layered igneous intrusions emplaced during the granulitic metamorphism. Radiometric dating indicates a late Hercynian (ca. 300 Ma) age. The high T/P gradient, the occurrence of synchronous basic intrusions and the post-collision context suggest a granulitic event due to a major thermal anomaly.

The Variscan cycle is thus characterized by two granulite-forming episodes. “Older granulites” of the HP type result from an early compressive stage in a crustal subduction context and “younger granulites”, from a major thermal event which originated in the upper mantle and annealed the deepest parts of the Variscan belt. A broadly similar duality in the genesis of granulitic rocks may be anticipated in other collisional belts.

INTRODUCTION

The occurrence of numerous scattered outcrops of granulite facies rocks, represents one of the most interesting features of the European Variscan belt. For a long time, these outcrops have been thought to represent relics of an old Proterozoic

basement (e.g., Zoubek, 1969, 1974; Forestier, 1971; Engels et al., 1974; Fonteilles and Guitard, 1974; Allègre et al., 1975; Roux, 1977). Others (Vitrac and Allègre, 1971) have ascribed them to the Assynthian (Cadomian) orogeny which may have been of collision type (Zwart, 1976; Zwart and Dornsiepen, 1980). However, in most cases when radiometric dating has been performed on meta-igneous rocks displaying granulite-facies mineralogy, either by the Rb-Sr or U-Pb methods, or both, Paleozoic emplacement ages have been found for the magmatic protoliths (e.g., Jäger and Watznauer, 1969; Arnold and Scharbert, 1973; Gebauer and Grünenfelder, 1979; Pin, 1979a; Schenk, 1980; Gebauer et al., 1981; Duthou et al., 1981). In the light of these data, an old Precambrian age can be ruled out for most—if not all—of these granulites. Such a conclusion is in good agreement with Sr isotope geochemistry constraints, which suggest that consolidation into a continental crust started later than ca. 700 Ma in the Variscan belt (Jäger, 1977; Vidal, 1977; Duthou, 1977). So far, the granulites occurring in that domain have implicitly or explicitly been considered as an homogeneous group (Forestier et al., 1973; Schenk, 1980; Forestier and Touret, 1980). Despite numerous detailed studies, no synthetic interpretation has been proposed and their geodynamic significance still remains rather obscure. However, a review of the available data highlights clear-cut differences on the basis of structural, petrological and radiometric criteria, and allows delineation of two fundamental groups among these rocks. In this paper, we propose that mid-European granulites were mainly formed during two distinct high-grade events in the Variscan and in different geodynamic environments.

DISTINCTIVE FEATURES AMONG GRANULITES AND ASSOCIATED ROCKS

Two main clear-cut occurrences can be distinguished for the pre-Mesozoic granulitic rocks (Fig. 1):

Group I: lenses present within the Hercynian belt. They mainly occur in the so-called Moldanubian and Saxo-Thuringian zones, i.e., northwestern Iberian Peninsula, southern Brittany, Massif Central, External Crystalline Massifs of the Western Alps, Maures and Corsica-Sardinia block, Vosges-Schwarzwald and Bohemian Massif s.l..

Group II: tectonic slices related to deep-seated lineaments which commonly acted as microplate boundaries during the Alpine tectonic evolution (North Pyrenean Massifs, Ivrea Zone, southern Calabria) and xenoliths scavenged by Neogene volcanoes (French Massif Central, Eifel, etc.).

On the basis of this partition, the differences in structure, petrology and radiometric features will be examined.

Group I

Geological setting

Group I granulites occur as lenses of variable size (from dm³ up to km³) within

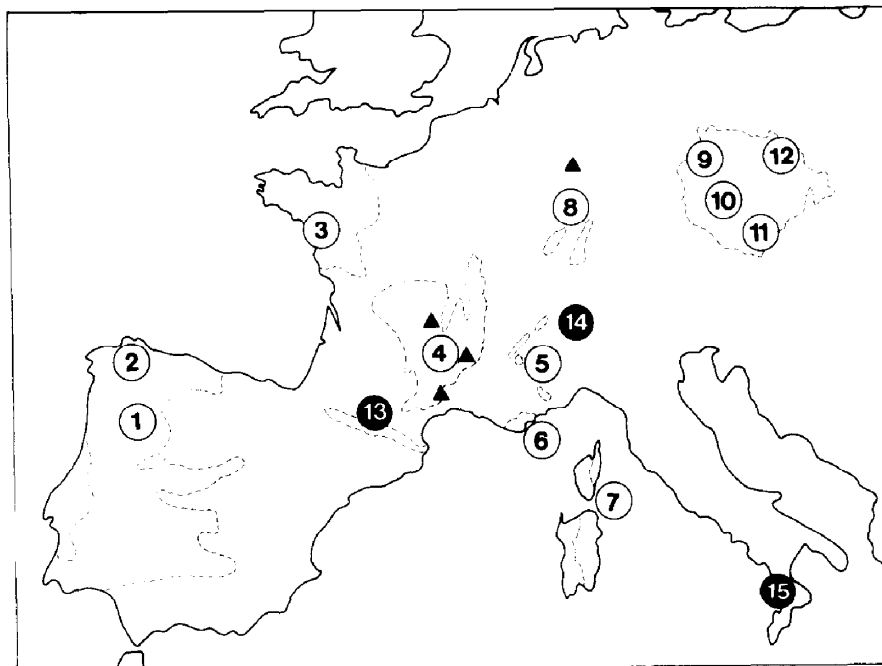


Fig. 1. Main outcrops of the Variscan basement of central Europe (dashed lines), with granulite occurrences.

Group I (open circles): 1 = Bragança-Morais complexes of northern Portugal; 2 = western Galicia complexes; 3 = southern Brittany; 4 = Massif Central; 5 = external crystalline massifs of the Western Alps; 6 = Maures massif; 7 = Corsica-Sardinia block; 8 = Vosges-Schwarzwald massif; 9 = Saxony; 10 = Bohemia; 11 = lower Austria; 12 = Polish Sudeten.

Group II (full circles): 13 = north Pyrenean zone; 14 = Ivrea zone; 15 = southern Calabria; triangles: xenoliths scavenged by Cenozoic volcanoes; Massif Central, Eifel.

medium to high-grade series composed of (1) an homogeneous series of paragneisses (so-called "monotonous group") or (2) a heterogeneous association of metasediments, orthoamphibolites and leptynites ("leptyno-amphibolitic" or "varied" group). The supracrustal origin of these series is indicated by the occurrence of calcareous and graphitic layers (Zoubek, 1965; Lasnier, 1977) and more especially by ancient lavas (Piboule, 1979) and volcani-clastics (Vesela, 1967; Suk, 1974; Matějovská, 1975; Piboule, 1979; Liégeois and Duchesne, 1980). The meta-igneous rocks display a bimodal mafic-felsic association, the mafic rocks have tholeiitic affinities. They are believed to be related to an extensional tectonic regime (Schmidt, 1977; Ricci and Sabatini, 1978; Beccaluva et al., 1981), in lower Paleozoic times as shown by radiometric data (Gebauer and Grünenfelder, 1979; Pin, 1979a; Van Calsteren et al., 1979).

Although the structural significance of these granulite bearing terrains is con-

troversial (Matte and Ribeiro, 1967; Van Overmeeren, 1975; Schwan, 1976), there is, in many cases, a strong evidence that they are allochthonous units belonging to thrust nappes (Thiele, 1966, 1976a, b; Ries and Shackleton, 1971; Anthonioz, 1972; Carme, 1974; Fuchs, 1976; Behr, 1978; Burg and Matte, 1978; Bayer and Matte, 1979; Faure et al., 1979; Iglesias et al., 1981) emplaced early in the internal parts of the Hercynian belt.

Petrography

In the field, the granulites are found within relict lenses rimmed by a retrograde metamorphic envelope displaying amphibolite facies assemblages. A wide range of lithologic types has been described: granulitic paragneisses, catazonal marbles, felsic and mafic meta-igneous rocks, eclogites, ultramafics. Although the rocks considered here come from a wide area (northern Portugal to Poland), they show striking similarities as regard to primary parageneses.

Granulitic paragneisses are widespread; they most often record the primary assemblage $Ky^* - Gt - \text{perthitic Kf} - \text{antiperthitic Pl} - Q \pm Bi$ (Hameurt, 1967; Jakeš, 1969a, b; Hubregtse, 1973; Marchand, 1974; Scharbert and Kurat, 1974; Ghezzi et al., 1979; Ravier and Chenevoy, 1979) which lies on the high temperature side of the reaction $Mu + Bi + Q \rightleftharpoons Gt + Kf + H_2O$, and at fairly high pressure as indicated by the occurrence of kyanite.

Most of the acid orthogranulites have comparable parageneses, but kyanite is only sporadic (Marchand, 1974; Davoine, 1975; Duthou et al., 1981). However, scarce but very peculiar rocks with trondhjemitic composition have also been reported in close association with eclogites at Cabo Ortegal (Vogel, 1967), in the French Massif Central (Lasnier, 1977; Nicollet and Leyreloup, 1978) and Saxony (Lange, 1965). Field occurrence, textures and trace elements suggest that these rocks crystallized at HP (12.5–20 kbar) and HT (750–840°C) from a partial melt derived from surrounding Gt-amphibolites and eclogites (Nicollet et al., 1979).

As shown by Lasnier (1977) in the Massif Central, basic meta-igneous rocks display an extraordinary range of types: (1) gabbros with coronitic associations indicating HP granulite facies conditions (Engels and Vogel, 1966; Vogel, 1967; Warnaars, 1967; Piboule and Coffrant, 1970; Matthes and Seidel, 1977); (2) amphibolites with $Sp - Sapph - Cor - An - \text{Pargasite}$ (Forestier and Lasnier, 1969; Piboule and Menot, 1976); (3) pyrigarnites with $Cpx - Gt - Pl \pm Q \pm Ky$ (Vogel, 1967); (4) Gt-pyriclasites with $Cpx - Gt - Pl - Q \pm Amph \pm Bi (\pm Ky)$.

Particular attention must be paid to the ubiquitous occurrence of eclogites

* Abbreviations: Act = actinolite; Al-Ep = Al epidote; Alm = almandine; Amph = amphibole; An = anorthite; Bi = biotite; Cd = cordierite; Cor = corundum; Cpx = clinopyroxene; Gt = garnet; Hb = hornblende; Kf = K-feldspar; Ky = kyanite; Mu = muscovite; Opx = orthopyroxene; Pl = plagioclase; Pyr = pyrope; Q = quartz; Ru = rutile; Sapph = sapphire; Sill = sillimanite; Sp = spinel; Std = staurolite; Ti-Ma = titano-magnetite; Zo = zoisite.

(Anthonioz, 1972; Den Tex et al., 1972; Mottana, 1972; Le Marrec, 1976; Miller et al., 1976; Nicollet, 1977; Matthes, 1978; Fluck et al., 1980; Liégeois and Duchesne, 1981; Santallier, 1981) which represent a link between all of the Group I terrains. They exhibit the classical primary paragenesis omphacitic Cpx-(Alm-Pyr) Gt-Ru-Q \pm Ky \pm Cor \pm Zo \pm phengite \pm karnithine, and they generally belong to the B-type defined by Coleman et al. (1965). Interestingly however, affinities with the C-type eclogites have also been suggested for some of them (Van der Wegen, 1978; Forestier and Touret, 1980). Whilst a crustal derivation is certain or probable for the protoliths of some of these eclogites, a mantle origin is likely for others (Gt-pyroxenites) closely associated with mantle peridotites (Kappel, 1967; Dudek and Fediukova, 1974). Such a dual origin (Smulikovski, 1980) has also been invoked for Caledonian eclogites from Norway (Smith, 1980).

Ultrabasic rocks occur systematically as more or less serpentized bodies. Many are ancient cumulates linked to gabbroic masses, but mantle-derived spinel peridotites and garnet peridotites have also been found (Dudek and Kopecký, 1966; Hameurt, 1967; Lasnier, 1977; Bonnot and Piboule, 1980). Garnet peridotites are systematically associated with granulites and eclogites and occur in almost all the areas of interest here. Spinel and garnet peridotites, which indicate equilibration at different levels in the upper mantle, are, however, closely associated in the field. Such a juxtaposition strongly suggests a tectonic mechanism for the insertion of these mantle rocks as exotic slices within an overall crustal-derived terrain (De Roever, 1957).

High-pressure equilibration conditions are the most significant feature common to the rocks described above, as more especially pointed out by the systematic occurrence of kyanite in aluminous rocks, the Cpx-Gt-Q association in mafic lithologies and the occurrence of eclogites and Gt-peridotites. Inferred P - T crystallization conditions (Fig. 2) illustrate this HP character. In detail, pressure, and especially temperature estimates vary markedly from one area to another probably as a result of different structural levels and/or differential retrogression. In the present case, it should be stressed that the preceding parageneses can be ascribed to a rather low temperature gradient, around 20°C/km, or even less (Engels et al., 1974; Van der Wegen, 1978). In that respect, it can be recalled that the granulites of Saxony gave rise to the definition of the Saxonian baric type of metamorphism by Hietanen (1967). A low T/P gradient may be inferred for the Group I granulite-eclogite metamorphism (Fig. 2).

All these granulitic domains have suffered strong retrogression as shown by numerous mineralogical reactions corresponding to the replacement of anhydrous parageneses by hydrated assemblages. Retromorphic evolution of the paragneisses is mainly characterized by the following reactions: Ky \rightarrow Sill; Ky + Kf + H₂O \rightarrow Mu + Q; Gt + Kf + H₂O \rightarrow Mu + Bi + Q; Ky + Gt \rightarrow Cd + Sp; Gt + Kf + H₂O \rightarrow Bi + Sill + Q; Bi + Sill + Q \rightarrow Cd + Kf + H₂O, etc. (Matějovská, 1967; Jakeš, 1969b; Marchand, 1974; Ravier and Chenevoy, 1979). With regard to the acid meta-igneous

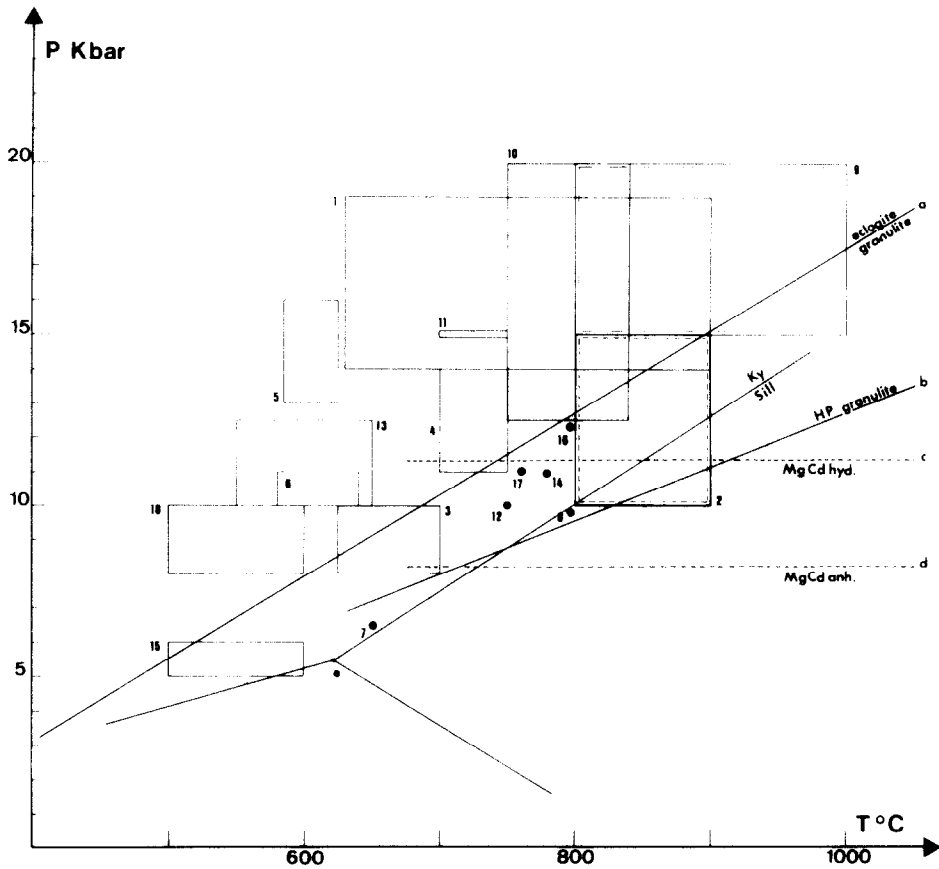


Fig. 2. A review of P - T estimates Group I eclogites-granulites.

a. *Northwestern Iberian Peninsula*: 1—Vogel (1967), eclogites; 2—Maaskant (1970), recrystallization of peridotites under catazonal conditions; 3—Den Tex et al. (1972), granulites; 4—Engels et al. (1974), eclogites; 5—Van der Wegen (1978), eclogites; 6—Kuijper (1979) eclogites; *Massif Central*: 7—Velde et al. (1970), eclogites; 8—Marchand (1974), minimum P - T estimates for the acid granulites; 9—Lasnier (1977, fig. 79), basic granulites and eclogites; 10—Nicollet et al. (1979), HP trondhjemitites; 11—Santalier (1981), eclogites; *Sardinia*: 12—Ghezzi et al. (1979), granulites; *Vosges*: 13—Hameurt (1967), granulites; *Western Alps*: 14—Liégeois and Duchesne (1981), eclogites; *Münchberg*: 15—Matthes et al. (1975), eclogites; *Oberpfalz*: 16—Matthes (1978, fig. 2), eclogites; *Lower Austria*: 17—Scharbert and Kurat (1974), granulites; *East Sudeten (Poland)*: 18—Smulikovski (1968), granulites and eclogites. a = granulite-eclogite transition (Green and Ringwood, 1967); b = high-pressure granulite-facies transition (Green and Ringwood, 1967); c and d = upper stability limit of hydrous and anhydrous magnesian cordierite (Newton, 1972); e = aluminosilicate triple point (Richardson et al., 1969).

rocks, the best documented reactions are: $\text{Opx} + \text{Kf} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Q}$; $\text{Opx} + \text{Kf} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amph} + \text{Bi} + \text{Q}$ (Jakeš, 1969b). Numerous retrogressive reactions, including $\text{Ky} \rightarrow \text{Cor} + \text{Q}$; $\text{Ky} + \text{Gt} \rightarrow \text{Sp} + \text{Pl} + \text{Q}$; $\text{Ky} + \text{Gt} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Std} + \text{Q} + \text{Sp}$; $\text{Zo} + \text{Pl} \rightarrow \text{Al-Ep}$; $\text{Gt} + \text{Q} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amph} + \text{Pl}$ are described from HP trondjhe-

mites by Nicollet et al. (1979) where they are attributed to a quasi adiabatic retrograde path. Meta-basic igneous rocks are retrogressed according to the main following processes: Cpx (+Gt)+Q giving Opx + Pl; garnet kelyphytization; omphacitic Cpx giving diopsidic Cpx + Na-Pl; crystallization of various secondary amphiboles: cummingtonite, brown amphiboles, actinolite etc. (Lasnier, 1970).

Granulitic parageneses are often found in locally undeformed zones (e.g. cores of boudins) which could suggest static conditions at the time of the HP crystallization. However, the overall syn-kinematic character of the HP event is clearly pointed out by the typical blastomylonitic nature of some acid granulites in Saxony (Watznauer, 1969) and by the lattice-preferred orientation of Cpx in eclogites at Cabo Ortegal (Engels, 1972). Retromorphic transformations are closely linked with important tangential shearing movements. Such overthrusting processes likely could account for massive rehydration of granulitic terrains (cf. Beach and Fyfe, 1972; Fyfe, 1973; Burg, 1977) and they have been considered as responsible for the particularly high rates of uplift in the Massif Central (Albarède, 1976).

Geochemistry and isotopic dating

Few geochemical data relevant to Group I granulitic metamorphism are available. A significant U and Th depletion was evidenced in lower Austrian granulites (Scharbert et al., 1976) whereas granulite-facies gneisses from Poland have normal abundances of Th (Tarney and Windley, 1977). As a matter of fact, it can be stressed that granulites of median Europe do not show a strongly depleted character, in contrast with granulites of old shields. This is made obvious from the low K/Rb and (Ce_N/Y_N) ratios, together with high Rb/Sr ratios which are comparable to upper crustal values (Tarney and Windley, 1977; Vidal et al., 1980). Late additions during retrogression could, a priori, account for this undepleted character, but such a process seems rather unlikely with regard to Rb, since it would involve a systematic rejuvenation of Rb/Sr whole-rock ages which is not supported by available radiometric data. Moreover, no changes in the contents of radioactive elements with the intensity of retrogression were found in the southeastern Bohemian Massif (Matějovská and Vaňková, 1980). This lack of severe lithophile elements depletion may more likely be ascribed to the lack of pervasive anatexis at the time of the granulitic event, although some high-pressure gneisses from Cabo Ortegal have recently been interpreted as residues of deep (> 35 km) partial melting (Drury, 1980).

So far, few radiometric dates are available regarding the timing of the HP granulite–eclogite metamorphic event. Nevertheless, such data as are available come from widely scattered points throughout the area of interest, and allow presentation of a coherent picture.

In Saxony, Rb-Sr work performed on small whole-rock samples gave a 452 ± 26 Ma age (recalculated with $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ y}^{-1}$) (Jäger and Watznauer, 1969) interpreted as probably reflecting the granulitization event.

In the Austrian part of the Bohemian Massif, Arnold and Scharbert (1973) found a 446 ± 35 Ma isochron from Rb–Sr whole-rock analyses on individual granulite bands. An isochron of 486 ± 11 Ma, obtained from large samples, is interpreted as the emplacement age of the igneous protolith, while the 446 Ma “thin slabs” date is ascribed to Sr exchange on a small scale at the time of granulitic metamorphism. Analogous Rb–Sr results are reported for granulite bands from Czechoslovakia (Arnold et al. in Jäger, 1977).

Eclogites from the Münchberg Massif have been studied by means of both U–Pb and Rb–Sr methods (Gebauer and Grünenfelder, 1979). A minimum age for the production of eclogites from the 525 Ma old gabbros is given by the 380 ± 18 Ma Rb–Sr age of phengites. Zircon data points of a meta-gabbro and two eclogite samples yield a 380 Ma lower intercept which has been interpreted as related to the eclogite-forming event. However, eclogite data points alone might indicate a significantly older age, around 430 Ma (upper intercept).

Rb–Sr measurements have been carried out on granulites from the Vosges Massif (Bonhomme and Fluck, 1974). These data do not yield well-defined linear arrays but they nevertheless suggest that the granulite facies metamorphism happened in the 500–400 Ma interval.

In the northern part of the Massif Central, granulite-facies metamorphism undoubtedly occurred later than 500 Ma (Duthou et al., 1981) and prior to the end of Devonian as shown by the unconformable Devonian–Dinantian cover in the Monts du Lyonnais area (Peterlongo, 1960), but direct dating of the HP metamorphism has not yet been achieved. In the south of the Massif Central, 480 Ma U–Pb ages of igneous protoliths of eclogitic rocks (Pin, 1979b; Pin and Lancelot, 1982) set a maximum value for the HP event age. In that region, HP trondhjemites (interpreted as products of partial melting of mafic rocks under high-pressure conditions, Nicollet et al., 1979) give an opportunity for direct dating of eclogite formation by means of zircons upper intersection with the Concordia curve at 415 ± 6 Ma. A quite different interpretation, however, is put forward for the Limousin area (western Massif Central). There, a 320 Ma age has been postulated for the eclogite event (zircons-lower intersection) (Gebauer et al., 1981). However, such a late age seems to be inconsistent with the geological evidence (Santallier et al., 1978) which strongly suggest that the HP phase occurred in the early stages of metamorphism. Furthermore, as noted by Gebauer et al. (1981), this Carboniferous age does not accord with previous radiometric work (Bernard-Griffiths et al., 1977). In fact, this young age is based upon lower intersections in the Concordia diagram, whose geological significance can be hardly ascertained (Tilton, 1960; Wasserburg, 1963; Wetherill, 1963; Allègre et al., 1974) and it might also result from the composite nature of the samples studied.

Radiometric measurements performed on the western Galicia catazonal complexes (Van Calsteren et al., 1979) are difficult to interpret. Relevant to our discussion are the 386 ± 10 Ma (phlogopite-whole rock) and 374 Ma (phengites of

eclogite) Rb–Sr ages which put a minimum value for the HP stage. These ages are in agreement with the clustering of K–Ar mineral ages at around 390 Ma. Thus, the HP event is bracketed between ca. 400 Ma and the inferred mantle-plume tensile regime (Van Calsteren, 1977) which began ca. 500 Ma ago.

Summarizing these data, it appears that the HP granulitic–eclogitic metamorphism probably happened approximately contemporaneously throughout median Europe between 400 and 450 Ma. It is, however, important to recall that, at much the same time, HP/LT regime (blueschist facies) pertained at Île de Groix (south Brittany) (Peucat and Cogné, 1977) and that other indications suggesting subduction can be found in the Silurian record of the northwestern Iberian Peninsula (Den Tex, 1977; Van der Meer Mohr, 1975; Bayer and Matte, 1979), and of Sudeten (Wieser, 1978).

Group II

Geological setting

Type II granulites are also Hercynian but have been brought up to the surface by tectonic or magmatic processes fundamentally unrelated to Variscan phenomena.

Tectonic slices linked to major Alpine events range in size from a few hectometres (some north Pyrenean occurrences) to several tens of kilometres (Ivrea Zone). In all cases they exhibit a pervasive granulite-facies mineralogy, and they truly constitute a granulitic series, in contrast to the Group I granulites which only occurred as relictual lenses within amphibolite-facies country-rocks.

Xenoliths scavenged by Cenozoic volcanoes provide further granulitic samples from the lower crust of the Variscan domain, from the southernmost Massif Central to the Rheno-Hercynian zone (Brousse, 1962; Brousse and Rudel, 1964; Brousse et al., 1965; Dantier et al., 1967; Leyreloup, 1974; Ildefonse, 1970; Okrusch et al., 1979).

Petrography

Irrespective of their occurrence, these rocks are fairly coarse-grained; they show a peculiar alternation of meta-igneous and meta-sedimentary rocks at various scales and typically display granuloblastic textures. A wide range of meta-sedimentary rocks occur (Leyreloup, 1974; Mehnert, 1975) characterized by their massive aspect. However, the main feature of the Group II terrains is the relative abundance of mafic meta-igneous rocks which occur either as numerous layers of variable thickness, or as massive bodies which may have developed within deep-seated stratified igneous complexes (Monchoux and Roux, 1973; Rivalenti et al., 1975, 1980; Roux, 1977). These mafic rocks seem to be geochemically composite, with affinities ranging from tholeiitic to calc-alkaline ones (Rivalenti et al., 1975; Fontelles, 1976; Leyreloup et al., 1977; Dostal et al., 1980; Vielzeuf, 1980a). According to several authors, some of these basic rocks were emplaced at the same time as the metamorphism was

taking place (Schmid, 1967; Schmid and Wood, 1976; Vielzeuf, 1980a). Ultramafic rocks are also widespread in these series; both mantle material and crustal cumulates linked to mafic layered complexes are represented among them (Lensch, 1968; Rivalenti et al., 1975; Capedri et al., 1977a; Shervais, 1979).

Commonly the paragneisses exhibit the following paragenesis: Q-Kf-Pl-(Alm-Pyr) Gt-Sill \pm Bi \pm Cd \pm Sp \pm Ru \pm graphite. Sillimanite is by far the most abundant aluminum silicate, although kyanite is also described, but always in minor amounts (Bertolani, 1959; Fonteilles, 1970; Capedri, 1971; Boriani and Sacchi, 1973; Roux, 1977; Moresi et al., 1978; Vielzeuf, 1980b). Cordierite is widespread as a secondary phase, but it is noteworthy that it also occurs in the primary parageneses (e.g., Fonteilles, 1970; Schenk and Schreyer, 1978; Moresi et al., 1979; Zingg and Schmid, 1979).

Meta-igneous acid rocks (charnockites and enderbites) are well represented, with the Q-Pl-Kf-Opx \pm Gt \pm Cpx \pm Ru assemblage (Leyreloup, 1974; Roux, 1977; Azambre and Ravier, 1978; Schenk and Schreyer, 1978).

Mafic-igneous basic rocks may be classified as pyriclasites, Gt-pyriclasites and pyriboleites (Cpx-Opx-Pl \pm Gt \pm brown amphibole) (Schmid, 1967; Leyreloup, 1974; Rivalenti et al., 1975; Capedri et al., 1977b; Roux, 1977; Schenk, 1980; Vielzeuf, 1980a). As a typical rule, these rocks contain the assemblage Opx-Pl diagnostic of intermediate-pressure granulites (Green and Ringwood, 1967). However, higher pressure tendencies are denoted by the Q-Pl-Opx-Cpx-Gt association which indicates transition toward HP granulite-facies (Griffin et al., 1980; Vielzeuf, 1980b). Still higher pressure assemblages (Cpx-Gt-Q) occur rarely in some places (Leyreloup, 1973; Paglionico and Piccarreta, 1978; Schenk and Schreyer, 1978; Schenk, 1980). Particularly interesting is the nearly ubiquitous occurrence of granulitic layered gabbro-peridotite bodies (dunite-harzburgite-lherzolite-pyroxenite-pyriclasite-anorthosite) currently interpreted as being derived from stratified complexes (Rivalenti et al., 1975; 1980; Roux, 1977; Kruhl and Voll, 1979; Dostal et al., 1980; Vielzeuf, 1980a) formed by deep-seated fractionation and cumulative processes. It has been argued (Rivalenti et al., 1980) that these complexes crystallized directly as granulites in the lowermost part of the continental crust.

Mantle peridotites are often spatially associated with granulitic slices, either directly (Ivrea Zone) or indirectly (north Pyrenean Zone). Such field relationships point out crust-mantle boundary conditions (Berckhemer, 1969; Mehnert, 1975) near a "paleo-Mohorovičić discontinuity" (Kornprobst, 1976). These peridotites are essentially composed of spinel-lherzolites but are associated with minor amounts of Gt-pyroxenites. Only two kelyphite-peridotite occurrences, interpreted as ancient Gt-peridotites completely reequilibrated in the "hornblende-spinel peridotite facies", have been reported so far (Lensch and Rost, 1972).

Lastly, it must be stressed that eclogites are completely absent from the Group II granulitic series.

In summary, the strong predominance of sillimanite and some primary occur-

rences of cordierite in paragneisses, together with the Opx–Pl association in mafic rocks, point out low- to intermediate-pressure granulite facies conditions. This is in accordance with the total lack of eclogites and true Gt-peridotites. Indeed, maximum pressure estimates do not exceed ca. 10 kbar while temperature estimates cluster around 800°C. As a result, it can be inferred that a high T/P gradient ($\geq 25^\circ\text{C}/\text{km}$) prevailed during Group II granulitic metamorphism, in contrast with the low gradient of the Group I formations (Fig. 3).

Retrogression is common in Group II granulites. In contrast with the dynamic character of Group I retrogression, it took place mainly under static conditions, accounting for the massive occurrences of Group II granulites. In the Ivrea Zone, retromorphic evolution is indicated by the $\text{Gt} + \text{Kf} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Sill} + \text{Q}$ reaction (Schmid and Wood, 1976) and the zonation of garnets (Zingg and Schmid, 1979). In southern Calabria, the latter recrystallization stages display rather contradictory aspects, as exemplified by a sequence of “re-hydration” and re-dehydration” reactions (Paglionico and Piccarreta, 1978; Schenk and Schreyer, 1978). North Pyrenean granulites exhibit numerous reactions, among which $\text{Gt} + \text{Kf} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Cd} + \text{Q}$; $\text{Gt} + \text{Q} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Opx} + \text{Cd}$; $\text{Pl} + \text{Kf} + \text{Opx} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Act} + \text{Q}$ (Vielzeuf, 1980b); $\text{Gt} + \text{Kf} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Bi} + \text{Sill} + \text{Q}$ (Roux, 1977). A comparable evolution can be demonstrated for the granulitic xenoliths, as shown by the corona-forming reactions $\text{Gt} + \text{Sill} \rightarrow \text{Cd} + \text{Sp}$ (Leyreloup, 1973) and $\text{Gt} + \text{Cpx} \rightarrow \text{Pl} + \text{Opx} + \text{Ti-Ma} + \text{brown Hb}$ (Leyreloup, 1973; Okrusch et al., 1979). As a result, no major thermodynamic difference has been detected so far between these retromorphic paths and those of Group I which mainly differ in their relationships with penetrative strain.

Geochemistry

Geochemical studies of metasedimentary granulites in the Ivrea Zone emphasize a strong depletion of granitophile elements like Li, Rb, K, U (Dostal and Capedri, 1978; Sighinolfi and Gorgoni, 1978) compared to amphibolite-facies equivalents. Likewise, Schmid (1979) describes the Ivrea metapelites as “degranitized” restites, and suggested that a 60% removal of silicate melts could account for their depleted features. Such a partial melting event would be in good agreement with the migmatitic character mentioned by Mehnert (1975). Moreover, metasedimentary granulites display less fractionated REE patterns than amphibolite-facies paragneisses, owing to higher contents of heavy REE and slightly lower light REE abundances (Dostal and Capedri, 1979). These differences could be ascribed to syn-granulitic anatexis resulting in a preferential partitioning of LREE in leucosomes and HREE in the garnet and zircon rich residuum.

In southern Calabria, metapelites exhibit a similar restitic character, and they have been interpreted as degranitized rocks (Schenk and Schreyer, 1978). Syn-granulitic partial melting and restite formation is also reported from some north Pyrenean massifs (Roux, 1977; Vielzeuf, 1980b).

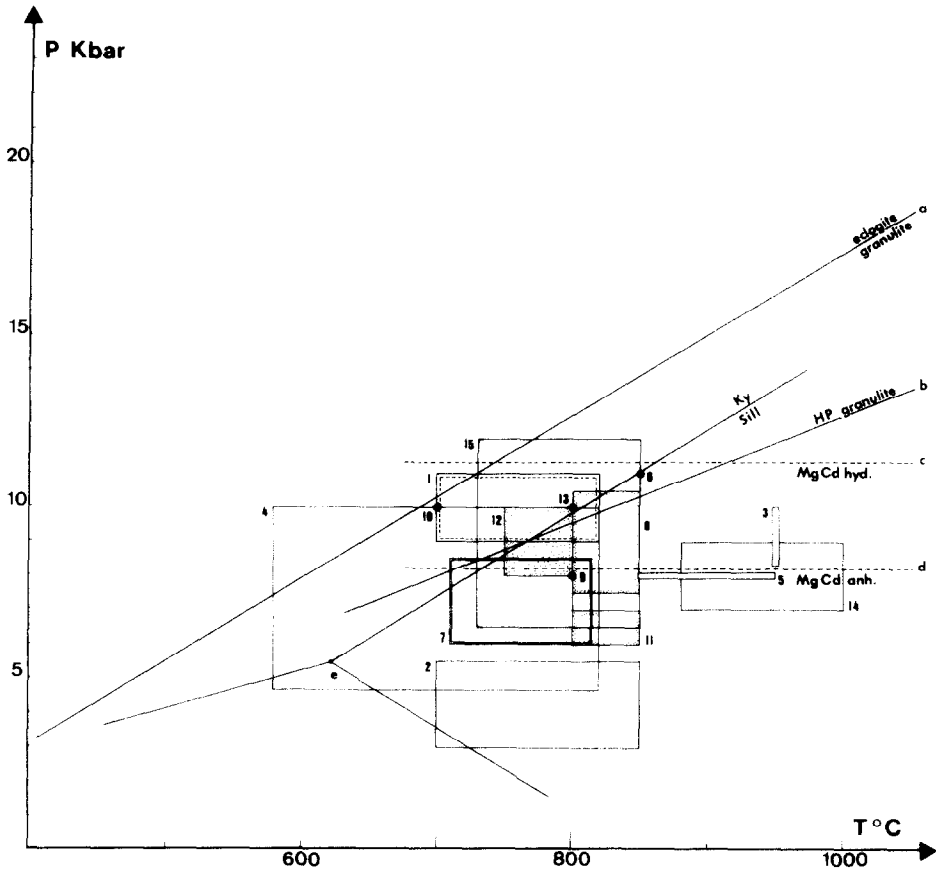


Fig. 3. A review of P - T estimates of the Group II granulites.

Ivrea Zone: 1—Schmid and Wood (1976), granulitic paragneisses; 2—Nicot (1977), granulitic paragneisses in the seconda zona diorito-kinzigitica; 3—Garuti et al. (1979), ultramafics and related rocks; 4—Hunziker and Zingg (1980), amphibolite- to granulite-facies high-grade paragneisses; 5—Rivalenti et al. (1980), layered igneous complex; *Calabria*: 6—Piccarreta et al. (1973), granulitic paragneisses and basic granulites; 7—Paglionico and Piccarreta (1978), granulitic paragneisses and basic granulites; 8—Schenk and Schreyer (1978), granulitic paragneisses and basic granulites; 9—Schenk (1980), granulitic paragneisses and basic granulites; *Pyrenees*: 10, 11—Roux (1977), anatexis in granulitic paragneisses; 12—Vielzeuf (1980b), granulitic paragneisses and basic granulites; *Xenoliths; Massif Central*: 13, 14—Dostal et al. (1980), meta-igneous granulitic xenoliths; *Eifel*: 15—Okrush et al. (1979), meta-igneous granulitic xenoliths.

Extensive geochemical studies of Bournac's xenoliths point to some Al_2O_3 -rich, SiO_2 -poor paraganulites which also display HREE increase (Dupuy et al., 1979) and are considered as restitic material linked to anatexis events (Leyreloup et al., 1977). Likewise, overall U content of the xenoliths is lower than the average crust and shield estimates (Dupuy et al., 1979). However, most xenoliths do not exhibit any

particular large ion lithophile elements (LILE) depletion, indicating that the residual character of the lower crustal granulites might be strongly localized (Leyreloup et al., 1977).

Consequently, the Group II granulites are generally characterized by a pronounced depletion in granitophile elements which can best be interpreted in terms of anatexis and removal of LILE in silicate melts rather than by fluid transport alone.

Isotopic dating

As they are generally exotic with respect to their present environment, the chronology of Group II granulites cannot be ascertained without radiometric dating. Indeed, a rather large number of analyses has been performed, but their geological interpretation is still matter of debate.

The Ivrea Zone gave rise to the earliest determinations by means of the Rb–Sr, U–Pb and K–Ar methods. Analyzing centimetre thick individual bands of a stromalite, Graeser and Hunziker (1968) obtained a whole-rock isochron age of 310 ± 60 Ma (with $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.47 \cdot 10^{-11} \text{ y}^{-1}$) with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.717$, interpreted as a metamorphic age. On similar granulitic paragneisses and a pyroclastite, Köppel (1974) found a concordant U–Pb age of 275 ± 2 Ma and showed that detrital zircons underwent drastic lead losses at 285–300 Ma. These data indirectly supported the view that the basic rocks were emplaced during the period of metamorphism. Regarding the protoliths ages, Rb–Sr whole-rock data by the Bern group exclude an age earlier than Brioverian (500–700 Ma) for the sedimentation of pelitic rocks (Zingg and Schmid, 1979; Hunziker and Zingg, 1980). From a comparison with data from the neighbouring Ceneri Zone, Köppel favoured the interpretation of the 275–295 Ma dates as cooling ages postdating the granulite-facies metamorphism which would have started as early as 450 Ma. However, structural relationships between the Ivrea and Ceneri Zones are complex (Boriani and Sacchi, 1973), and the geological significance of the ca. 450 Ma lower intercept U–Pb ages of the Ceneri Zone is questionable (Allègre et al., 1974). Recently, a 320 ± 20 Ma Rb–Sr age has been reported from the phlogopite–peridotite of Finero (Zingg and Schmid, 1979). Additional Rb–Sr work on single bands from paragranelites yields a 320 ± 20 Ma date (Zingg and Schmid, 1979), whereas 30–50 kg whole-rock samples define a “Caledonian” isochron (475 ± 20 Ma; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7086$) (Hunziker and Zingg, 1980). These authors ascribe this 475 Ma age to the high-grade metamorphism. However, the age interpretation of large whole-rock Rb–Sr linear arrays on metasediments is not unique, and does not necessarily refer to a metamorphic event. Rb–Sr and K–Ar ages on minerals cluster around 180 ± 20 Ma (Hunziker, 1974). They are interpreted in terms of a continuous slow cooling model, but an alternative overprinting interpretation need not be ruled out, more especially when the major tectonic events which occurred along and beyond the Insubric line in Alpine times are considered. In that case, 180 Ma ages would be geologically meaningless, inasmuch as they are intermediate between crystallization at about 300 Ma and

partial re-setting during the Alpine evolution. Such an hypothesis might be tentatively compared with slight retromorphic effects which have been noticed in the vicinity of the Insubric line (Kruhl and Voll, 1976; Steck and Tièche, 1976; Zingg and Schmid, 1979; Zingg, 1980).

The chronology of southern Calabria has been investigated by Schenk (1980). Zircons from paraganulites yield ages at 296 ± 2 Ma (lower intersection) which are corroborated by six concordant monazites between 296 and 289 Ma. The concordant position at ca. 300 Ma of zircon data points from a granulitic quartz-monzogabbro-norite is highly significant, as they show that magmatic emplacement took place during the granulite-facies metamorphism in the Hercynian orogeny. It is also worth noting that two Rb-Sr leucosome analyses performed on a banded migmatite also lie on a 295 Ma reference isochron, suggesting an Hercynian age for anatexis. Rb-Sr mineral (K-feldspar, biotite) ages scatter between 180 and about 110 Ma. There again, these data have been considered according to the blocking temperature concept, and taken as an evidence for very slow cooling rates. However, these granulite series tectonically overlie retrograde schists whose biotites yield a 43 Ma age. Likewise, biotite ages become progressively younger towards the tectonic boundaries of the high-grade units. Thus, Alpine tectonic movements most likely disturbed Rb-Sr mineral systematics and challenge the simple slow cooling model.

Some Rb-Sr and U-Pb investigations have been performed on Bournac granulite xenoliths (Massif Central). Whereas Rb-Sr data yield equivocal results, some interesting features arise from U-Pb measurements (Michard-Vitrac in Forestier and Touret, 1980). Zircons from paragneisses define a fairly good linear array whose lower intersection with the concordia curve at about 295 Ma is strengthened by concordant monazites. Interestingly, zircons from a charno-enderbitic orthogneiss yield an upper intersection at ca. 300 Ma, from which an Hercynian emplacement age can be inferred. Taken as a whole, these data point to a rather late Hercynian age for granulite facies metamorphism (Michard-Vitrac et al., 1980).

A similar Hercynian age of some of the north Pyrenean granulitic rocks was suggested both by geological criteria (Fonteilles, 1970) and by the ca. 300 Ma age indicated by zircons (upper intersection) and concordant monazites of the Ansignan charnockitic granite (Agly Massif) (Vitrac and Allègre, 1972). Recent data on these (Respaut, in prep.) and other granulite occurrences (Vielzeuf et al., in prep.) unambiguously show that the granulite facies metamorphism and related magmatism happened in fairly late Hercynian times in the north Pyrenean region. Rb-Sr and ^{39}Ar - ^{40}Ar micas ages in the Agly massif scatter between 200 and 88 Ma (Albarède et al., 1978). Likewise a 194 ± 7 Ma age on a brown hornblende from the Saleix slice has been measured (Jamond and Vielzeuf, unpublished data). These ages point out late disturbances and partial Sr and Ar losses during the north Pyrenean metamorphism at about 100 Ma (Albarède and Michard-Vitrac, 1978).

In our opinion, this review of radiochronological data displays a good coherence

of ages at ca. 300 Ma, which highlights the fundamental importance of late Hercynian magmato-metamorphic events in the genesis of Group II granulites. In one case (Ivrea Zone), it has been considered that these 300 Ma ages only referred to the latest stages of a very long high-grade phase which would have started in Caledonian times and ended with the onset of uplift, about 290 Ma ago. Since there is no reason to suppose that zircon U–Pb systems have “blocking temperatures” significantly lower than crystallization temperatures, we favour the model of a strictly Hercynian age for both the granulitic recrystallization of paragneisses and first emplacement of related intrusions. In the light of data from xenoliths scavenged in Neogene times, we think that U–Pb radiometric systems became essentially “frozen” rather shortly after the granulitic climax (cf. Harte et al., 1981). Moreover, taking into account the Alpine context of all the granulitic “slices”, Rb–Sr and K–Ar mineral ages most likely indicate late overprinting events during and/or after the tectonic emplacement in uppermost crustal levels, rather than very slow cooling rates in a monocyclic model.

INTERPRETATION AND GENETIC MODELS

From the previous descriptions, several clear-cut distinctive features may be emphasized (Table I) which have interesting consequences and lead us to propose the following dualistic interpretation.

Granulite-eclogites of Group I, occurring as scattered relics within amphibolite-facies Variscan tangential units, are relevant to an early HP stage at ca. 430 ± 20 Ma. From a strictly chronological point of view, these events could be referred to as “Caledonian” (e.g., Kvale, 1977). However, there is no evidence for the existence of a mid-European branch of the north Atlantic Caledonian orogen (Schmidt, 1976, 1977). We think that the geodynamic logic of tectonic processes should prevail over chronological coincidences. In that respect, the HP granulite events which happened as early as the Silurian, point to the onset of the Variscan tectogenesis and belong to the Variscan cycle. Of course, complex space and time relationships between Caledonian–Appalachian and Hercynian orogeneses in westernmost Europe are not precluded.

On the other hand, massive granulites of Group II point out a second intermediate pressure granulite-facies event which happened at the end of the Variscan cycle (300 ± 20 Ma). As these “younger granulites” were brought up to the surface by post-Hercynian phenomena, e.g., motion along major lineaments in Alpine times or scavenging by recent volcanoes, they may be regarded as representative of the deep crust as it was left after the Variscan orogeny.

Such contrasted features reflecting quite distinct histories and geodynamic environments imply two different genetic models.

TABLE I

Summary of the distinctive features among Group I and Group II granulites

	Group I	Group II
General Context	Scattered granulitic bodies occurring within early thrust nappes of the internal zones of the Variscan orogeny	Granulitic slices wedged in Alpine lineaments and xenoliths in neogene volcanics
Structural relationships	Synkinematic granulitic metamorphism Dynamic retrogression, resulting in boudins embedded in amphibolite-facies terrains	Granuloblastic textures indicating a rather late granulitic recrystallisation Static retrogression
Petrography	HP granulite-facies (kyanite in metapelites, Cpx-Gt-Qz association in mafic rocks) Eclogites and Gt-peridotites Low T/P gradient No pronounced restitic character	Low- to intermediate pressure granulite facies (sillimanite and primary cordierite in metapelites, Opx-Pl association in mafic rocks); mafic stratified complexes No eclogite; no Gt-peridotite High T/P gradient Marked LILE depletion in relation to removal of granitic melts
Age	Granulitic climax at 430 ± 20 Ma More or less continuous retrogressive evolution until ca. 330 Ma	Granulite facies event at 300 ± 20 Ma

A model for Group I granulite genesis (Fig. 4)

Early Variscan granulite-eclogite metamorphism is interpreted as a result of the subduction of the Moldanubian crustal segment. This event took place in Silurian times, during the earliest stages of the Hercynian convergent evolution, in a manner comparable with that of the eo-Alpine HP phase well recorded in the Sesia Zone of the Western Alps (Compagnoni et al., 1977; Dal Piaz et al., 1978). Such a model could account for the very high pressures reached and the low T/P gradient which prevailed. A subduction context is also strongly suggested by almost contemporaneous blueschist-facies rocks. In such a scheme, the Gt-peridotites could be regarded as tectonic slices picked from the surrounding mantle in the course of intense deformations likely to have occurred during subduction of buoyant continental domains. The HP series, which we tentatively regard as a record of subduction (cf. Kornprobst et al., 1980), would correspond to the leptyno-amphibolitic series which underwent crustal thinning and mafic magmatism in lower Paleozoic times. This earlier extension stage increased the density of the Moldanubian segment and, together with inferred neighbouring oceanization (Bard et al., 1980), facilitated subduction (Molnar and Gray, 1979; Celal Sengör and Monod, 1980).

Thus, we consider that the initially supracrustal series of Group I acquired their

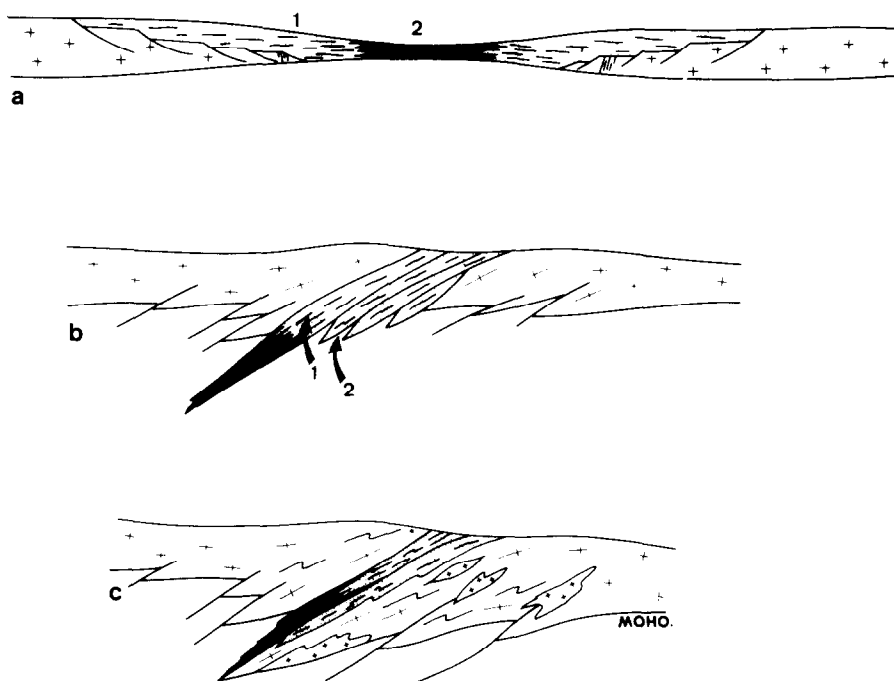


Fig. 4. Interpretative geodynamic model for Group I "older" granulite-eclogite genesis. (Not to scale).
 a. Early Paleozoic extensional tectonics (ca. 500 Ma). 1 = leptyno-amphibolitic series; 2 = inferred oceanic domain.
 b. Silurian subduction regime (ca. 420 Ma). 1 = HP/HT metamorphism; 2 = insertion of mantelic slices.
 c. Upper Paleozoic continental collision (ca. 380–340 Ma). Tectonic shearing and amphibolite-facies metamorphism, retrogression and dynamic uplift.

granulite-eclogite mineralogy at mantle depths, during the subduction of intermediate crust preceding the Variscan continental collision. This older granulitization was therefore fundamentally related to large tectonic movements.

A model for Group II granulite genesis (Fig. 5)

In contrast, Group II granulites developed after the main collision event and tangential tectonics. Only the lowermost part of the post-collision crust underwent this younger HT granulitization, whose driving force was a major thermal anomaly. The particularly high heat-flow was probably a consequence of profound disturbances in the upper mantle beneath the orogen as a result of lithospheric collision. In that context, basic magmas were produced and ascended to the crust-mantle interface. There, they crystallized as massive layered mafic-ultramafic complexes which presumably played a key role in the genesis of the granulitic series

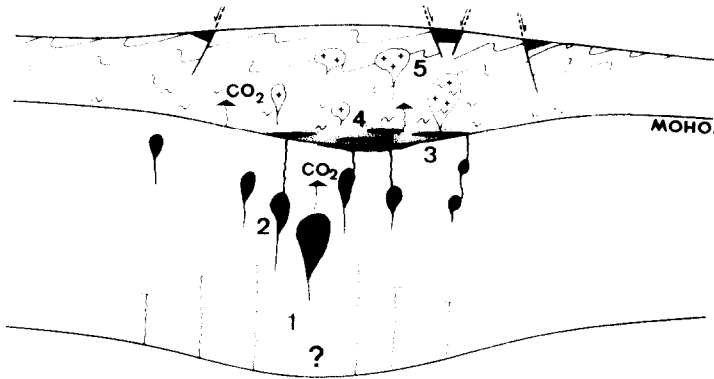


Fig. 5. Interpretative geodynamic model for Group II "younger" granulite genesis (ca. 300 Ma). 1 = upper mantle thermal anomaly; 2 = ascending mafic magmas; 3 = layered igneous complexes; 4 = anatexis and restite formation; 5 = late kinematic granitoids. Not to scale.

(e.g., Newton et al., 1980). It is thought that they contributed to the development of anhydrous parageneses in two simultaneous ways. Firstly, temperatures of the country-rocks were raised as a result of convective and conductive heat transfer and probably induced partial melting of the surrounding paragneisses leaving an H_2O —and LILE—depleted residue. Secondly, CO_2 released from the basic magmas (Touret, 1971; Wyllie and Huang, 1976) replaced water in the fluid phase owing to a static or a dynamic mechanism (Newton et al., 1980). Reduced P_{H_2O} lowers the thermal stability limits of hydrated assemblages (Yoder, 1952; Thompson, 1955), thus promoting granulitization of metasedimentary rocks. In some respect, this granulitization could thus be regarded as a large scale-contact metamorphism ("plutono-métamorphisme" Kornprobst et al., 1980).

Most of late kinematic granitoids were emplaced at higher levels during the same period, and some kind of genetic relationships may be inferred. Several models dealing with the formation of the calc-alkaline and potassic granitoids have proposed mixing between a mantle-derived component and crustal melts (Capdevila et al., 1973; Didier, 1973; Leterrier and Debon, 1978; Fourcade and Allègre, 1981; Duthou et al., in prep.). Our model might account for this composite origin: the mantle component could be supplied by evolved differentiates of basic magmas in the deep-seated magma chambers (mafic layered complexes) (Biggioggero et al., 1978), while the crustal component would be supplied by syn-granulitic partial melting of metasedimentary lower crust. Moreover, the latest leucogranites (Capdevila et al., 1973; Vidal, 1976; Duthou et al., in prep.) could find their origin in these deep-seated anatectic processes alone. Consequently, younger Hercynian granulitization and late kinematic granitic magmatism may appear as two manifestations of the same huge thermal anomaly at different structural levels. Likewise, late anatectic

thermal domes such as Velay dome (Massif Central) could equally be related to the same event.

CONCLUSION

If our interpretation is correct, it appears that the Variscan cycle was characterized by two granulite-forming episodes.

“Older granulites” of the HP type are relevant to the earliest compressive stages in a crustal subduction context.

“Younger granulites” indicate a major thermal event which originated in the upper mantle and annealed the deepest parts of the Variscan belt. Rather unexpectedly, a high-grade event may have marked the end of the Variscan orogenesis.

A broadly similar duality in the genesis of granulitic rocks may be anticipated in other collisional belts.

ACKNOWLEDGMENTS

This work has been carried out in the scope of the “ATP Géodynamique” contract no. 4535 (INAG). We are indebted to J. Kornprobst and B.G.J. Upton for help provided during the various stages of this work and to J.M. Cantagrel, J. Didier, J.L. Duthou, P. van Calsteren, A. Nicolas and J.D. Sills for critical reviews of the manuscript.

REFERENCES

- Albarède, F., 1976. Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVIII (4): 1023–1032.
- Albarède, F. and Michard-Vitrac, A., 1978. Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes ^{39}Ar – ^{40}Ar et ^{87}Rb – ^{87}Sr . Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX: 681–687.
- Albarède, F., Feraud, G., Kaneoka, I. and Allègre, J., 1978. ^{39}Ar – ^{40}Ar dating: the importance of K-feldspars on multi-mineral data of polyorogenic areas. *J. Geol.*, 86, 5: 581–598.
- Allègre, C.J., Albarède, F., Grünenfelder, M. and Köppel, V., 1974. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ – $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ – $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43: 163–194.
- Allègre, C.J., Hamet, J. and Leyreloup, A., 1975. Étude ^{87}Rb – ^{87}Sr des enclaves catazonales remontées par les volcans néogènes du Velay: présence d’un socle anté cadomien sous le Massif Central. 3ème Réunion Ann. Sci. Terre (Montpellier). *Soc. Géol. Fr.*, Paris; 8.
- Anthonioz, P.M., 1972. Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (N.E. du Portugal). Étude pétrographique et structurale. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 20: 1–179.
- Arnold, A. and Scharbert, H.G., 1973. Rb–Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 53: 61–78.
- Azambre, B. and Ravier, J., 1978. Les écaillés de gneiss du faciès granulite du port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège). Nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX (3): 221–228.

- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, Ph. and Ribeiro, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26ème Congr. Géol. Int. Coll. C6. Géologie de l'Europe, pp. 233–246.
- Bayer, R. and Matte, Ph., 1979. Is the mafic-ultramafic massif of Cabo Ortegal (NW Spain) a nappe emplaced during a variscan obduction? A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, 57: T9–T18.
- Beach, A. and Fyfe, W.S., 1972. Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland. Evidence of overthrusting? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36: 175–180.
- Beccaluva, L., Leone, F., Maccioni, L. and Macciota, G., 1981. Petrology and tectonic setting of the palaeozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy). *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 140(2): 184–201.
- Behr, H.J., 1978. Subfluenz-Prozesse im Gundegebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 129: 283–318.
- Berckhemer, H., 1969. Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*, 8: 97–105.
- Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J.M. and Duthou, J.L., 1977. Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 199–212.
- Bertolani, M., 1959. La formazione basica "Ivrea-Verbano" e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della bassa Val Sesia e del Biellese. *Period. Mineral.*, 28: 151–209.
- Biggioggero, B., Boriani, A., Colombo, A. and Gregnanin, A., 1978. The "diorites" of the Ivrea basic complex (Central Alps, Italy). *Mem. Sci. Geol., Padova*, 33: 71–85.
- Bonhomme, M. and Fluck, P., 1974. Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines. Mise en évidence et datation de deux époques de métamorphisme. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 27: 271–283.
- Bonnot, H. and Piboule, M., 1980. Mise en évidence d'une dualité d'origine des ultrabasites à grenat du Limousin et recherche de la signification des péridotites d'origine mantellique dans le Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, 291: 129–132.
- Boriani, A. and Sacchi, R., 1973. Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones (Southern Alps). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 28: 1–36.
- Brousse, R., 1962. Charnockites et granulites dans le socle du Sud du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci.*, 254: 328–330.
- Brousse, R. and Rudel, A., 1964. Bombes de péridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du Puy Beaunit. *C.R. Acad. Sci.*, 259: 185–188.
- Brousse, R., Guérin, H., Lefèvre, C. and Varet, J., 1965. Nouvelle découverte de charnockites et de granulites à l'Ouest du Cantal, dans le substratum du Massif Central. *C.R. Acad. Sci.*, 260: 4229–4231.
- Burg, J.P., 1977. Tectonique et Microtectonique des Séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la Vallée de la Truyère. Contribution du Microscope électronique à Transmission à l'Étude de la déformation des minéraux dans les Zones profondes. Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- Burg, J.P. and Matte, Ph., 1978. A cross-section through the french Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 129: 1–32.
- Capdevila, R., Corretgé, G. and Floor, P., 1973. Les granitoides varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV: 209–228.
- Capedri, S., 1971. Sulle Rocce della formazione basica Ivrea-Verbano. 2. Petrografia delle granuliti e rocce derivate affioranti in Val Mastallone (Vercelli) e Loro--Evoluzione petrogenetica. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 10: 277–312.
- Capedri, S., Coradini, A., Fanucci, O., Garuti, G., Rivalenti, G. and Rossi, A., 1977a. The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Italian Western Alps). Statistical approach to the peridotite problem. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33: 583–592.
- Capedri, S., Garuti, G., Rivalenti, G., Rossi, A. and Sinigoi, S., 1977b. The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Italian Western Alps). Distinction between Pyriolites and metanorites. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33: 593–600.

- Carme, F., 1974. Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif Central). *C.R. Acad. Sci.*, 278: 2613–2616.
- Celal Sengör, A.M. and Monod, O., 1980. Océans sialiques et collisions continentales. *C.R. Acad. Sci.*, 290: 1459–1462.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 483–508.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Gosso, G., Lombardo, B. and Williams, P.F., 1977. The Sesia–Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high-pressure–low temperature assemblages in the western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33(1): 281–334.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. and Stern, W.B., 1978. The Sesia–Lanzo zone, a slice of subducted continental crust? 4th Conf. Geochron. Cosmoch. Denver, pp. 83–85.
- Dantier, M., Brousse, R. and Rudel, M., 1967. Extension du complexe de granulites et de charnockites à la verticale du Velay. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 3: 85–87.
- Davoine, P., 1975. Leptynites à mésoperthite, grenat, disthène, spinelle et dumortièrite dans les Monts du Lyonnais: étude préliminaire. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, XVII (2–3): 67–69.
- Den Tex, E., 1977. Le socle poly-cyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du N.W.). La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. CNRS, Rennes, 1974 (243): 441–451.*
- Den Tex, E., Engels, J.P. and Vogel, D.E., 1972. A high-pressure intermediate-temperature facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain). 24th Int. Géol. Congr., 1972, Sect., 2: 64–73.
- De Roever, 1957. Sind die Alpinotypen Peridotit Massen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geol. Rundsch.*, 46: 137–146.
- Didier, J., 1973. Granites and Their Enclaves. The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Dostal, J. and Capedri, S., 1979. Rare earth elements in high-grade metamorphic rocks from the western Alps. *Lithos*, 12: 41–49.
- Dostal, J., Dupuy, C. and Leyreloup, A., 1980. Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in Neogene volcanic rocks of the Massif Central, France. Implications for the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 31–40.
- Drury, S.A., 1980. The geochemistry of high-pressure gneisses from Cabo Ortegal (NW Spain): residues of deep anatexis. *Geol. Mijnbouw*, 59: 61–64.
- Dudek, A. and Fediukova, E., 1974. Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 121: 127–159.
- Dudek, A. and Kopecký, L., 1966. Ultrabasites in the Bohemian Massif. *Krystalinikum*, 4: 7–10.
- Dupuy, C., Leyreloup, A. and Vernières, J., 1979. The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th composition, Evolution, Heat-flow production. In: L.H. Ahrens (Editor), *Origin and Distributions of the Elements*. Pergamon, Oxford, pp. 401–415.
- Duthou, J.L., 1977. Chronologie Rb–Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme: le nord Limousin (Massif Central français). Thèse Sci. Natl., Ann. Univ. Clermont, 63: 285 pp.
- Duthou, J.L., Piboule, M., Gay, M. and Dufour, E., 1981. Datations radiométriques Rb–Sr sur les orthogranulites des monts du Lyonnais (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, 292: 749–752.
- Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J. and Vialette, Y., in prep. A compilation of geochronological and geochemical data on Paleozoic granitoids from the french Massif Central.
- Engels, J.P., 1972. The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, 48: 83–133.
- Engels, J.P. and Vogel, D.E., 1966. Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in a metanorite from Cabo Ortegal (NW Spain). *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 1: 13–19.

- Engels, J.P., Hubregtse, J.J.M.W., Floor, P. and Den Tex, E., 1974. Precambrian complexes in the hercynian orogen of the northwestern Iberian peninsula. P.I.C.G. Précambrien des zones mobiles de l'Europe. Conf. Liblice 1972, pp. 163–174.
- Faure, M., Pin, C. and Mailhé, D., 1979. Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif Central français). C.R. Acad. Sci., 288: 1267–1270.
- Fluck, P., Maass, R. and Von Raumer, J.F., 1980. The variscan units east and west of the Rhine graben. 26ème Congr. Géol. Int. Coll. C6, Géologie de l'Europe, pp. 112–131.
- Fonteilles, M., 1970. Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Bull. BRGM, (2), IV: 21–72.
- Fonteilles, M., 1976. Essai d'Interprétation des Compositions chimiques des Roches d'Origines métamorphique et magmatique du Massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse d'État, Paris VI, 684 pp.
- Fonteilles, M. and Guitard, G., 1974. Influence des noyaux de socle précambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées. Comparaison avec les régions voisines. P.I.C.G. Précambrien des zones mobiles de l'Europe. Conf. Liblice 1972, pp. 189–198.
- Forestier, F.H., 1971. Les schistes cristallins de la moitié Nord du Massif Central. Symp. J. Jung, Plein Air Serv., Ed. Sci. Clermont-Ferrand, pp. 89–108.
- Forestier, F.H. and Lasnier, B., 1969. Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif Central français. Contrib. Mineral. Petrol., 23: 194–235.
- Forestier, F.H. and Touret, J., 1980. Granulites, éclogites, péridotites en France. Excursion 114 C du 26ème Congr. Géol. Int., Paris, 1980.
- Forestier, F.H., Lasnier, B., Leyreloup, A., Marchand, J., 1973. Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricaïn de l'affleurement au Moho. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XV: 562–578.
- Fourcade, S. and Allègre, C.J., 1981. Trace elements behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). Contrib. Mineral. Petrol., 76: 177–195.
- Fuchs, G., 1976. Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. Jahrb. Geol. Bundesanst., 119: 45–61.
- Fyfe, W.S., 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 273: 457–461.
- Garuti, G., Rivalenti, G., Rossi, A. and Sinigoi, S., 1978. Mineral equilibria as geotectonic indicators in the ultramafics and related rocks of the Ivrea-Verbano basic complex (Italian western Alps): pyroxenes and olivines. Mem. Sci. Geol., 33: 147–160.
- Gebauer, D. and Grünenfelder, M., 1979. U–Pb zircon and Rb–Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg gneiss massif, northeast Bavaria. Earth Planet. Sci. Lett., 42: 35–44.
- Gebauer, D., Bernard-Griffiths, J. and Grünenfelder, M., 1981. U–Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige. French Central Massif. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 292–300.
- Ghezzi, C., Memmi, I. and Ricci, C.A., 1979. Un evento granulitico nel basamento metamorfico della Sardegna nord-orientale. Mem. Soc. Geol. It., 20: 23–38.
- Graeser, S. and Hunziker, J.C., 1968. Rb–Sr und Pb-Isotopenbestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea Zone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48: 189–204.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 767–833.
- Griffin, W.L., Mc Gregor, U.R., Nutman, A., Taylor, P.N. and Bridgwater, D., 1980. Early Archaean granulite-facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 59–74.

- Hameurt, J., 1967. Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, 26: 402 p.
- Harte, B., Jackson, P.M. and Mc Intyre, R.M., 1981. Age of mineral equilibria in granulites facies nodules from kimberlites. *Nature*, 291: 147–148.
- Hietanen, A., 1967. On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, 75: 187–214.
- Hubregtse, J.J.M.W., 1973. High grade metamorphic rocks of the Mellid Area, Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 9–31.
- Hunziker, J.C., 1974. Rb–Sr and K–Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 31: 54 pp.
- Hunziker, J.C. and Zingg, A., 1980. Lower palaeozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea zone (southern Alps, northern Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60: 181–213.
- Iglesias, M., Matte, Ph., Ribeiro, A. and Ribeiro, L., 1981. Mise en place par obduction des nappes varisques du Nord-Ouest ibérique (abstr.). *Terra Cognita, Spec. Issue*, 70.
- Ildefonse, J.P., 1970. Contribution à l'étude du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault) et de ses enclaves. Thèse 3ème cycle, Paris, Orsay, 207 pp.
- Jäger, E., 1977. The evolution of the central and west european continent. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. CNRS, Rennes, 1974*, 243: 227–239.
- Jäger, E. and Watznauer, A., 1969. Einige Rb/Sr Datierungen an Granuliten des Sächsischen Granulitgebirges. *Monatber. Dtsch. Akad. Wiss.*, 11: 420–426.
- Jakeš, P., 1969a. Distribution of the granulites within the Bohemian Massif and their petrological features. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, 2: 269–277.
- Jakeš, P., 1969b. Retrogressive changes of granulite-facies rocks—an example from the Bohemian Massif. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, 2: 367–374.
- Kappel, E., 1967. Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im Niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 107: 266–298.
- Köppel, V., 1974. Isotopic U–Pb ages of monazites and zircons from the crust–mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri zones (southern Alps, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43: 55–70.
- Kornprobst, J., 1976. Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVIII: 607–618.
- Kornprobst, J., Bard, J.P., Briand, B., Cantagrel, J.M., Guitard, G., Kienast, J.R., Lasnier, B., Le Corre, C., and Santallier, D., 1980. Le métamorphisme en France, 26ème Congr. Géol. Int., Coll. C7, Géologie de la France, pp. 161–189.
- Kruhl, J.H. and Voll, G., 1976. Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa root zone into the Ivrea zone near Finero, southern margin of the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 627–633.
- Kruhl, J.H. and Voll, G., 1978. Deformation and metamorphism of the western Finero Complex. *Mem. Soc. Geol., Padova*, 33: 95–109.
- Kuijper, R.P., 1979. U–Pb Systematics and the Petrogenetic Evolution of Infracrustal Rocks in the Paleozoic Basement of Western Galicia (NW Spain). Thesis. Univ. Leiden, 101 pp.
- Kvale, A., 1977. Major features of the European Caledonides and their development. In: D.V. Ager and M. Brooks (Editor), *Europe from crust to Core*. Wiley–Interscience, London, pp. 81–115.
- Lange, H., 1965. Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. *Frieb. Forschunsch.*, 177: 136 pp.
- Lasnier, B., 1970. Le Métamorphisme régional des Gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse 3ème cycle, Nantes, 297 pp.
- Lasnier, B., 1977. Persistence d'une série granulitique au coeur du massif central français (Haut Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'État, Nantes, 351 pp.
- Le Marrec, A., 1976. Reconnaissance pétrographique et structurale des Formations cristallophylliennes

- catazonales du Massif de Ste Maxime (NE du Massif varisque des Maures, Var, France). Thèse 3ème cycle, Marseille, 126 pp.
- Lensch, G., 1968. Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 48: 91–102.
- Lensch, G. and Rost, F., 1972. Kelyphitperidotite in der mittleren Ivreazone zwischen Val d'Ossola und Val Strona. Ein Beitrag zur Herkunftstiefe der ultramafitite der Ivrea zone, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 52: 237–250.
- Leterrier, J. and Debon, F., 1978. Caractères chimiques comparés des roches granitoides et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. Bull. Soc. Géol. Fr., XX: 3–10.
- Leyreloup, A., 1973. Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans Néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Nantes, 356 pp.
- Leyreloup, A., 1974. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France, nature de la croûte inférieure. 1. Lithologie et structurologie. Contrib. Mineral. Petrol., 46: 17–27.
- Leyreloup, A., Dupuy, C., Andriambololona, R., 1977. Catazonal xenoliths in French Neogene volcanic rocks: constitution of the lower crust. 2. Chemical composition and consequences of the evolution of the French massif central Precambrian crust. Contrib. Mineral. Petrol., 62: 283–300.
- Liégeois, J.P. and Duchesne, J.C., 1981. The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. Lithos, 14: 35–48.
- Maaskant, P., 1970. Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 45: 237–325.
- Marchand, J., 1974. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français. Haut-Allier. Les termes acides. Thèse 3ème cycle, Nantes 207 pp.
- Matějovská, O., 1967. Petrogenesis of the moldanubian granulites near Namest and Oslavon. Krystalinikum, 5: 85–103.
- Matějovská, O., 1975. The moldanubian gneiss series of southwestern Moravia and its relation to granulites. Vest. Ustred. Ustavu Geol., 50: 345–351.
- Matějovská, O. and Vaňková, V., 1980. The concentrations of radioactive and trace elements in the granulites from the south-east margin of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). Studia Geophys. Geodet., 24: 285–301.
- Matte, Ph. and Ribeiro, A., 1967. Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? C.R. Acad. Sci., 264: 2268–2270.
- Matthes, S., 1978. The eclogites of Southern Germany. A summary. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 3: 93–109.
- Matthes, S. and Seidel, E., 1977. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grund-Gebirges in NE-Bayern. X. Bestehen genetische Beziehungen zwischen Eklogit und Meta-Gabbro innerhalb des Münchberger Gneisgebietes? Neues Jahrb. Mineral., Abh., 129: 269–291.
- Matthes, S., Richter, P. and Schmidt, K., 1975. Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. IX. Petrographie, Geochemie und Petrogenese der Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Neues Jahrb. Mineral., Abh., 126: 45–86.
- Mehnert, K.R., 1975. The Ivrea zone. A model of the deep crust. Neues Jahrb. Mineral., Abh., 125: 156–199.
- Miller, C., Sassi, F.P. and Armari, G., 1976. On the occurrence of altered eclogitic rocks in northeastern Sardinia and their implications. Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 11: 683–689.
- Molnar, P. and Gray, D., 1979. Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. Geology, 7: 58–62.
- Monchoux, P. and Roux, L., 1973. Peridotites et amphibolites à saphirine du Massif de Castillon (Pyrénées ariégeoises). C.R. Acad. Sci., 276: 449–451.

- Moresi, M., Paglionico, A., Piccarreta, G. and Rottura, A., 1978. The deep crust in Calabria (Polia-Copanello Unit): a comparison with the Ivrea-Verbano zone. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 33: 233–242.
- Mottana, A., 1972. Eclogite occurrences in gneiss as indicators of a Caledonian high-pressure metamorphism in the western Alps. *Int. Geol. Congr.*, 24th, Sect. 2, pp. 35–41.
- Newton, R.C., 1972. An experimental determination of the high pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *J. Geol.*, 80: 398–420.
- Newton, R.C., Smith, J.V. and Windley, B.F., 1980. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288: 45–50.
- Nicollet, C., 1977. Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français (Lévezou, Rouergue). *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 100: 334–337.
- Nicollet, C. and Leyreloup, A., 1978. Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français. *Can. J. Earth. Sci.*, 15: 696–707.
- Nicollet, C., Leyreloup, A. and Dupuy, C., 1979. Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif Central, France. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 435–463.
- Nicot, E., 1977. Les Roches méso et catazonales de la Valpelline (Nappe de la Dent Blanche, Alpes Italiennes). Thèse 3ème cycle, Paris VI.
- Okrusch, M., Schröder, B. and Schnütgen, 1979. Granulite-facies metabasite ejecta in the Laacher See area, Eifel, West Germany. *Lithos*, 12: 251–270.
- Paglionico, A. and Piccarreta, G., 1978. History and petrology of a fragment of the deep crust in the Serre (Calabria, Southern Italy). *Neues Jahrb. Mineral, Monatsh.*, 9: 385–396.
- Peterlongo, J.M., 1960. Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. *Ann. fac. Sci. Univ. Clermont*, 4: 187 pp.
- Peucat, J.J. and Cogné, J., 1977. Geochronology of some blueschists from Île de Croix, France. *Nature*, 268: 131–132.
- Piboule, M., 1979. L'Origine des Amphibolites: Approche géochimique et mathématique. Application aux Amphibolites du Massif Central français. Thèse Sci. Nat. Univ. Lyon, 1003 pp.
- Piboule, M. and Coffrant, D., 1970. Metagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif Central français): Un Stade banal de l'Éclogitisation. *C.R. Acad. Sci.*, 270: 22–24.
- Piboule, M. and Menot, R.P., 1976. Sur une paragenèse à pargasite–gédrite–disthène–corindon dans les métagabbros des massifs basiques et ultrabasiques différenciés du Limousin (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, 28: 141–144.
- Piccarreta, G., Morelli, L.A., and Paglionico, A., 1973. Evoluzione metamorfica nelle Serre nord-occidentali (Calabria). *Bull. Soc. Geol. Ital.*, 92: 861–889.
- Pin, Ch., 1979a. Age à 482 Ma des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Massif Central français) déterminé par la méthode U–Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci.*, 288: 291–294.
- Pin, C., 1979b. Géochronologie U–Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse 3ème cycle, Montpellier, 205 pp.
- Pin, C. and Lancelot, J., 1982. U–Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 1–12.
- Ravier, J. and Chenevoy, M., 1979. Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophyllienne de la Sioule (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci.*, 288: 1703–1706.
- Ricci, C.A. and Sabatini, G., 1978. Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia. *Neues Jahrb. Mineral, Monatsh.*, 1: 23–38.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C. and Bell, P.M., 1969. Experimental determination of the kyanite andalusite and andalusite–sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267: 259–272.

- Ries, C.A. and Shackleton, 1971. Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature (London), Phys. Sci.*, 234: 65–68.
- Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A., 1975. The origin of the Ivrea–Verbano basic formation (Western Italian Alps)—whole rock geochemistry. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94: 1149–1186.
- Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A., Siena, F. and Sinigoi, S., 1980. Existence of different peridotite types and of a Layered Igneous Complex in the Ivrea zone of the Western Alps. *J. Petrol.*, 22: 127–153.
- Roux, L., 1977. L'Évolution des Roches du Faciès granulite et le Problème des Ultramafitites dans le Massif de Castillon (Ariège). Thèse d'État. Toulouse, 530 pp.
- Santalier, D., 1981. Les Roches basiques dans la Série métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central (France). Thèse Sci. Nat., Univ. Orléans, 340 pp.
- Santalier, D., Floch, J.P. and Guillot, P.L., 1978. Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif Central, France). *Bull. Minéral.*, 101: 77–88.
- Scharbert, H.G. and Kurat, G., 1974. Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 21: 110–134.
- Scharbert, H.G., Korkisch, J. and Steffan, I., 1976. Uranium, thorium and potassium in granulite facies rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 23: 223–232.
- Schenk, V., 1980. U–Pb and Rb–Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite facies basement of the Serre, Southern Calabria (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 23–38.
- Schenk, V. and Schreyer, W., 1978. Granulite facies metamorphism in the Northern Serre, Calabria, Southern Italia. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (Editors), *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Schmid, R., 1967. Zur Petrographie und Struktur der zone Ivrea-verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 47: 935–1117.
- Schmid, R., 1978. Are the metapelites of the Ivrea–Verbano zone restites? *Mem. Sci. Geol. Padova*, 33: 67–69.
- Schmid, R. and Wood, B.J., 1976. Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea–Verbano zone (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 255–279.
- Schmidt, K., 1976. Das “kaledonische Ereignis” in Mittel und Südwesteuropa. F. Kossmat symposium—*Nova Acta Leopoldina*, 45: 381–401.
- Schmidt, K., 1977. Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 128: 121–141.
- Schwan, W., 1976. The intermediate massifs in the Saxothuringikum (German Variscan Orogen). *Tectonophysics*, 34: 149–161.
- Shervais, J.W., 1979. Thermal emplacement model for the Alpine lherzolite massif at Balmuccia, Italy. *J. Petrol.*, 20: 795–820.
- Sighinolfi, G.P. and Gorgoni, C., 1978. Chemical evolution of high-grade metamorphic rocks—anatexis and remotion of material from granulite terrains. *Chem. Geol.*, 22: 157–176.
- Smith, D.C., 1980. A tectonic melange of foreign eclogites and ultramafites in West Norway. *Nature*, 287: 366–368.
- Smulikowski, K., 1968. Theoretical and geological arguments for eclogite occurrence in the upper mantle. *Int. Geol. Congr.*, 23rd, Prague, Sect. 1, pp. 165–174.
- Smulikowski, K., 1980. Interrelations between eclogites and mafitic rocks of the granulite facies. *Arch. Miner.*, 36: 5–21.
- Steck, A. and Tièche, J.C., 1976. Carte géologique de l'antiforme péridotitique de Finero, avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 501–512.
- Suk, M., 1974. The role of water in regional metamorphism in the Moldanubian (Bohemian Massif). *Vestn. Ustred. Ustavu. Geol.*, 49: 141–147.

- Tarney, J. and Windley, B.F., 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. London*, 134: 153–172.
- Thiele, O., 1966. Die Münchberger gneissmasse als zeugnis für den Deckenbau der Varisciden. *Mitt. Geol. Ges.*, 59: 219–229.
- Thiele, O., 1976a. Zur tektonik des Waldviertels in Nieder-Österreich (südliche Böhmisches Masse). *Symp. F. Kossmat, Karl-Marx-Stadt. Nova Acta Leopoldina*, 224(45): 67–82.
- Thiele, O., 1976b. Ein westvergenger kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? *Jahrb. Geol. Bundesanst. (Austria)*, 119: 75–81.
- Thompson, J.B., Jr., 1955. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Am. J. Sci.* 253: 65–103.
- Tilton, G.R., 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J. Geophys. Res.*, 65: 2933–2945.
- Touret, J., 1971. Le faciès granulite en Norvège méridionale. II. Les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 423–436.
- Van Calsteren, P.W.C., 1977. A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis on the Cabo Ortegal area (NW Spain). *Proc. K. Ned. Akad. Wetensch.*, B 80: 156–168.
- Van Calsteren, P.W.C., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Den Tex, E., Verdurmen, E.A.T. and Verschure, R.H., 1979. Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of N.W. Spain: manifestations of a presumed early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, 24: 35–56.
- Van der Meer Mohr, C.G., 1975. The palaeozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 487–497.
- Van der Wegen, G., 1978. Garnet-bearing metabasites from the blastomylonitic graben, western Galicia, Spain. *Scripta Geol.*, 45: 1–95.
- Van Overmeeren, R.G., 1975. A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo-Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, 26: 293–307.
- Velde, B., Hervé, F. and Kornprobst, J., 1970. The eclogite–amphibolite transition at 650°C and 6.5 kbar pressure, as exemplified by basic rocks of the Uzerche area, Central France. *Am. Mineral.*, 55: 953–974.
- Vesela, M., 1967. On the stratigraphical position of granulites in the moldanubicum. *Krystalinikum*, 5: 137–152.
- Vidal, Ph., 1976. L'Évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn: Apport de la Géochronologie et de la Géochimie isotopique du Strontium. *Thèse Sci. Nat., Univ. Rennes*, 142 pp.
- Vidal, P., 1977. Limitations isotopiques à l'âge et à l'évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. CNRS, La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Rennes, 1974, 243: 129–141.
- Vidal, Ph., Peucat, J.J. and Lasnier, B., 1980. Dating of granulites involved in the Hercynian fold-belt of Europe: an example taken from the granulite-facies orthogneisses at La Picherais, southern Armorican Massif, France. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 283–289.
- Vielzeuf, D., 1980a. Existence d'un fragment de "complexe stratifié" (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du port de Saleix (Pyrénées Ariégeoises). *Bull. Mineral.*, 103: 287–296.
- Vielzeuf, D., 1980b. Pétrologie des écaïlles granulitiques de la région de Lherz (Ariège-zone Nord-Pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr)-feldspath potassique. *Thèse, 3ème cycle, Clermont-Ferrand*, 219 pp.
- Vitrac, A. and Allègre, C.J., 1971. Datation ^{87}Rb – ^{87}Sr des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées-Orientales, France). *C.R. Acad. Sci.*, 273: 2411–2413.
- Vitrac, A. and Allègre, C.J., 1972. Datation U–Pb du granite charnockitique de l'Agly (Pyrénées orientales, France). *C.R. Acad. Sci.*, 275: 1843–1845.
- Vogel, D.E., 1967. Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 40: 121–213.

- Warnaars, F.W., 1967. Petrography of a Peridotite- Amphibolite- and Gabbro-Bearing Polyorogenic Terrain N.W. of Santiago de Compostela (Spain). Ph.D. Thesis, Leiden, 208 pp.
- Wasserburg, G.J., 1963. Diffusion Processes in lead-uranium systems. *J. Geophys. Res.*, 68: 4823-4846.
- Watznauer, A., 1969. The Granulitgebirge in Saxony-Locus typicus of granulitic rocks. *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.*, 5: 67-72.
- Wetherill, G.W., 1963. Discordant uranium-lead ages. 2. Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *J. Geophys. Res.*, 63: 2957-2965.
- Wieser, T., 1978. Glaucophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). *Mineral. Pol.*, 9: 17-40.
- Wyllie, P.J. and Huang, W.L., 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 79-108.
- Yoder, H.S., Jr., 1952. The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system and the related metamorphic facies. *Am. J. Sci., Bowen Vol.*, pp. 569-627.
- Zingg, A., 1980. Regional metamorphism in the Ivrea zone (southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60: 153-179.
- Zingg, A. and Schmid, R., 1979. Multidisciplinary research on the Ivrea zone. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59: 189-197.
- Zoubek, V., 1965. Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. *Freiberger Forschungsh.*, C 190: 129-146.
- Zoubek, V., 1969. Age relations in metamorphic terrains of the Bohemian massif: some methods and results. *Geol. Ass. Can., Spec. Pap.*, 5: 73-81.
- Zoubek, V., 1974. Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe centrale et occidentale. P.I.C.G. Précambrien des zones mobiles de l'Europe. *Conf. Liblice 1972*, pp. 33-62.
- Zwart, H.J., 1976. Regional metamorphism in the variscan orogeny of Europe. *Symp. F. Kossmat—Nova Acta Leopoldina*, 45(224): 361-367.
- Zwart, H.J. and Dornsiepen, U.F., 1980. The variscan and pre-variscan tectonic evolution of central and western Europe; a tentative model. 26ème Cong. Geol. Int., Coll. C6, Géologie de l'Europe, pp. 226-232.

Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain

par CHRISTIAN PIN * et JEAN-JACQUES PEUCAT **

Mots clés. — Géochronologie, Métamorphisme, Chaîne hercynienne, Massif central, Massif armoricain.

Résumé. — Une revue critique des données radiométriques disponibles sur le métamorphisme du Massif central et du Massif armoricain, montre que ces deux domaines ont partagé une évolution paléozoïque commune caractérisée par : a) un stade précoce Silurien (440-400 Ma) sous un fort gradient P/T (éclogites, granulites de HP, schistes bleus) ; b) des épisodes anatectiques intra- à fini-dévonien (380-350 Ma) ; c) un épisode majeur éo-carbonifère (350-340 Ma) dans la partie médiane et l'Est du Massif central ; d) des événements tardifs (320-280 Ma) à caractère surtout thermique, d'importance locale au niveau méso-crustal, mais probablement reliés à un métamorphisme granulitique ayant affecté l'ensemble de la base de la croûte.

Geochronology of Paleozoic metamorphic events in Massif central and Massif armoricain, France

Abstract. — A critical review of radiometric data relevant to the metamorphic history of Massif Armoricain and Massif Central is presented. These data show that both massifs shared a common evolution during most of the Paleozoic, mainly characterized by :

- a) an early HP stage (eclogites, HP-granulites, scarce blueschists) in Silurian times (440-400 Ma) ;
- b) widespread anatexis in the Devonian (380-350 Ma) ;
- c) an intermediate pressure phase, with major overthrusting, in the central and eastern parts of Massif Central during the early Carboniferous (350-340 Ma) ;
- d) late events (320-280 Ma), characterized by thermal domes in the middle and upper parts of the crust, probably linked to a widespread granulitization of the lower crust.

I. — INTRODUCTION.

La dernière décennie a vu la multiplication des études géochronologiques du socle du Massif armoricain et du Massif central. Les résultats de ces recherches ont précisé, ou parfois bouleversé les conceptions sur ces deux segments de la chaîne hercynienne, tant en ce qui concerne l'âge et la nature des matériaux impliqués que la chronologie des événements tectono-métamorphiques.

Nous présentons ici une revue des principales données concernant l'âge des épisodes de métamorphisme. Établir dans la « neutralité » un simple catalogue des données analytiques assorties de leur interprétation d'origine aboutirait inévitablement à un certain nombre d'incohérences géologiques ; réciproquement, examiner de façon critique l'ensemble des mesures publiées constituerait une entreprise longue et difficile qui sortirait du thème qui nous est proposé. Nous nous sommes donc efforcés d'adopter une position intermédiaire en nous attardant surtout sur les résultats dont l'interprétation géologique a des conséquences majeures sur le schéma d'évolution géodynamique. Cette démarche n'est pas exempte d'inconvénient, et portera fatalement l'empreinte d'une certaine subjectivité. Chemin faisant, l'accent sera mis sur quelques problèmes méthodologiques et sur les difficultés d'interprétation qui en découlent fréquemment dans les terrains métamorphiques complexes. Il est en effet essentiel de garder présentes à l'esprit les limites de l'approche isotopique, et de toujours confronter les résultats radiométriques aux observations géologiques et à la chronologie relative qu'elles permettent d'établir.

L'existence de cycles métamorphiques protérozoïques est très bien démontrée dans le Massif armoricain : cadomien, 600 Ma [Vidal, 1980, Auvray, 1979], icartien, 2 000 Ma, [Calvez et Vidal, 1978 ; Auvray *et al.*, 1980, Vidal *et al.*, 1981] ; ces événements n'entrent cependant pas dans le thème de cette réunion spécialisée et il n'en sera plus fait mention par la suite. Notre revue se limitera donc aux métamorphismes paléozoïques qui se développent principalement dans le Sud du Massif armoricain, les zones septentrionales se comportant alors comme des blocs stables à l'exception de la région nord-ouest, le Léon, qui subit une évolution comparable au sud de la Bretagne [Balé et Brun, en prép.]

Les principaux caractères du métamorphisme au Paléozoïque ont fait l'objet de revues récentes [Kornprobst *et al.*, 1980, Santallier *et al.*, 1983] auxquelles nous renvoyons le lecteur. Le cadre régional et l'évolution orogénique du Massif central et du Massif armoricain ont été exposés par Autran et Peterlongo [1979] et Autran et Cogné [1980], respectivement, et nous ne nous attacherons ici qu'aux aspects spécifiquement chronologiques.

* Dép. Géologie et L.A. 10 (CNRS), 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand.

** Lab. Géochimie-Géochronologie du Centre Armoricaire d'Étude Structurale des Socles (CNRS), avenue du général Leclerc, 35042 Rennes.

Note présentée à la séance des 10-12 décembre 1984, déposée le 31 janvier 1985 ; manuscrit définitif reçu le 30 septembre 1985.

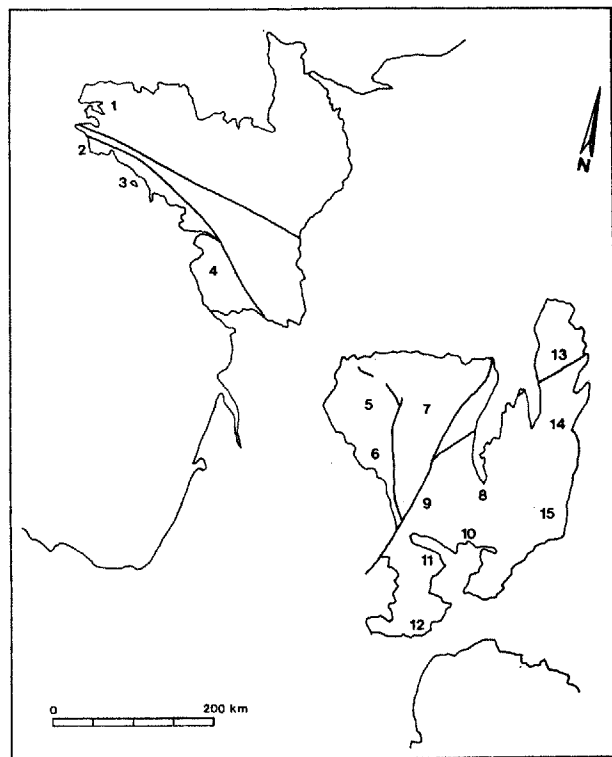


FIG. 1. — Situation géographique des principaux domaines évoqués dans le texte

1 : Bretagne septentrionale ; 2, 3 : Bretagne méridionale (Baie d'Audierne, Ile de Groix) ; 4 : Vendée ; 5 : Haut-Limousin ; 6 : Bas-Limousin ; 7 : Région d'Aubusson ; 8 : Haut-Allier ; 9 : Artense ; 10 : Région de Marvejols ; 11 : Rouergue ; 12 : Montagne Noire ; 13 : Morvan ; 14 : Monts du Lyonnais, Brévenne ; 15 : Velay.

FIG. 1. — Location of main areas referred to in the text.

II. — LES ÉVÉNEMENTS PRÉCOCES. LE PROBLÈME DE LA DATATION DES ÉCLOGITES.

Les études isotopiques des matériaux orthodérivés réalisées jusqu'à présent en divers secteurs du Massif central et du Sud du Massif armoricain ont en général fourni des âges protérozoïque terminal à cambro-ordovicien qui démontrent que l'essentiel du métamorphisme, notamment catazonal, est nécessairement postérieur au Paléozoïque inférieur. On ne peut toutefois pas exclure, dans le cas des protolithes plutoniques, l'hypothèse d'une mise en place dans un encaissant déjà métamorphique, comparable par exemple aux formations épizonales recouvertes en discordance par le Cambrien moyen dans la région de Cholet [Blaise *et al.*, 1970], mais la surimposition d'événements plus intenses a vraisemblablement détruit toute possibilité de mise en évidence d'un tel dispositif. En tout cas, une part importante des roches orthodérivées cambro-ordoviciennes provient de matériaux volcaniques et/ou hypovolcaniques qui montrent le caractère supracrustal de leur environnement à l'époque considérée (550-480 Ma).

L'existence d'un événement anatectique ancien n'est peut-être pas à exclure si l'isochrone Rb-Sr (RT) à 503 \pm 11 Ma, obtenue dans le groupe leptyno-amphibolique (g.l.a.) de l'Artense sur des échantillons de gneiss leptyniques

orthodérivés provenant de zones mobilisées [Suire et Duthou, 1982], se réfère à une homogénéisation isotopique lors d'un événement anatectique. En fait, les échantillons ayant été prélevés sur quelques kilomètres, il est aussi possible que la mobilisation ne se soit pas accompagnée d'une remise à zéro du système Rb-Sr à cette échelle, et que l'âge obtenu soit celui de la mise en place magmatique, hypothèse que ne rejettent d'ailleurs pas les auteurs. Dans ce cas, le g.l.a. de l'Artense pourrait s'inscrire dans le même cadre que ses homologues ayant fait l'objet d'études radiométriques. En l'état actuel, il est difficile de choisir l'un ou l'autre terme de cette alternative qui illustre les problèmes d'interprétation des données Rb-Sr sur roches totales en contexte métamorphique, l'efficacité des phénomènes d'homogénéisation isotopique ne dépendant pas seulement de l'intensité des phénomènes thermodynamiques (P, T, P H₂O) perturbateurs des systèmes radiométriques, mais aussi d'une interaction complexe entre l'échelle d'échantillonnage et la répartition initiale des rapports Rb/Sr dans la formation étudiée [Roddick et Compston, 1977 ; Field et Râheim, 1979, etc].

Des mesures Rb-Sr sur roches totales effectuées sur les migmatites de la zone axiale de la Montagne Noire ont livré des alignements de qualité médiocre correspondant à des âges compris entre 420 et 460 Ma [Roques et Vachette, 1970], les échantillons de micaschistes donnant une « erreur-chrone » à 428 \pm 43 Ma [Vachette, 1967]. De même, Gebauer et Grünenfelder [1976] ont obtenu une « erreur-chrone » à 430 Ma sur des schistes épi- à mésozonaux. Les zircons détritiques de ces métasédiments donnant des intercepts inférieurs dans la même gamme d'âge, ces auteurs ont conclu à l'existence d'un fort métamorphisme « calédonien ». Cette interprétation a été contestée par Hamet [1975] qui note que, d'une part aucune isochrone statistiquement vraie n'a été obtenue et que, d'autre part, les intercepts inférieurs peuvent ne pas avoir de signification géologique précise en contexte polymétamorphique [Albarède, 1971 ; Allègre *et al.*, 1974], ce qui est probablement le cas en l'occurrence, puisque :

- on a affaire à des zircons anciens (\geq 2 000 Ma) ;
- des événements d'âge Protérozoïque terminal sont suggérés par la présence de muscovites détritiques à 650-750 Ma [Gebauer et Grünenfelder, 1977] ;
- l'importance de l'évolution hercynienne *s.s.* est évidente (*cf. infra*).

En résumé, la coïncidence des âges Rb-Sr et U-Pb est troublante et peut traduire des phénomènes d'homogénéisation et/ou d'ouverture des systèmes radiométriques au Paléozoïque moyen dans les domaines correspondant à l'actuelle zone axiale. Toutefois, aucun des arguments isotopiques actuellement disponibles ne permet de démontrer de façon irréfutable l'existence d'événements métamorphiques à cette époque.

Les premiers événements métamorphiques clairement identifiés dans le Massif armoricain et le Massif central peuvent être rapportés au Silurien.

Tout d'abord encadrés entre environ 534 et 360 Ma en Limousin [Bernard-Griffiths, 1975 ; Bernard-Griffiths *et al.*,

1977], ces épisodes ont été datés de façon plus directe grâce à l'analyse de témoins de HP-HT qui étaient généralement considérés par le passé comme des reliques de cycles métamorphiques précambriens [par ex. Forestier *et al.*, 1973 ; Velde, 1970]. La première étude a concerné des « niveaux » acides de composition chimique trondhjémitique étroitement associés à des éclogites et amphibolites à grenat dans le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols. Quoique volumétriquement très subordonnées, ces roches présentent un intérêt tout particulier car elles sont considérées comme produites par fusion partielle des amphibolites encaissantes et recristallisation *in situ* dans des conditions de HP-HT [Nicollet et Leyreloup, 1978]. On dispose donc avec elles d'un marqueur apparu lors du métamorphisme de HP précoce. De fait, les zircons extraits d'une de ces roches présentaient des caractères morphologiques symptomatiques d'une cristallisation à partir d'un liquide, et ils ont fourni un âge à 415 \pm 6 Ma [Pin, 1979, Pin et Lancelot, 1982]. Cet âge, obtenu par intercept supérieur, se rapporte donc très probablement à la cristallisation des zircons dans le métatectite de HP-HT à l'origine de ces niveaux trondhjémiques. Il montre que, dans le cas du g.l.a. de Marvejols tout au moins, le premier épisode métamorphique reconnu s'est produit plus de 60 Ma après la mise en place des protolithes dans des conditions supracrustales et un contexte tectonique distensif [Briand et Piboule, 1979] à 480 \pm 10 Ma. Il va de soi que ce scénario repose très largement sur l'interprétation pétrogénétique de ces trondhjémites de haute pression.

Une confirmation de l'âge silurien de la phase HP-HT dans le Massif central est apportée par la datation à 432 \pm 20 — 10 Ma des zircons extraits d'une éclogite du g.l.a. du Haut-Allier [Ducrot *et al.*, 1983]. Dans ce cas aussi, l'âge est obtenu par intercept supérieur, et la disposition des points expérimentaux, peu discordants, indique bien que c'est le premier événement enregistré par le système U-Pb qui est daté. En l'absence d'information chronologique sur l'histoire anté-éclogitique des roches basiques du Haut-Allier, il n'est pas facile d'assigner une signification géologique tout à fait univoque à cet événement isotopique initial qui pourrait *a priori* correspondre à :

1) la remise à zéro totale du chronomètre U-Pb de zircons pré-existants dans un protolithe gabbroïque plus ancien. Les exemples bien documentés de remise à zéro totale du système U-Pb, en particulier dans les zircons pauvres en U, étant quasi-inexistants, cette hypothèse nous paraît très peu probable ;

2) la formation des zircons par cristallisation directe sous HP d'un magma basique, origine envisagée pour certaines éclogites ;

3) la cristallisation des zircons à partir d'un magma basique, antérieurement à l'épisode de HP-HT. Leur re-cristallisation à l'état solide lors de cet événement [indiquée par leur habitus, Ducrot *et al.*, 1983] pourrait en effet n'avoir eu que fort peu d'effet sur le système U-Pb, compte tenu des faibles teneurs en U, surtout si ce métamorphisme s'est produit relativement peu de temps après la formation initiale des zircons.

4) la néo-formation des zircons à partir d'un protolithe

basaltique (à l'origine dépourvu de zircon exprimé, mais contenant du zirconium en solution solide dans ses pyroxènes ou ses parties vitreuses) lors de la redistribution chimique totale qui accompagne l'éclogitisation. (Il va de soi que les hypothèses (3) et (4) ne sont pas mutuellement exclusives et que des surcroissances métamorphiques ont pu entourer des cœurs d'origine magmatique).

Cette dernière explication (4) est tout à fait compatible avec les données actuellement disponibles : origine des roches basiques dans un environnement en distension [Giraud *et al.*, 1984], âge à 487 Ma des orthoptynites associées [Roques *et al.*, 1971], et elle favorise la comparaison du g.l.a. du Haut-Allier avec ceux des régions voisines (Lyonnais, Marvejols). Il est clair cependant qu'on ne peut pas totalement rejeter l'hypothèse (3) (ou 3 + 4) dans laquelle l'âge à 430 Ma ne fournirait pas une datation directe du métamorphisme de HP, mais seulement une limite à l'âge maximum envisageable pour cet événement.

Cette discussion montre que, dans le détail, l'interprétation géologique des données radiométriques U-Pb n'est pas toujours évidente et qu'une connaissance très fine de la chronologie relative et du contexte des échantillons analysés est souvent nécessaire. Dans le cas présent, on se heurte à un problème général de la datation des éclogites par la méthode U-Pb sur zircons, les âges obtenus par intercept supérieur pouvant correspondre à l'éclogitisation ou bien à l'individualisation du protolithe igné selon que les zircons ont été néoformés pendant le métamorphisme éclogitique ou lui sont antérieurs.

L'observation dans les zircons d'inclusions de minéraux appartenant à la paragenèse éclogitique [cf. Krogh *et al.*, 1974] peut prouver qu'une partie au moins des zircons a bien été formée à un stade avancé du métamorphisme, et lever l'ambiguïté si la population de zircons paraît homogène. D'autre part, on peut suggérer que les éclogites dérivant de roches gabbroïques (parfois reconnaissables par leur structure [cf. Lasnier, 1970, 1977]) ont une forte probabilité de contenir des zircons anté-métamorphes, car ce minéral est bien connu dans les gabbros non métamorphisés. A l'inverse, les zircons extraits d'éclogites d'origine basaltique sont très vraisemblablement des cristaux néoformés lors du métamorphisme car les basaltes sont — sauf exception rarissime de certains basaltes alcalins — dépourvus de zircons. Une connaissance préalable de l'origine, pétrographique et géochimique, de chaque roche analysée pourrait donc aider considérablement l'interprétation des résultats analytiques.

Faute de tels renseignements, il est néanmoins très raisonnable de rapporter l'âge à 430 Ma de l'éclogite étudiée en Haut-Allier à l'événement de HP-HT.

On dispose donc dans la partie médiane du Massif central de deux datations en bon accord pour situer le premier événement de HP-HT au Silurien, et un âge similaire peut être envisagé pour le métamorphisme de HP-HT des monts du Lyonnais, qui est postérieur à 500 Ma [Duthou *et al.*, 1981] et antérieur au dépôt des terrains dévono-dinantiens discordants.

Des metabasites *a priori* comparables existent en Limousin, où une chronologie relative en tous points identiques a été établie [Autran et Guillot, 1977 ; Santallier *et al.*,

1978], caractérisée par une phase précoce de HP-HT, suivie par une évolution rétro-morphique dans des conditions barroviennes puis sous un gradient P/T de plus en plus faible. Or, la seule étude isotopique publiée sur ces roches basiques aboutit à la conclusion que les transformations dans les conditions du faciès éclogite ont eu lieu à $320 \pm 29 - 36$ Ma [Gebauer *et al.*, 1981]. Ce résultat surprenant conduit les auteurs à interpréter la mise en place des éclogites et de leur encaissant selon un modèle de « *not so much vertical, but rather subvertical to tangential tectonics* », immédiatement avant l'intrusion du granite d'Auriat, lui-même à 325-320 Ma. Une conclusion identique est tirée de l'analyse d'un seul point discordant d'une éclogite du Bas-Limousin.

En fait, la mise en évidence de ces éclogites carbonifères peut être le résultat d'une utilisation illégitime du chronomètre U-Pb, l'alignement expérimental étant construit à partir de six échantillons différents, ce qui transgresse le principe d'utilisation des suites cogénétiques extraites d'un même échantillon [Silver, 1963, Silver et Deutsch, 1963]. Or, le fait que les divers types de roches utilisées puissent être reliés par un mécanisme de cristallisation fractionnée à partir d'un magma commun [Bernard-Griffiths et Jahn, 1981] ne signifie pas nécessairement que les zircons qu'elles contiennent ont tous eu la même histoire (ce qui est une condition nécessaire pour l'obtention d'intercepts avec la courbe Concordia géologiquement significatifs, en dehors du cas idéal d'un mélange entre deux composantes chacune concordante). D'une part, ces zircons ont pu cristalliser à des époques variables, allant de la mise en place des protolithes ignés à leur métamorphisme ; d'autre part, la réponse du système U-Pb vis-à-vis de sollicitations extérieures même identiques a pu varier de façon sensible d'un échantillon à l'autre, selon les propriétés intrinsèques de chaque population et de leur environnement immédiat.

Par conséquent, il paraît hasardeux de conclure contre toute évidence géologique à l'existence d'éclogites à 320 Ma sur la base de ces données. On notera d'ailleurs que les deux points représentatifs d'une éclogite *s.s.* (à grain fin) donnent des âges subconcordants dans la marge d'erreur à environ 440 Ma, et que les deux points d'une des périodites à grenat étudiées ont des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 430 Ma.

En définitive, la confrontation des arguments géologiques d'une part, et les résultats analytiques considérés individuellement d'autre part, indiquent en l'état actuel qu'ici aussi, un âge silurien pour la phase HP-HT est tout à fait possible, sinon probable.

Dans le sud du Massif armoricain, les études U-Pb sur zircons des témoins basiques et ultra-basiques de HP-HT ont fourni des âges de $436 \pm 15 - 12$, 413 ± 16 et 384 ± 6 Ma [Peucat *et al.*, 1982 ; Paquette *et al.*, 1985]. En l'occurrence, ce sont des intercepts inférieurs qui sont utilisés car les populations analysées montrent toutes la présence, quoiqu'en proportions variables selon les échantillons d'un même affleurement, d'une composante de plomb radiogénique ancien. L'interprétation géologique des intercepts supérieurs à 1 200-1 300 Ma dépend de l'origine de cette composante ancienne [Peucat *et al.*, 1982]. Par contre, quelle que soit la nature réelle des alignements

expérimentaux (trajectoires de perte, droites de mélange), on peut considérer que des intercepts inférieurs se réfèrent au métamorphisme majeur de HP-HT. Il faut noter cependant que les intercepts inférieurs peuvent être le résultat cumulatif de pertes successives, et que certains âges ont donc pu être quelque peu « rajeunis » par des pertes en plomb radiogénique supplémentaires lors de l'évolution rétro-morphique subie par les témoins de HP-HT.

Cependant, celles-ci sont probablement très faibles, car les zircons analysés sont souvent très pauvres en U. En conséquence, l'étalement des âges sur près de 50 Ma est considéré comme significatif [Peucat, 1983 ; Paquette *et al.*, 1985].

Un autre argument en faveur de l'âge silurien du métamorphisme HP-HT est la datation entre 420 et 400 Ma [Peucat et Cogné, 1977] du métamorphisme (HP-BT) de l'île de Groix. Ces âges ont été obtenus par la méthode Rb-Sr isochrone roches totales sur micaschistes (421 ± 19 Ma), couple phengite-roche totale (396 ± 18 Ma) ou la méthode U-Pb sur zircons (intercept inférieur à 399 ± 12 Ma) [Peucat, 1982] et semblent plus représentatifs de l'événement majeur que ceux, plus susceptibles d'avoir été rajeunis, fournis par la méthode K-Ar [Carpenter et Civetta, 1976] ou sa variante $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ [Maluski, 1977] sur glaucophane (320 Ma). Ainsi, les témoins basiques de HP de Bretagne méridionale et du Massif central médian ont vraisemblablement enregistré les traces d'un même événement, à 420 ± 20 Ma qui semble s'être poursuivi dans le Massif armoricain jusqu'à 385 Ma.

En résumé, bien que les données radiométriques soient encore fragmentaires, et d'interprétations souvent sujettes à quelque équivoque, on peut raisonnablement attribuer un âge silurien (440-400 Ma) au(x) métamorphisme(s) de HP qui caractérise(nt) l'évolution précoce des Massifs central et armoricain, et qui semblent se poursuivre au Dévonien dans le cas de la Bretagne. L'interprétation géodynamique de cet événement déborde le cadre de cette revue. En bref, les terrains métamorphisés dans les faciès schistes bleus d'une part, granulite de HP-éclogite d'autre part, pourraient être des témoins de différents niveaux structuraux et/ou stades d'évolution d'un (ou de) dispositif(s) en subduction *s.l.* [Bard *et al.*, 1980 ; Körnprobst *et al.*, 1980 ; Pin et Vielzeuf, 1982 ; Pin *et al.*, 1983]. Dans un autre schéma, les éclogites bretonnes peuvent témoigner d'un phénomène de collision continentale dès 435 Ma si leurs protolithes correspondent à de la croûte océanique ancienne (...1 300 Ma) « fossilisée » dans un vieux socle [Peucat *et al.*, 1982, Paquette *et al.*, 1985]. Les schistes bleus de Groix correspondraient quant à eux, à de la croûte océanique « juvénile » [Peucat, 1982] obductée lors de cette convergence [Quinquis et Choukroune, 1981]. Ces événements seraient alors, pour les plus jeunes, contemporains de l'évolution anatectique intra-dévonienne.

III. — L'ÉVOLUTION ANATECTIQUE INTRADÉVONIENNE.

Dans l'ensemble des régions considérées précédemment, la phase précoce de HP est suivie, ou accompagnée (Bretagne) par une évolution sous un gradient P/T de plus en

plus faible, culminant dans des phénomènes de migmatiation plus ou moins généralisée. En Bretagne, les datations radiométriques des granites d'anatexie liés à cette phase ont donné des âges Rb-Sr (RT) de 376 ± 19 Ma [Vidal, 1973] confirmés par intercept supérieur sur zircons à 372 ± 24 Ma [Peucat, 1983]. Une homogénéisation des isotopes du Sr à 370 ± 22 Ma est aussi mise en évidence dans les micaschistes de la baie d'Audierne [Peucat, 1983].

En Bas-Limousin, des échantillons du granite de Saut du Saumon mylonitisés vers la fin de l'épisode métamorphique donnent un âge à 368 ± 10 Ma (Rb-Sr, RT) [Bernard-Griffiths, 1975 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977]. D'autres arguments isotopiques fixent d'ailleurs ici une limite à l'âge minimum de cette évolution mésozonale :

— groupement d'âges K-Ar sur amphiboles à 350 Ma [Cantagrel, 1973 ; Bernard-Griffiths et Cantagrel, 1972] ;

— âges Rb-Sr sur micas vers 350 Ma, datant le refroidissement du bâti [Bernard-Griffiths, 1975] ;

— âge probable à environ 360 Ma [U-Pb sur zircons, Cantagrel *et al.*, 1976 ; Gebauer *et al.* (1981) indiquent 380 Ma ; et sphène, Pin et Mailhé, non publié] de certains massifs de tonalites [Didier et Lameyre, 1971] dont l'intrusion cache l'évolution métamorphique majeure.

En Haut-Limousin, une estimation directe de l'âge de la culmination de cet épisode est permise par l'isochrone (RT) obtenue par Duthou [1977] sur les faciès fortement remobilisés (diatexités) des gneiss du Thaurion : 375 ± 6 Ma.

L'évolution tectono-métamorphique majeure du Limousin était donc terminée à la fin du Dévonien. Des effets thermiques locaux non négligeables ont bien sûr accompagné plus tard la mise en place des nombreux granites circonscrits et le jeu de grandes dislocations. Toujours à l'Ouest du Sillon Houiller, mais à l'Est de la faille d'Argentat, une histoire quelque peu différente est suggérée par l'isochrone Rb-Sr à 356 ± 8 Ma récemment publiée par Duthou [1984] sur les anatexités paradérivées d'Aubusson. Cet âge ne préjuge en rien d'un âge plus ancien du pic du métamorphisme, mais il montre que le refroidissement a été ici moins rapide que dans les régions plus occidentales, ou qu'une réouverture du système Rb-Sr s'est produite vers 356 Ma [cf. âge identique du granite de Guéret, Berthier *et al.*, 1979]. La surrection du bâti est ici antérieure au Viséen moyen discordant [Mamet, 1970].

Dans le Nord-Est du Massif central (Morvan, monts du Lyonnais), l'évolution mésozonale profonde, souvent accompagnée d'anatexie, s'est très vraisemblablement produite, au moins en partie, avant le Dévonien supérieur dont on retrouve de nombreux témoins volcano-sédimentaires épimétamorphiques, bien que leurs relations précises avec le « socle » voisin ne soient pratiquement jamais observables. Les données radiométriques font ici défaut.

En résumé, l'âge intra-dévonien de la culmination du métamorphisme semble établi dans le Nord et l'Ouest du Massif central, et des événements similaires caractérisent bien le Sud du Massif armoricain. Dans les deux cas succède une période de « quiescence métamorphique » se traduisant, soit par l'absence d'événements enregistré pendant 30-40 Ma

(Massif armoricain), soit par l'intervention de phénomènes typiquement distensifs (NE du Massif central) [Peterlongo, 1960, Piboule *et al.*, 1982].

IV. — LES ÉVÉNEMENTS ÉO-CARBONIFÈRES.

A l'exception du Limousin, et probablement du Morvan, les événements dévoniens ne sont pas la dernière étape de l'évolution métamorphique.

En Bretagne méridionale, un métamorphisme de faciès amphibolite et une seconde phase d'anatexie crustale, associés à de grandes zones de cisaillement, se traduisent par des ré-homogénéisations isotopiques (Sr) avec mise en place de leucogranites entre 345 et 300 Ma [Peucat *et al.*, en prép]. Les âges sur monazites de métatexités indiquent un franchissement de l'isotherme 550°C vers 310 Ma seulement [Peucat, 1982], alors que les âges Rb-Sr sur muscovite et biotite coïncident vers 300 Ma [Vidal, 1980], de même que les âges obtenus en traces de fission sur apatite. Le refroidissement est donc ici particulièrement brutal puisqu'on considère généralement que les traces de fission sont effacées par recuit à des $T^\circ \geq 150^\circ\text{C}$ [Naeser, 1979, Carpena *et al.*, 1979]. La remise à zéro du chronomètre K-Ar des glaucophanes de l'Île de Groix vers 320 Ma est attribuée à un événement essentiellement tectonique [Peucat, 1982 et sous presse].

Dans la partie médiane du Massif central, aucune trace radiométrique d'événements compris entre 410 et 350 Ma n'a été décelée jusqu'à présent. Dans la région de Marvejols, les zircons d'un paragneiss à sillimanite ont fourni un intercept inférieur à 340 ± 5 Ma, corroboré par une monazite concordante au même âge [Pin, 1979]. Ceci peut traduire, soit le refroidissement à moins de 550°C , soit une reprise thermique à des températures égales ou supérieures. Dans la même région, les zircons d'un pegmatoïde contemporain de la deuxième phase tangentielle reconnue fournissent un intercept supérieur à $344 \pm 12 - 28$ Ma. Un âge identique est obtenu par intercept inférieur sur des orthogneiss stratoïdes interprétés comme des granites syn-cinématiques (346 ± 8 Ma) d'un charriage important [Pin, 1981].

En Haut-Allier, un âge à 346 ± 3 Ma [Pin, Lasnier et Marchand, non publié] est obtenu sur une monazite extraite des granulites acides.

Enfin, en Rouergue, un âge U-Pb mal défini vers 350 Ma est suggéré pour le granite du Pinet, mis en place après la phase majeure, mais avant ou pendant la phase 2 [Pin, 1981]. Un événement à 350 Ma ou plus ancien est aussi indiqué dans cette région par des âges conventionnels Rb-Sr sur muscovites [Delbos *et al.*, 1965] et par des mesures K-Ar sur amphiboles [Cantagrel et Piboule, 1971]. Insistons sur le fait qu'aucune de ces données ne contredit l'existence d'événements métamorphiques antérieurs qui combleraient le hiatus radiométrique observé entre 410 et 350 Ma. Elles témoignent seulement de l'importance des événements éo-carbonifères dans les régions en question. S'agit-il de la fin d'une évolution continue depuis le Silurien ou de la reprise dans des conditions mésozonales profondes ($T \geq 600^\circ\text{C}$) d'un bâti métamorphisé indépendamment 30 ou 50 Ma plus tôt ? Il est actuellement difficile de résoudre

ce problème dans les régions citées ci-dessus, encore que des observations structurales [Carme, 1974 et com. pers.] en Haut-Allier tendent à favoriser la seconde hypothèse. Dans ce cas, une variante moins intense de ce métamorphisme pourrait être trouvée dans la série de la Brève ou des recrystallisations épizonales — voire frôlant la mésozone — [Peterlongo, 1960, Fontailles, 1968 ; Carme, 1975] affectent des roches postérieures au développement de la série catazonale (éclogites, granulites, migmatites) des monts du Lyonnais [Autran et Peterlongo, 1979], mais antérieures au dépôt du Viséen moyen discordant. Les âges K-Ar sur amphiboles systématiquement très jeunes (env. 270-310 Ma) [Cantagrel, 1973] dans la série de la Brève suggèrent cependant des influences plus récentes, peut-être liées au jeu des décrochements NE-SW qui caractérisent cette région. Dans tout le Nord du Massif central, ces événements métamorphiques sont les derniers argumentés au niveau actuel d'érosion, mais l'existence d'un très important volcanisme rhyo-dacitique viséen supérieur (« tufs anthracifères ») d'origine principalement crustale [Bertaux, 1982] montre que des phénomènes d'anatexie ont persisté en profondeur. La même remarque s'applique à ceux des granitoïdes pour lesquels une participation crustale importante est envisagée [Duthou *et al.*, 1984].

V. — LES DERNIÈRES MANIFESTATIONS DU MÉTAMORPHISME.

Dans la région médiane et le Sud du Massif central, les premiers terrains discordants sont généralement d'âge stéphanien, et on dispose de peu de données radiométriques permettant de préciser les modalités du refroidissement et de la surrection du bâti. Au demeurant, une telle entreprise serait rendue difficile par l'existence de pulsions thermiques ou de mouvements verticaux bien postérieurs (mésozoïques ou plus récents) qui ont probablement perturbé certains chronomètres sensibles.

Nous nous bornerons à rappeler l'existence de nombreux âges sur micas (Rb-Sr) ou sur amphiboles (K-Ar) entre 330 et 280 Ma qui peuvent traduire selon les cas un refroidissement lent après l'événement éo-carbonifère, un réchauffement régional plus ou moins associé à la tectonique de serrage tardive, ou simplement l'influence de la mise en place des nombreux granites de cet âge, qui s'est certainement soldée par un transfert important de chaleur par convection.

Toutefois, deux domaines sont manifestement le siège d'une activité métamorphique tardive importante : la Montagne Noire et le Velay.

La zone axiale de la montagne Noire a fait l'objet de nombreuses mesures Rb-Sr et U-Pb [Vachette, 1967 ; Gebauer et Grünenfelder, 1974, 1976, 1977 ; Hamet, 1975] d'interprétation généralement ambiguë en ce qui concerne l'évolution précoce. En particulier, l'existence d'événements métamorphiques « calédoniens » est, on l'a vu, un sujet de controverses. Nous nous limiterons donc à souligner l'existence bien réelle d'événements tardifs attestés par le fait que l'influence thermique du dôme gneissique déborde sur les formations d'âge viséen supérieur du versant Sud [Arthaud, 1970] et par une série d'âge Rb-Sr (RT) sur

anatexites voisins de 320 Ma [Vachette, 1967 ; Hamet, 1975]. La persistance dans cette zone d'un flux thermique élevé jusqu'à la fin du Carbonifère est indiquée par un âge U-Pb sur monazite à 308 Ma [Gebauer et Grünenfelder, 1977], des isochrones internes Rb-Sr entre 300 et 280 Ma [Vachette, 1967], et l'anthracitisation observée en bordure du bassin stéphanien de Graissessac [Latouche, 1969]. On sait d'ailleurs que les gneiss de la zone axiale n'étaient pas encore soumis à l'érosion à cette époque [Reille, 1979].

L'existence d'une évolution tardive particulièrement importante dans le complexe granito-migmatique du Velay est démontrée par des âges K-Ar sur amphiboles, tous compris entre 280 et 300 Ma [Cantagrel, 1973]. Postérieurement à la mise en place de granites porphyroïdes « banaux », probablement entre 330 et 300 Ma par analogie avec les régions périphériques (Margeride, Tournon,...), le domaine vellave a été le siège de la montée diapirique d'un vaste ensemble anatectique entraînant et reprenant dans des faciès de BP son encaissant déjà métamorphique [Dupraz, 1983]. Une isochrone Rb-Sr construite à partir d'échantillons de granites anatectiques leucocrates les plus franchement mobilisés, donne un âge à 298 ± 8 Ma [Caen-Vachette *et al.*, 1982], alors qu'un massif représentatif des granites « tardi-migmatiques », mis en place après la surrection dans un environnement plus superficiel, refroidi et rigide, donne une isochrone à 274 ± 7 Ma [Caen-Vachette *et al.*, 1982]. L'anatexie vellave est donc bien calée à 290 ± 10 Ma. Son influence lointaine, ou des phénomènes analogues non portés au niveau d'érosion actuel, sont probablement à l'origine des âges K-Ar sur amphiboles souvent « rajeunis » (290-310 Ma) en Haut-Allier [Cantagrel, 1973]. Les causes de ces intumescences thermiques remarquables sont mal connues. Dans le cas de la zone axiale, la liaison avec une zone de cisaillement profonde a été proposée [Nicolas *et al.*, 1977]. Ne serait-ce que par ses dimensions, le dôme du Velay a probablement un enracinement infra-crustal, et on peut supposer qu'il représente une manifestation méso-crustale de l'anomalie thermique à l'origine de l'événement granulitique de relativement basse pression qui semble clore l'édification de la chaîne hercynienne vers 300-280 Ma [Pin et Vielzeuf, 1982]. Ces granulites que des processus tectoniques ont amenées à l'affleurement dans les Pyrénées par exemple [Azambre et Ravier, 1978 ; Vielzeuf, 1984], ne sont connues ici que sous forme de xénolithes ramonés par les volcans néogènes [Leyreloup, 1973]. Tout d'abord rapportées à un hypothétique socle anté-cadomien sur la base d'une étude Rb-Sr [Allègre *et al.*, 1975], ces roches ont fait l'objet d'études par la méthode U-Pb sur zircons et monazites [Vitrac-Michard *in* Forestier et Touret, 1979 ; Supply, 1981], dont les résultats indiquent un âge d'environ 300 Ma pour cet épisode granulitique, bien qu'un âge sensiblement plus ancien (380 Ma, paire grenat-roche totale, méthode Sm-Nd), ait été récemment rapporté [Ben Othman *et al.*, 1984].

VI. — CONCLUSIONS.

Au terme de cette revue, il apparaît clairement que, dans l'ensemble, le Massif armoricain et le Massif central

partagent une histoire métamorphique commune depuis le Paléozoïque moyen. Ceci est plus particulièrement vrai de la phase de HP qui caractérise le développement de chacun des deux segments au Silurien (420 \pm 20 Ma), bien que les faciès de HP-BT n'aient pas d'équivalent préservé dans le Massif central. La signification géodynamique de cet épisode précoce n'est pas encore connue avec certitude, mais des phénomènes de subduction *s.l.* et de collision peuvent être évoqués.

Une période de métamorphisme caractérisée par un plus fort gradient T/P, avec généralisation de l'anatexie, fait logiquement suite au Dévonien (380 \pm 20 Ma) à la phase de HP, dans les zones internes. Ses manifestations radiométriques sont bien démontrées en Bretagne méridionale et en Limousin, tandis que des arguments géologiques indiquent son existence dans l'Est et le Nord du Massif central. Sa présence est également probable dans la partie médiane du Massif central, mais il n'y en a actuellement pas de preuve car les témoins radiométriques disponibles montrent un hiatus entre 420 et 350 Ma. L'évolution ultérieure

est davantage diversifiée géographiquement. En Bretagne, aucun événement n'est enregistré entre 380 et 340 Ma, puis le métamorphisme hercynien *s.s.* aboutit à une seconde anatexie crustale, en partie associée à de grandes zones de cisaillement. Le domaine limousin ne subit plus d'événement très important, alors que le reste du Massif central est affecté par un épisode majeur éo-carbonifère (350-340 Ma) surtout marqué dans les régions médianes, et lié à de grands charriages.

Par la suite, seuls la Montagne Noire et le Velay sont le siège d'un métamorphisme intense au niveau mésocrustal, mais un épisode granulitique à dominante thermique a vraisemblablement affecté la base de la croûte tardi-hercynienne (300-280 Ma).

De nombreuses études radiométriques détaillées, effectuées dans un contexte géologique favorable (en particulier sur des marqueurs symmétamorphes analysables par une méthode peu sensible aux influences ultérieures) sont encore nécessaires pour vérifier et préciser ce schéma.

Références

- ALBARÈDE F. (1971). — Étude quantitative de l'histoire géologique d'une région polytectonique à l'aide des modèles complexes de comportement géochimique des systèmes radiométriques U-Pb. Exemple d'application : cas des Alpes Suisses. Thèse de 3^e cycle, Paris, 58 p.
- ALLÈGRE C. J., ALBARÈDE F., GRÜNENFELDER M. et KÖPPEL V. (1974). — 238U/206Pb-235U/207Pb-232Th/208Pb. Zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 43, p. 163-194.
- ALLÈGRE C. J., HAMET J. et LEYRELOUP A. (1975). — Études 87-Rb/87Sr des enclaves catazonales remontées par les volcans néogènes du Velay : présence d'un socle antécadomien sous le Massif Central. 3^e Réunion. ann. Sci. Terre., Montpellier. Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- ARTHAUD F. (1970). — Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Fac. Montpellier, 175 p.
- AUTRAN A. et COGNÉ J. (1980). — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In : Colloque C 6, Géologie de l'Europe, 26^e C.G.I. Paris, p. 90-111.
- AUTRAN A. et GUILLOT P. L. (1977). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif central français) au Paléozoïque. Relations entre les cycles calédoniens et varisques. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Int. C.N.R.S., Rennes, 243, p. 211-222.
- AUTRAN A. et PETERLONGO J.-M. (1979). — Massif central. Livret Guide des excursions régionales en France du 26^e Congr. Géol. International. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, n^o sér., 45, f. 1-4.
- AUVRAY B. (1979). — Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse d'État, Rennes, non publié, 670 p.
- AUVRAY B., CHARLOT R. et VIDAL P. (1980). — Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Canadian J. Earth Sc.*, 13, p. 532-538.
- BARD J.-P., BURG J.-P., MATTE P. et RIBEIRO A. (1980). — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^e C.G.I. Paris, 6, p. 233-246.
- BEN-OTHMAN D., POLVÉ M. et ALLÈGRE C. J. (1984). — Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, 307, p. 510-515.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975). — Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin (Massif central français). *Ann. Sci. Univ. Clermont*, 55, 243 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J. et CANTAGREL J.-M. (1972). — Nouvelles données géochronologiques sur les formations épizonales du Bas-Limousin (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 274, p. 647-649.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J. M. et DUTHOU J. L. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif central français. *Contrib. Minéral. Pétrol.*, 61, p. 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J. et JAHN B. M. (1981). — REE geochemistry of eclogites and associated rocks from Sauviat-sur-Vige, Massif central, France. *Lithos*, 14, p. 263-274.
- BERTAUX J. (1982). — Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif central français. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 105, p. 212-222.
- BERTHIER F., DUTHOU J.-L. et ROQUES M. (1979). — Datation géochronologique Rb-Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, (2), I, 2.
- BLAISE J., CAVET P. et LARDEUX H. (1970). — Les relations entre briovérien et paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-Le-Vieil et Chalonnes (Maine et Loire, Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, p. 5-14.
- BRIAND B. et PIBOULE M. (1979). — Les metabasites de la série de Marvejols (Massif central) : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière-arc cambro-ordovicien ? *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, I, 2, p. 131-171.

- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P. et DIDIER J. (1982). — Ages radiométriques des granites anatectique et tardi-migmatique du Velay (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 294, p. 135-138.
- CALVEZ Y. et VIDAL P. (1978). — Two billion years old relicts in the Hercynian belt of western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 395-399.
- CANTAGREL J.-M. (1973). — Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens : application au Massif central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 50.
- CANTAGREL J. M., DUTHOU J. L. et BERNARD-GRIFFITHS J. (1978). — Geochronology of Paleozoic magmatism in the Massif central (France) ; its connections with tectonism and metamorphism. Fourth Int. Conf. Geochron. Cosmochr. Isot. Geology, *U.S. Geol. Surv. open file report*, 78-701, p. 55-58.
- CANTAGREL J.-M. et PIBOULE M. (1971). — Mesure, par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques metabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, 272, p. 1731-1734.
- CARME F. (1974). — Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, 278, p. 2501-2504.
- CARME F. (1975). — Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes alpins et des monts du Lyonnais. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 281, p. 89-92.
- CARPENA J., MAILHÉ D., NAESER C.-W. et POUPEAU G. (1979). — Sur la datation par trace de fission d'une phase tectonique d'âge éocène supérieur en Corse. *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, 289, p. 829-832.
- CARPENTER M. S. N. et CIVETTA K. (1976). — Hercynian high pressure/low temperature metamorphism in the Ile de Groix blueschists. *Nature*, 262, p. 276-277.
- DELBOS L., LASSERE M. et ROQUES M. (1965). — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sciences de la Terre*, X, 3-4, p. 329-342.
- DIDIER J. et LAMEYRE J. (1971). — Les roches granitiques du Massif central. Symp. J. Jung. « Géologie, géochronologie et structure profonde du Massif central français ». Clermont-Ferrand, Plein-Air Service, p. 133-135.
- DUCROT J., LANCELOT J. R. et MARCHAND J. (1983). — Datation U-Pb sur zircons de l'écolite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe Occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 385-394.
- DUPRAZ J. (1983). — Evolution du complexe anatectique du Velay et genèse de la cordiérite (Massif central français). Thèse 3^e cycle. Clermont-Ferrand, 176 p.
- DUTHOU J.-L. (1977). — Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 63.
- DUTHOU J.-L. (1984). — Age dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy du Roi à Aubusson (Creuse). Conséquences. 10^e R.A.S.T. Bordeaux, p. 204, Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- DUTHOU J. L., CANTAGREL J. M., DIDIER J. et VIALETTE Y. (1984). — Paleozoic granitoids from the french Massif central : age and origin studied by 87Rb/87Sr system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L., PIBOULE M., GAY M. et DUFOR E. (1981). — Datations radiométriques Rb-Sr sur les orthogranulites des monts du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Paris*, II, 292, p. 749-752.
- FIELD D. et RAHEIM A. (1979). — A geologically meaningless Rb-Sr total rock isochron. *Nature*, 282, p. 497-499.
- FONTEILLES M. (1968). — Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Études comparées des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévienne (Massif central français). *Bull. Bur. Rech. Geol. Min.*, (2), II, 3, p. 1-54.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973). — Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif central français et le Massif armoricain de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. France.*, 7, XV, p. 562-578.
- FORESTIER F.-H., TOURET J. et al. (1979). — Granulites, écolites, péridotites en France. Livret guide d'excursion. *Sciences de la Terre*, Nancy, XXIII, 3, p. 61-103.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J. et GRÜNENFELDER M. (1981). — U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 292-300.
- GEBAUER D. et GRÜNENFELDER M. (1974). — Rb-Sr whole rock dating of late diagenetic to anchimetamorphic, Paleozoic sediments in Southern France (Montagne Noire). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p. 113-130.
- GEBAUER D. et GRÜNENFELDER M. (1976). — U-Pb zircon and Rb-Sr whole rock dating of low-grade metasediments. Example : Montagne Noire. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, p. 13-32.
- GEBAUER D. et GRÜNENFELDER M. (1977). — U-Pb systematics of detrital zircons from some unmetamorphosed to slightly metamorphosed sediments of Central Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 29-37.
- GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C. et DOSTAL J. (1984). — Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (french Massif central). *Lithos*, 17, p. 203-214.
- HAMET J. (1975). — Étude systématique par la méthode ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse Doct. Sc. Paris, 248 p.
- KORNPROBST J. et al. (1980). — Le métamorphisme en France. In : Évolutions géologiques de la France. *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 107, p. 161-189.
- KROGH T. E., MYSEN B. O. et DAVIS G. L. (1974). — A Paleozoic age for the primary minerals of a Norwegian eclogite. *Carnegie Inst., Geophys. Lab., Yearbook* 73, p. 575-576.
- LASNIER B. (1970). — Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures. Thèse 3^e cycle, Nantes, 297 p.
- LASNIER B. (1977). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse Sc. Nat., Univ. Nantes, 357 p.
- LATOUCHE L. (1969). — Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie Nord-Est de la zone axiale de la montagne Noire. *C. R. somm. Soc. géol. France.*, 3, p. 93-94.
- LEYRELOUP A. (1973). — Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Nantes, 356 p.
- MALUSKI H. (1977). — Intérêt de la méthode 40Ar/39Ar pour la datation des glaucophanes. Exemple des glaucophanes de l'Île de Groix (France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, D, 283, p. 223-226.
- MAMET L. (1970). — Sur une microfaune tournaisienne du Massif central ; Moulin du Chat-Cros (Creuse). *C. R. somm. Soc. géol. France.*, 4, p. 110-111.
- NAESER C. W. (1979). — Fission-track dating and geologic annealing of fission-tracks. In : Lectures in isotope geology. Jäger-Hunziker, Springer-Verlag, p. 154-169.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J. L., BLAISE J. et POIRIER J. P. (1977). — Geological aspects of deformation in continental shear-zones. *Tectonophysics*, 42, p. 55-73.
- NICOLLET C. et LEYRELOUP A. (1978). — Pétrologie des niveaux trondhémiques de haute pression associés aux écolites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Journal canadien des sciences de la terre*, 15, 5, p. 696-707.
- PAQUETTE J. L., PEUCAT J. J., BERNARD-GRIFFITHS J. et MARCHAND J. (1985). — Evidence for old Precambrian relicts shown by U-Pb zircons dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of south Brittany (France). *Isotope Geoscience*, 52, p. 203-216.
- PETERLONGO J.-M. (1960). — Les terrains cristallins des monts du Lyonnais. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Sér. géol. minéral.* 4, p. 187.

- PEUCAT J.-J. (1982). — Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groenland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 28, 158 p.
- PEUCAT J. J. (1986). — Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of Ile de Groix (France). *Geol. Soc. America, Blueschists vol.*, Mem. 164 (sous presse).
- PEUCAT J. J. et COGNÉ J. (1977). — Geochronology of some blueschists from Ile de Groix, France. *Nature*, 268, p. 131-132.
- PEUCAT J. J., VIDAL P., GODARD G. et POSTAIRE B. (1982). — Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany, France : an old oceanic crust in the West European Hercynian belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 70-78.
- PIBOULE M., BRIAND B. et BEURRIER M. (1982). — Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif central français. *N. Jb. Miner. Abh.*, 143, p. 279-308.
- PIN C. (1979). — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1981). — Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the « granite du Pinet » and the « Orthogneiss de Marvejols » (southern french Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, p. 27-48.
- PIN C., IBARGUCHI I. G. et VIELZEUF D. (1983). — Eo-variscan subduction in median Europe as recorded by HP metamorphism. *Terra Cognita*, 3, 2-3.
- PIN C. et LANCELOT J. R. (1982). — U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the french Massif central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C. et VIELZEUF D. (1982). — Granulites and related rocks in variscan median Europe : a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, p. 47-74.
- QUINQUIS H. et CHOUKROUNE P. (1981). — Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne, implications cinématiques. *Bull. Soc. géol. France.*, (7), XXIII, p. 409-418.
- REILLE J. L. (1979). — Utilisation du zircon détritique dans l'étude des grès stéphanienus du sud du Massif central. Conséquences paléogéographiques. 7^e Réunion. Ann. Sci. Terre., Lyon, p. 395. Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- RODDICK J. C. et COMPSTON W. (1977). — Strontium isotopic equilibration : a solution to a paradox. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, p. 238-246.
- ROQUES M. et VACHETTE M. (1970). — Ages au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la montagne Noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 270, p. 275-278.
- ROQUES M., VACHETTE M. et VIALETTE Y. (1971). — Géochronologie du socle du Massif central. Symp. J. Jung « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français ». P.éin-Air Service Clermont-Ferrand, p. 269-289.
- SANTALLIER D., FLOC'H J. P. et GUILLOT P.-L. (1978). — Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif central, France). *Bull. Minéral.*, 101, p. 77-88.
- SANTALLIER D. *et al.* (1983). — Main metamorphic features of the Paleozoic orogen in France. In : P. E. SCHENK Ed. Regional Trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Her-nian-Mauritanide orogen. Reidel Publishing Company, p. 263-274.
- SILVER L. T. (1963). — The use of cogenetic Uranium-lead isotope systems in zircons in geochronology. In : Radioactive dating. *I. A. E. A. Vienne*, p. 279-287.
- SILVER L. T. et DEUTSCH S. (1963). — Uranium-lead isotopic variations in zircons : a case study. *J. Geol.*, 71, p. 721-758.
- SUIRE J. et DUTHOU J.-L. (1982). — Géochimie et géochronologie isotopique - Age Rb-/Sr à 503 Ma (Ordovicien inférieur) d'une anatexie « ancienne » dans le groupe leptyno-amphibolique de l'Artense (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 295, p. 205-208.
- SUPPLY J.-P. (1981). — Géochronologie U-Pb et pétrologie des enclaves granulitiques de Bournac (Massif central). D.E.A. Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- VACHETTE M. (1967). — Étude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont-Ferrand*, 36, Géol. Min., 16, p. 31-76.
- VELDE B. (1970). — Essai d'analyse pétrologique des séries cristallophylliennes anciennes de France : mise en évidence de deux épisodes métamorphiques antéhercyniens. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, 271, p. 2247-2250.
- VIDAL P. (1973). — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), XV, p. 239-245.
- 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.,
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R. et COGNÉ J. (1981). — Precambrian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central european Cadomian-Hercynian belt. *Precambrian Res.*, 14, p. 1-20.
- VIELZEUF D. (1984). — Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Doc. Sc. Nat. Université de Clermont-Ferrand, 288 p.

Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques

par CHRISTIAN PIN * et DANIEL VIELZEUF *

Mots clés. — Géobarométrie, Granulites de HP, Epaisseur crustale, Subduction, Collision, Chaîne hercynienne d'Europe, Groupes leptyno-amphiboliques.

Résumé. — Une synthèse des estimations de pression de cristallisation des granulites alumineuses précoces de la chaîne hercynienne d'Europe est présentée sur la base du géobaromètre grenat-silicate d'alumine-plagioclase-quartz. Les résultats indiquent des pressions de cristallisation primaires élevées, aux environs de 13-15 Kb. Des valeurs de l'ordre de 20 Kb sont même obtenues en quelques localités. Ces pressions sont, avec celles obtenues dans les Calédonides scandinaves, les plus élevées rapportées jusqu'à présent pour des granulites. Ces données sont en accord avec celles tirées de l'étude des éclogites associées, et montrent sans ambiguïté que des roches supracrustales ont été portées à des profondeurs mantelliques. *A priori*, ces profondeurs peuvent s'interpréter soit en termes de surépaississement crustal lors d'une collision continentale, soit en termes de subduction d'un segment de croûte continentale ou intermédiaire. La première hypothèse semble pouvoir être écartée compte tenu d'une part du caractère précoce, anté-collision du métamorphisme de HP (Silurien), et d'autre part de l'absence de volumes importants de sédiments clastiques pouvant traduire l'existence de reliefs élevés au Paléozoïque moyen. Les paragenèses de HP ont plus probablement été acquises au cours d'un stade de subduction de croûte continentale amorcée par une subduction intra-océanique préalable. Dans ce modèle, les groupes leptyno-amphiboliques à empreinte métamorphique de HP apparaissent comme des témoins d'anciennes marges passives formées lors de la distension cambro-ordovicienne et entraînées dans des dispositifs de subduction au Silurien.

High pressure granulites in Europe : evidence for an early Variscan subduction. Implications for the origin of leptyno-amphibolitic groups

Key words. — Geobarometry, HP-granulites, Crustal thickening, Subduction, Collision, European Variscan belt, Leptyno-amphibolitic groups.

Abstract. — The garnet-Al₂SiO₅-plagioclase-quartz geobarometer is used to obtain pressure estimates for aluminous granulites throughout the European Variscan belt. The results indicate high crystallization pressures, mostly in the 13-15 kb range, although values as high as 21 kb are recorded in a few places. Together with results from Scandinavian Caledonides, they represent the highest pressures reported for granulites. These data are fully consistent with results from eclogites, and demonstrate that initially supracrustal, metasedimentary rocks were carried to mantle depths, and that an exotic origin is not required for eclogites. Such depths could be interpreted either as a result of crustal thickening during continental collision, or in terms of subduction of continental or intermediate crust. The first hypothesis is inconsistent with both the early, pre-collision appearance of HP metamorphism (Silurian), and the small amount of clastic sediments of molasse type deposited in the early Devonian, as would be required by high topography associated with crustal thickening. More likely, HP parageneses crystallized during subduction of continental crust, triggered by a prior intra-oceanic subduction event. In this model, high pressure leptyno-amphibolitic groups are interpreted as remnants of passive, rifted margins initiated during the Cambro-Ordovician extensional event and dragged into subduction zones in Silurian time.

I. — INTRODUCTION.

La chaîne hercynienne d'Europe est caractérisée par la présence fréquente de roches catazonales, appartenant au faciès granulite. Pour rendre compte de différences importantes d'âge, de conditions de métamorphisme, et de contexte géologique, il a été proposé de distinguer deux groupes parmi ces granulites [Pin et Vielzeuf, 1983] :

— les « granulites de type I », de HP-HT, associées typiquement à des éclogites, apparues au stade précoce de l'édification de la chaîne (430-400 Ma), et affleurant sous forme de reliques dans des séries allochtones largement rétro-morphosées ;

— les « granulites de type II », de moyenne à basse pression, caractéristiques de la base de la croûte tardi-hercynienne (300-280 Ma).

Bien que ne représentant qu'un volume relativement limité, les granulites du premier type constituent un trait

majeur de nombreux groupes leptyno-amphiboliques (G.L.A.) [Santallier *et al.*, ce volume]. La détermination des conditions (P, T) subies par ces roches est donc essentielle pour la reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique des G.L.A. qui les contiennent. De plus, les caractéristiques de cette évolution peuvent apporter des éléments de réponse au problème de la nature originelle et de la signification de ces groupes. En effet, le contexte géodynamique initial (marge passive, bassin d'arrière-arc, arc, croûte cratonisée,...) conditionne nécessairement dans une large mesure les possibilités d'évolution tectono-métamorphique ultérieure (subduction, collision, ...).

* Département de Géologie, U.A. 10 et OPGC, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex.

Note présentée à la séance des 27-28 octobre 1986, déposé le 13 avril 1987 ; manuscrit définitif accepté le 15 juin 1987.

II. — ESTIMATIONS BAROMÉTRIQUES.

1) Généralités.

Les granulites de type I affleurent sous la forme de lentilles de taille variable ($\text{dm}^3\text{-km}^3$) au sein des groupes leptyno-amphiboliques ou des paragneiss qui les surmontent. Bien que leur évolution structurale soit complexe dans le détail, il est généralement admis que les formations granulitiques appartiennent à des unités allochtones [Ries et Shackleton, 1971 ; Burg et Matte, 1978 ; Behr *et al.*, 1984 ; Rajlich *et al.*, 1986 ; *etc.*] provenant des zones les plus internes de la chaîne hercynienne, et plus ou moins largement rétro-morphosées dans le faciès amphibolite, notamment lors de leur charriage. Une grande variété de types lithologiques est représentée au sein de ces formations catazonales : paragneiss granulitiques, marbres, charnockites acides et basiques, éclogites et roches ultrabasiqes. Bien que disséminées sur de grandes distances, depuis le Portugal jusqu'à la Pologne (fig. 1), ces roches ont des paragenèses primaires de haute pression très comparables, comme en témoignent la présence systématique de disthène dans les faciès alumineux et l'assemblage cpx-gt-qz dans les roches de composition basique.

Beaucoup de travaux consacrés à ces granulites sont relativement anciens, et les estimations de pression de cristallisation sont le plus souvent basées sur la délimi-

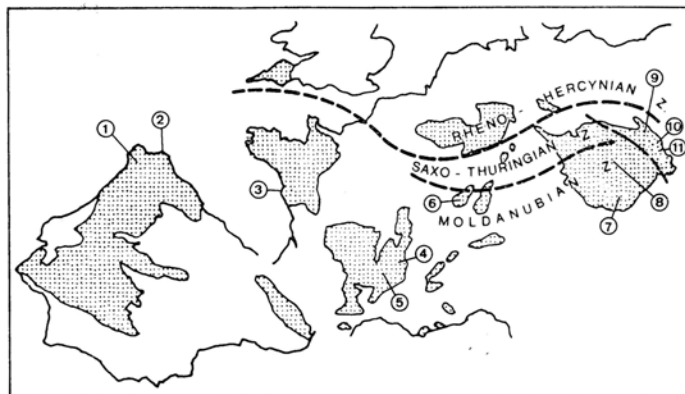


FIG. 1. — Situation des principaux massifs et zones de la chaîne hercynienne d'Europe (modifié d'après Behr *et al.* [1984]), avec localisation des régions citées dans le texte, d'Ouest en Est.

Galice : unité de Malpica-Tuy (1) ; Cabo Ortegal (2). — Bretagne méridionale : île de Groix, bois de Cené (3). — Massif central : monts du Lyonnais (4) ; Haut-Allier (5). — Vosges (6). — Massif de Bohême : Moldanubien d'Autriche (7) ; Kutna Hora, Tchécoslovaquie (8). — Sudètes : encaissant du massif de Karkonosze (9) ; Sowie Gory (10) ; Stary Gieraltow (11).

FIG. 1. — Schematic map of European Variscan belt (modified from Behr *et al.*, 1984). The location of areas referred to in the text are, from West to East.

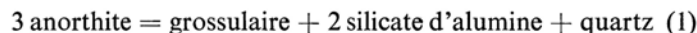
Galicia : Malpica-Tuy unit (1) ; Cabo Ortegal (2). — Southern Brittany : île de Groix, bois de Cené (3). — French Massif central : monts du Lyonnais (4) ; Haut-Allier (5). — Vosges (6). — Bohemian Massif : Austrian Moldanubian (7) ; Kutna Hora, Ceschoslovakia (8). — Sudetes : Karkonosze granite's country-rocks (9) ; Sowie Gory (10) ; Stary Gieraltow (11).

tation de domaines dans le champ P-T à partir des paragenèses minérales. Une compilation de ces estimations [Pin et Vielzeuf, 1983] montre toutefois sans ambiguïté le caractère de haute pression de ces roches. Les évaluations directes de pression basées sur la répartition d'éléments chimiques entre phases minérales et les modèles thermodynamiques disponibles sont plus récentes [Sansen, 1981 ; Dufour, 1982 ; Mathonnet, 1983 ; Vielzeuf, 1984 ; Libourel, 1985]. Afin de donner une image cohérente des conditions paroxysmales de pression de cristallisation des granulites tout au long de la chaîne hercynienne, une étude a été entreprise sur la base du géobaromètre grenat-silicate d'alumine-plagioclase-quartz. De telles paragenèses primaires sont en effet extrêmement répandues, rendant cette étude comparative possible, alors que les paragenèses à gt-cpx-pl-qz sont beaucoup plus rares, que les assemblages à gt-cpx-pl-qz sont le plus souvent secondaires, et que l'ilménite en équilibre avec disthène + quartz n'est pas une phase stable dans les roches silico-alumineuses de haute pression, ce qui interdit l'utilisation du géobaromètre ilménite- Al_2SiO_5 -qtz-rutile.

Des échantillons recueillis en différentes parties de la chaîne (Cap Ortegal, Massif central, Vosges, Bohême et Sudètes) ont été analysés à la microsonde électronique, et les données ainsi obtenues ont été traitées avec celles disponibles dans la littérature (Massif central, Corse, Tchécoslovaquie, Autriche).

2) Méthodologie.

Kretz [1959] est le premier à avoir reconnu les potentialités barométriques de la réaction



En 1976, Ghent en a proposé une expression thermodynamique. La mise au point la plus récente est celle de Newton et Haselton [1981] qui proposent

$$\Delta G_{1,T}^0 + RT \ln (X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} \gamma_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} / a_{\text{An}}^{\text{Pl}})^3 + P \Delta \bar{V} \approx 0$$

A l'équilibre et entre phases pures on écrit

$$\Delta G_{P,T}^0 = \Delta G_{1,T}^0 + (P_0 - 1) \Delta V^0 = 0$$

d'où

$$\Delta G_{1,T}^0 \approx -P_0 \Delta V^0.$$

En substituant, on obtient

$$P = \frac{P_0 \Delta V^0 - RT \ln K}{\Delta \bar{V}} \quad (2)$$

V^0 est le changement de volume de la réaction entre poles purs et \bar{V} est la différence des volumes molaires partiels. Dans la grande majorité des cas, $\Delta V = \Delta V^0$ ce qui permet de simplifier l'expression (2) sous la forme $P = P_0 - (RT \ln K / \Delta V^0)$. Toutefois, dans le cas de la réaction (1) cette simplification est abusive car Cressey *et al.* [1978] ont montré que le volume molaire partiel de $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ dans des grenats pyrope-grossulaire et almandin-grossulaire peut être significativement différent du volume molaire de grossulaire. Les différents éléments nécessaires au calcul

de l'expression (2) peuvent être trouvés dans Newton et Haselton [1981], et ils ont été repris par Le Breton [1983]. Les coefficients d'interaction W_{An} et W_{Ab} utilisés pour le calcul de l'activité de l'anorthite dans le plagioclase (a_{An}) sont ceux proposés par Newton et Perkins [1982]. Le volume molaire partiel du grossulaire qui a été utilisé correspond à la moyenne pondérée des valeurs lue sur abaque [Newton et Haselton, 1981, Fig. 1]. Les effets de l'expansion thermique sur le ΔV ont été pris en compte en utilisant les données de Cressey *et al.* [1978, p. 401] ($\Delta V_{(1,25^\circ C)} = -66,202 \text{ cm}^3$ avec disthène, $-54,582$ avec sillimanite ; $\Delta V_{(1,1000^\circ C)} = -66,187 \text{ cm}^3$ avec disthène, $-52,932$ avec sillimanite, ces données ont été interpolées entre 25° et 1000° C). L'effet de la pression sur ce même ΔV n'a pas été pris en compte, bien que les données soient disponibles dans Cressey *et al.* [1978] ; il est en effet négligeable.

3) Résultats.

Les résultats sont rassemblés dans le tableau I. Les valeurs de pression de cristallisation sont élevées, le plus souvent très supérieures à 10 kb. Si l'on retient comme la plupart des auteurs une température de 800° C , un nombre important de valeurs se situent entre 13 et 15 kb, les pressions les plus élevées atteignant 20 kb.

On peut constater aussi une baisse systématique des estimations obtenues à partir de la composition des bordures de grenat. Cette différence pourrait s'expliquer par la surimposition d'un ou plusieurs métamorphismes de plus basse pression. Cet effet thermique perturbateur est toutefois variable selon les régions ; il semble particulièrement sensible en Autriche [Petraakis, 1986] et dans les Vosges où les estimations sont significativement inférieures à celles observées dans la plupart des autres domaines, en accord avec le fait que dans ces domaines, la sillimanite est le silicate d'alumine dominant.

Dans la plupart des roches étudiées, les zonages des grenats sont complexes [Petraakis, 1986] et dans certains cas dépendent de la taille des cristaux.

Des observations comparables à celles de Petraakis ont été réalisées dans le Massif central sur un échantillon du Haut-Allier (HAM 92, communiqué par J. Marchand, Univ. de Nantes), dans lequel trois types de grenats peuvent être distingués :

- les grenats de petite taille (moins de $100 \mu\text{m}$) sont peu zonés et dans l'ensemble relativement pauvres en calcium (3-8 % de grossulaire) ;

- les grenats de taille moyenne ($100\text{-}1500 \mu\text{m}$) sont fortement zonés avec un cœur riche en calcium (jusqu'à 15 % gross.) et une bordure appauvrie (moins de 8 % gross., zonage normal). Ces zonages ne sont pas toujours progressifs, l'augmentation en calcium étant quelquefois soudaine et soulignée par de nombreuses inclusions de rutilé ;

- l'un des aspects les plus intéressants de cette roche est l'existence de gros grenats (environ $3000 \mu\text{m}$) présentant des zonages complexes. Ils ont un cœur appauvri en calcium (environ 3 % gross.), s'enrichissent vers la bordure (environ 6 % gross, zonage inverse), mais leur bordure extrême est à nouveau plus pauvre en grossulaire (environ 4,5 %).

Ces observations assez inhabituelles pourraient s'expliquer en considérant que les gros grenats ont commencé à cristalliser antérieurement au métamorphisme de haute pression (dans un stade prograde) ; leur croissance se serait poursuivie durant le métamorphisme de haute pression tandis que d'autres grenats apparaissaient. Durant la rétro-morphose, les petits grenats se seraient rééquilibrés plus facilement que les grenats moyens ou gros.

Les estimations relatives au Cap Ortegat ont été obtenues sur un paragneiss à muscovite-biotite-disthène-grenat-plagioclase-quartz \pm staurotide qui, ayant cristallisé à plus basse température, n'appartient pas au faciès granulite. Néanmoins, cet échantillon relève de la même logique d'évolution à haute pression, et peut donc être intégré à cette étude comparative.

4) Discussion.

Pour comprendre l'évolution d'une chaîne, il est important d'essayer d'évaluer les pressions maximales qui ont pu être atteintes, en particulier dans des roches d'origine superficielle indéniable, car ces données conditionnent, au même titre que le style tectonique, le choix du modèle géodynamique interprétatif. Dans le cas présent, les résultats barométriques obtenus indiquent que la plupart des roches analysées sont passées à un moment de leur évolution par un stade de haute pression que l'on peut situer aux environs de 13-15 kb. Des valeurs aussi élevées que 20 kb sont même obtenues en trois endroits (Haut-Allier, Massif central ; Kutna Hora, Bohême ; Sary Gieraltow, Sudètes). Il est important de s'assurer de la validité de ces estimations extrêmes. Un artefact de calcul lié à des particularités de composition chimique des échantillons concernés semble pouvoir être écarté dans la mesure où ces pressions importantes sont obtenues à partir de grenats ayant des compositions très différentes les unes des autres. Dans ces conditions, une explication géologique doit être recherchée. En tout état de cause, ces roches n'ont pu conserver la trace de leur histoire de très haute pression qu'à la faveur de circonstances particulières les ayant protégées des effets rétro-morphiques. On peut noter à cet égard, que deux des échantillons en question se présentent sous forme de niveaux centimétriques au sein d'éclogitoïdes qui ont pu jouer un rôle d'écran mécanique et chimique lors de la rétro-morphose. Par ailleurs, il est possible que ces roches appartiennent à des unités structurales qui ont subi des conditions de pression plus élevées que la moyenne.

En définitive, nous pensons que ces estimations de pression, y compris les plus élevées, sont significatives. Cette opinion diffère de celle d'autres auteurs : en conclusion de l'étude détaillée des pyriclasites à grenat des monts du Lyonnais, Dufour [1985] considère que les pressions paroxysmales se situent aux environs de 10 kb (à 860° C) ; ces estimations résultent principalement de l'utilisation des baromètres gt-cpx-pl-qz [Newton et Perkins, 1982] et gt-opx-pl-qz [Wells, 1979 ; Newton et Perkins, 1982]. Toutefois, ces résultats ont été obtenus sur des échantillons montrant de belles et fréquentes figures réactionnelles, et nous ne pensons pas qu'ils se réfèrent aux conditions paroxysmales de cristallisation. Ces estimations tombent

Localité	N°Ech	Références	X Pyr	X Alm	X Gr	X An	V Alm	V Pyr	P (Kb)			\bar{X} Coeur à 800°C	\bar{X} bord à 800°C
									600°C	800°C	1000°C		
Cap Ortegal	CO 821		0.1480	0.6842	0.1615	0.2982	129.05	129.05	9.1	14.1	19.1		
Massif Central - Sioule	GA 1 a c	*Marchand (non publ.)	0.2857	0.6196	0.0751	0.2016	125.50	124.80	8.1	12.6 c	17.1		
-	- b	-	0.2021	0.7024	0.0795	-	125.90	125.50	8.0	12.7	17.3		
-	- c	-	0.2860	0.5734	0.1225	-	128.20	128.20	10.1	15.2 c	20.4	13.8	12.3
-	- b	-	0.2859	0.6332	0.0665	-	124.95	124.10	7.6	12.0	16.3		
-	- c	-	0.2944	0.6033	0.0922	-	126.65	126.25	9.0	13.7 c	18.4		
-	- b	-	0.2609	0.6523	0.0689	-	125.10	124.50	7.7	12.1	16.5		
Massif Central - Ht Allier	HAM 78 c		0.2546	0.6202	0.1140	0.2378	127.90	127.75	9.0	13.8 c	18.7		
-	- b		0.2618	0.6731	0.0478	-	123.85	122.65	5.7	9.5	13.4	16.0	7.9
-	HAM 92 c		0.2538	0.5902	0.1456	0.2809	128.85	128.85	9.3	14.2 c	19.2		
-	- b		0.2803	0.6768	0.0271	-	122.50	121.20	3.2	6.3	9.5		
-	HA 290	Sansen (1981)	0.4290	0.3821	0.1788	0.1886	129.00	129.00	14.3	20.1 c	25.9		
Massif Central - Cézaillier	4 H 20 c	Mathonnat (1983)	0.3426	0.6100	0.0352	0.1872	123.00	121.70	5.9	9.6 c	13.4	12.1	
-	3 D 11 c	-	0.2395	0.6397	0.1063	0.1907	127.35	127.05	9.6	14.6 c	19.6		
Massif Central - Arlanc	Ar 795 c		0.2161	0.5950	0.1730	0.2170	129.00	129.00	10.9	16.3 c	21.7	16.3	8.9
-	- b		0.2734	0.6732	0.0371	-	123.15	121.90	5.2	8.9	12.6		
Massif Central - Lyonnais		Dufour (1982)	0.2370	0.6085	0.1350	0.2400	128.55	128.55	9.6	14.6 c	19.7	14.6	
Corse	SF 53	Libourel (1984)	0.3242	0.5391	0.1153	0.2285	127.87	127.75	9.4	14.3	19.2		
-	-	-	0.3215	0.5478	0.1123	-	127.75	127.50	9.3	14.2	19.0		
-	-	-	0.3084	0.5433	0.1307	0.2246	128.40	128.40	10.0	15.0	20.1	14.0	
-	-	-	0.2996	0.5957	0.0859	0.2255	126.20	125.60	8.2	12.7	17.2		
-	-	-	0.3032	0.5541	0.1239	0.2416	128.20	128.20	9.4	14.3	19.2		
-	-	-	0.2980	0.5769	0.1100	0.2445	127.65	127.35	8.9	13.6	18.4		
Vosges - Col des Bagenelles	V1 c		0.4150	0.5306	0.0427	0.3205	123.50	122.30	4.9	8.0 c	11.2		
-	- b		0.4083	0.5485	0.0286	0.3205	122.50	121.20	3.3	6.0	8.7	7.9	5.9
-	V2 c		0.4175	0.5274	0.0431	0.3305	123.50	122.30	4.8	7.9 c	11.0		
-	- b		0.4215	0.5390	0.0288	0.3305	122.50	121.20	3.2	5.9	8.6		
Tchécoslovaquie	L 2c	Fiala et al.(1982)	0.2650	0.4910	0.2370	0.2013	127.35	126.70	12.0	17.7 c	23.3		
-	- b	-	0.3020	0.5160	0.1740	-	129.00	129.00	11.5	17.0	22.5		
-	L 9c	-	0.0990	0.7910	0.0940	0.1136	126.80	126.30	11.0	16.5 c	21.9		
-	- b	-	0.0870	0.8570	0.0360	-	123.00	121.70	7.2	11.7	16.1		
-	L 3c	-	0.0460	0.8810	0.0160	0.0734	121.95	120.40	6.2	10.4 c	14.5		
-	- b	-	0.0360	0.8830	0.0150	-	121.90	120.30	6.0	10.1	14.2		
-	L 4c	-	0.0680	0.8370	0.0120	0.1333	121.75	120.10	2.9	6.2 c	9.6	14.3	13.1
-	- b	-	0.0660	0.8340	0.0110	-	121.70	120.05	2.6	5.9	9.2		
-	L 1c	-	0.2670	0.5850	0.1360	0.1366	128.60	128.60	12.3	17.9 c	23.6		
-	- b	-	0.2890	0.6180	0.0790	-	125.90	125.10	10.0	14.9	19.9		
-	L 10c	-	0.1400	0.8280	0.0160	0.0748	121.95	120.40	6.5	10.5 c	14.6		
-	- b	-	0.1180	0.8320	0.0190	-	122.15	120.60	6.9	11.2	15.4		
-	L 11c	-	0.1810	0.7340	0.0250	0.0504	122.35	121.00	9.6	14.3 c	19.1		
-	- b	-	0.1350	0.7630	0.0340	-	122.95	121.70	10.5	15.6	20.6		
-	L 12c	-	0.2160	0.6560	0.1060	0.0596	127.40	127.00	14.8	20.9 c	27.1		
-	- b	-	0.1960	0.6900	0.0700	-	125.10	124.40	12.8	18.4	24.0		
Tchécoslovaquie	Tch 8 c		0.2276	0.7073	0.0289	0.1180	122.60	121.30	6.8	10.9 c	15.0	10.9	6.2
-	- b		0.2277	0.7249	0.0090	-	121.70	120.10	3.0	6.2	9.4		
Pologne - Sowie Góry	SG 832 c		0.3389	0.4984	0.1488	0.2301	128.90	128.90	10.5	15.7 c	20.8	15.8	10.7
-	- c		0.3088	0.5144	0.1646	-	129.05	129.05	10.7	16.0 c	21.3		
-	- b		0.3477	0.5793	0.0565	-	124.30	123.30	6.7	10.7	14.7		
Pologne - Stary Gieraltow	SN832 c		0.0404	0.5869	0.3514	0.1095	125.70	125.40	15.2	21.7 c	28.2	21.6	20.8
-	- b		0.0721	0.6534	0.2548	0.1095	126.85	126.20	14.4	20.8	27.1		
-	- c		0.0497	0.5970	0.3360	0.1095	125.70	125.40	15.1	21.5 c	28.0		
-	- b		0.0708	0.6448	0.2633	0.1095	126.50	125.90	14.5	20.8	27.1		
Autriche	BSL 83 b	Petrakakis (1986)	0.213	0.713	0.030	0.341	122.7	121.3	2.6	5.7	8.7		
-	- c		0.278	0.661	0.018	-	122.2	120.7	1.2	3.8 c	6.4		
-	- c		0.242	0.652	0.057	0.149	124.6	123.6	8.2	12.8 c	17.3		
-	BSL 81 b		0.262	0.602	0.111	0.755	127.7	127.4	6.3	9.6	12.9		
-	- c		0.255	0.512	0.192	-	128.8	128.5	8.2	12.1 c	15.9		
-	- c		0.311	0.516	0.145	-	128.9	128.9	7.5	11.1 c	14.7	9.8	7.3
-	BSWT 25 b		0.124	0.789	0.032	0.176	122.7	121.3	5.1	8.9	12.8		
-	- c		0.170	0.732	0.057	0.274	124.6	123.6	5.4	9.3 c	13.3		
-	- c		0.097	0.568	0.241	0.248	127.3	126.6	10.7	16.1 c	21.6		
-	BSWT 4 A c		0.222	0.696	0.032	0.278	122.7	121.3	3.5	6.9 c	10.2		
-	- b		0.166	0.740	0.031	-	-	-	3.2	6.6	9.9		
-	- c		0.206	0.711	0.035	0.272	123.0	121.7	3.9	7.3 c	10.8		
-	BSWT 59 c		0.196	0.722	0.041	0.214	123.3	122.1	5.3	9.2 c	13.0		
-	- b		0.159	0.782	0.018	-	122.2	120.7	2.5	5.7	8.9		

TABLE I. — Estimations des pressions de cristallisation des granulites précoces d'Europe moyenne à partir de l'assemblage grenat-disthène-plagioclase-quartz. c : cœur de grenat, b : bordure. Les échantillons HAM et Tch nous ont été communiqués par J. Marchand, Univ. de Nantes.

Localisation précise des échantillons et résultats analytiques disponibles sur demande.

TABLE I. — Pressure estimates for early-stage granulites from Median Europe on the basis of garnet-kyanite-plagioclase-quartz association. c : garnet core, b : rim. Samples HAM and Tch from J. Marchand, Univ. Nantes.

Detailed location and analytical data are available upon request.

en effet en dehors du domaine de stabilité du disthène qui est pourtant de façon systématique le silicate d'alumine primaire dans les granulites alumineuses des domaines internes de la chaîne hercynienne. De plus, il est reconnu depuis longtemps que ces formations ont subi une évolution tectonique complexe caractérisée principalement par une baisse de pression. Il nous paraît par conséquent vraisemblable que les estimations barométriques que l'on peut effectuer ne correspondent qu'à des valeurs minimales, et que des pressions aussi élevées que 20 kb sont envisageables au moins localement. Ces hautes pressions sont corroborées d'un point de vue qualitatif par l'association intime sur le terrain des granulites avec des éclogites, des péridotites à grenat, et la présence de paragenèses à cpx-gt-qz dans les roches basiques.

D'un point de vue quantitatif, l'étude barométrique d'une plagiopyrigarnite non rétro-morphosée à Sary Gieraltow (Sudètes) indique des pressions de 17,6 kb à 800° C (géobaromètre cpx-gt-pl-qz, Newton et Perkins [1982]); si l'on applique la correction empirique de + 1,6 kb proposée par les auteurs de ce baromètre, l'accord avec l'estimation obtenue sur les roches silico-alumineuses au moyen du baromètre gt-Al₂SiO₅-pl-qz devient excellent. De plus, un coefficient de partage Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène très bas, comparable à ceux des éclogites trouvées en enclave dans les kimberlites [Râheim et Green, 1975] a été mesuré sur un éclogitoïde de la même localité [Smulikowski et Bakun-Czubarow, 1973], ce qui conforte la réalité de pressions de cristallisations élevées. En revanche, les plagiopyrigarnites rétro-morphosées du bloc de Sowie Góry (Sudètes) et du Massif central indiquent toujours des conditions inférieures (7-10 kb) témoignant d'échanges d'éléments à plus basse pression, également attestés par la présence de couronnes à orthopyroxène-plagioclase autour du grenat [Dufour, 1985; Orłowski, 1983; Sansen, 1981]. De même, les granulites à opx-gt-bi-fk-pl-qz de Podolsko, Tchécoslovaquie [Fisera *et al.*, 1982] indiquent des pressions relativement faibles (5,8-9,4 kb) pouvant correspondre à un stade rétro-morphique comme le suggère leur mode d'affleurement sous forme de reliques au sein de migmatites.

On notera enfin que les études barométriques menées à ce jour sur les granulites alumineuses tardives du second type [Pin et Vielzeuf, 1983], que ce soit dans la zone d'Ivrée [Hunziker et Zingg, 1980; Newton et Haselton, 1981] ou dans les Pyrénées [Vielzeuf, 1984], ne mettent pas en évidence des pressions supérieures à 8-10 kb. Aussi, même si les valeurs absolues obtenues à l'aide de ce géobaromètre peuvent être discutées, on observe toujours une différence de pression significative entre les granulites des groupes I et II.

La rétro-morphose subie par les granulites se manifeste par la présence de nombreuses couronnes réactionnelles [Matejovska, 1967; Jakeš, 1969; Marchand, 1974; Lasnier, 1977; Dufour, 1982]. Cette rétro-morphose a été attribuée à une diminution des conditions de pression et à une rééquilibration thermique liées à la décompression post-tectonique [Albarède, 1976; Couturié et Kornprobst, 1977]. En fait, il nous paraît plus probable que ces recr-

tallisations de basse pression résultent de la surimposition des métamorphismes qui se sont succédé postérieurement à l'épisode de haute pression, non seulement lors de l'évolution tectonique tangentielle polyphasée, mais aussi au cours de l'événement plutono-métamorphique qui clôt dans de nombreuses régions l'histoire thermique de la chaîne hercynienne, aux environs de 300 Ma.

L'existence d'un événement granulitique de plus basse pression indépendant (vers 340-350 Ma) ne doit d'ailleurs pas être exclue au vu des résultats géochronologiques obtenus dans le Sud-Est du massif de Bohême [van Breemen *et al.*, 1982].

III. — CONSÉQUENCES GÉOLOGIQUES.

1) Signification géodynamique du métamorphisme de HP.

Les conditions (P, T) déduites de l'analyse pétrologique sur des roches le plus souvent paradérivées sont principalement caractérisées par des pressions très élevées (12-20 kb) qui ne sont pas réalisables dans des conditions de croûte normale. Ces estimations sont en bon accord avec celles obtenues sur les roches éclogitiques associées (10-20 kb : par ex. Frantz *et al.* [1986]; Godard *et al.*, [1981]...). Elles montrent qu'il n'y a pas lieu de dissocier toutes les éclogites de leur encaissant et excluent la nécessité d'une origine exotique, mantellique pour ces roches, problème largement débattu à propos des éclogites de Norvège [Bryhni *et al.*, 1977; Lappin et Smith, 1978]. La nature superficielle et continentale des matériaux impliqués dans la plupart des cas est indiquée par le contenu lithologique, surtout sédimentaire. Il est clair par conséquent que des roches déposées ou épanchées dans des conditions superficielles ont été portées à des profondeurs mantelliques, comme l'indique aussi l'existence des péridotites à grenat interprétées comme des insertions tectoniques d'origine mantellique [Bonnot et Piboule, 1980; Dobretsov *et al.*, 1984; Zelazniewicz, 1985].

Un phénomène de subduction *s.l.* semble le seul mécanisme géologique courant susceptible de rendre compte de cette évolution. Cette interprétation est confortée par l'existence de rares affleurements préservés de roches ortho- et paradérivées de HP-BT, sensiblement du même âge (Silurien-Dévonien inférieur) en Galice [zone de Malpica-Tuy, Gil Iburguchi et Ortega Girones, 1985], en Bretagne méridionale (île de Groix, Bernard-Griffiths *et al.* [1986]; bois de Cené, Vendée, Guiraud *et al.* [1987]), et dans l'encaissant sud et est du granite de Karkonosze dans le Nord-Est du massif de Bohême [Chab et Vrana, 1979; Wieser, 1978].

Ces formations, symptomatiques d'un très faible gradient T/P, peuvent être considérées comme les témoins d'un niveau structural plus élevé d'un même dispositif de subduction, ayant affecté — au moins en Galice — une croûte continentale sensiblement modifiée par les épisodes distensifs antérieurs.

Cette hypothèse présente des similitudes avec le modèle proposé par Cuthbert *et al.* [1983] pour l'évolution tectono-métamorphique du « Basal Gneiss Complex » des Calédo-

nides de Norvège. De fait, les évolutions précoces de la chaîne hercynienne et de la chaîne calédonienne en Scandinavie montrent certaines ressemblances. En Norvège, les reliques de granulites de haute pression, d'éclogites et de péridotites à grenat sont fréquentes, sous forme de boudins emballés dans un encaissant métamorphosé (rétromorphosé) dans le faciès amphibolite. Les paragenèses de haute pression sont comparables à celles que l'on peut observer dans les zones internes hercyniennes, et les estimations de pression de cristallisation dans les éclogites et les granulites s'échelonnent entre 12,5 et 20 kbar, en bon accord avec les résultats obtenus dans la chaîne hercynienne. Cuthbert *et al.* [1983] ont proposé un modèle faisant intervenir la fermeture par subduction de l'océan Iapetus, et une collision continentale responsable d'un épaississement crustal important (65 km d'épaisseur) avec métamorphisme de HP, suivie par des écaillages intracrustaux s'accompagnant de la rétro-morphose, du boudinage et de la remontée rapide vers la surface des domaines de HP, liée à la « flottabilité » des blocs crustaux sous-charriés.

L'analogie des mécanismes mis en jeu dans les Calédonides scandinaves et le segment éo-hercynien n'implique cependant pas nécessairement une similitude étroite des deux chaînes en général, ne serait-ce par exemple qu'en raison de la différence marquée des matériaux en présence : socle cratonisé ancien ($\approx 1\ 660$ Ma, Tucker *et al.* [1987]) en Norvège, séries volcano-sédimentaires relativement récentes (moins de 600 Ma le plus souvent) pour la chaîne varisque.

Un problème d'ordre général concerne l'interprétation des évaluations de pression en termes d'épaisseur crustale. En effet, les données géobarométriques sont souvent directement traduites en épaisseur de croûte. Or, en toute rigueur ces évaluations ne renseignent que sur la profondeur atteinte. La signification accordée à cette dernière dépend étroitement du type d'évolution géodynamique, et de la situation tectonique précise des roches étudiées.

Les paragenèses de HP peuvent être acquises durant un stade relativement tardif de *subduction intracontinentale*, succédant à la collision *s.s.*, et au cours duquel le raccourcissement se réalise par l'empilement d'unités sialiques (« prisme d'accrétion crustal »), vraisemblablement au-dessus d'un décollement à l'interface croûte-manteau [Mattauer, 1983, 1986a, b]. Dans ce cas, les estimations de pression maximales obtenues traduisent effectivement l'existence d'une croûte continentale anormalement épaisse.

Par contre, si l'événement de HP caractérise un stade précoce, anté-collision, de la chaîne, on envisagera plus volontiers un phénomène de *subduction de croûte continentale* — ou de nature intermédiaire — amorcé par une subduction intra-océanique préalable. Il est clair que dans ce modèle [obduction au sens de Mattauer et Proust, 1976 ; Mattauer *et al.*, 1981], une interprétation des hautes pressions en termes d'épaisseur crustale n'aurait pas de signification puisque les matériaux crustaux sont ici engagés dans le manteau sans qu'à aucun moment ne soit réalisée une colonne crustale anormalement épaisse.

Les différences entre les deux phénomènes précédents ne se limitent pas au stade d'apparition dans le dévelop-

pement de l'orogène. On peut en effet s'attendre à ce que leurs effets secondaires se distinguent nettement. Dans le modèle de subduction de croûte continentale, la remontée rapide des blocs crustaux sous-charriés résulte non seulement de leur « flottabilité », mais aussi de la poursuite des mouvements tangentiels. Aucune racine crustale ni relief associé important ne sont produits à ce stade. A l'inverse, dans le modèle de subduction intracontinentale consécutive à la collision, apparaît un surépaississement crustal traduit en surface par une surrection et des reliefs élevés, et la genèse de volumes considérables de sédiments clastiques de type molasse.

De ce point de vue, il est classiquement reconnu que les événements éo-hercyniens (« calédoniens ») n'ont pas été accompagnés en Europe moyenne par la naissance de reliefs importants [Schmidt, 1976], ce qui nous suggère que le métamorphisme de HP Paléozoïque moyen résulte plutôt de processus de type obductif, sans épaississement crustal majeur. Cette conception suppose l'existence à cette époque de nappes ophiolitiques soumises à l'érosion dont peu de témoins directs ont pu subsister. On notera toutefois que la présence de chromite dans des sédiments clastiques d'âge paléozoïque moyen a été signalée en divers endroits [Schnabel, 1976 in Schönlaub, 1979 ; Press, 1986 ; Kornprobst, 1976]. Cette hypothèse diffère sensiblement du modèle proposé antérieurement [Pin et Vielzeuf, 1983] qui envisageait implicitement un continuum tectono-métamorphique que les données actuelles ne corroborent guère.

2) Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques.

On peut suggérer que c'est à leur caractère intermédiaire entre croûte continentale et croûte océanique que les groupes leptyno-amphiboliques doivent leur évolution tectono-métamorphique originale. En effet, les segments à l'origine des groupes leptyno-amphiboliques ont été amincis et lestés par des injections basiques qui les ont rendus aptes à être entraînés dans une zone de subduction probablement à la suite de la disparition totale de domaines purement océaniques adjacents. Par ailleurs, le caractère encore largement continental, peu dense, des groupes leptyno-amphiboliques est vraisemblablement à l'origine du blocage du processus de subduction, et responsable de leur écaillage et de leur remontée tectonique rapide.

Une évolution très comparable a été subie, à l'éo-Alpin, par la zone de Sesia et les massifs cristallins internes qui constituent un exemple exceptionnellement clair de croûte continentale ayant atteint des profondeurs mantelliques avant d'être remontée très rapidement vers la surface [Compagnoni *et al.*, 1977 ; Chopin, 1984 ; Oberhänsli *et al.*, 1985].

Nous interpréterons donc les groupes leptyno-amphiboliques contenant des reliques de métamorphisme de HP comme des fragments de paléo-marge(s) passive(s), créée(s) au Cambro-Ordovicien et impliquée(s) dans des phénomènes de subduction au Paléozoïque moyen.

Ce modèle nous paraît compatible avec les données

disponibles actuellement, et le plus à même d'expliquer l'histoire tectono-métamorphique de ces groupes leptyno-amphiboliques. En effet, les hypothèses faisant appel à des contextes d'arcs insulaires ou de bassins d'arrière-arc peuvent moins facilement rendre compte de l'évolution de HP ultérieure, dans la mesure où ces environnements paraissent plus susceptibles d'être obductés qu'entraînés à de grandes profondeurs. Ceci pose le problème des tendances « calco-alcalines » souvent notées dans les roches basiques des groupes leptyno-amphiboliques. On ne peut pas exclure *a priori* que ces affinités ne traduisent pas toujours réellement un contexte d'arc, mais soient en fait une conséquence de processus de contamination crustale en domaine distensif ensialique banal, au stade magmatique.

Il est toutefois possible d'envisager que des zones océaniques, ayant valeur de bassin marginal lors de leur initiation, aient subi une subduction. En d'autres termes, toute marge passive d'un domaine océanique suffisamment développé, marginal ou non, semble apte à subir une évolution de HP ultérieure lors de phénomènes compressifs.

Il reste cependant à vérifier, par des mesures radiochronologiques plus nombreuses, que tous les groupes leptyno-amphiboliques appartiennent grossièrement à un même épisode magmatique homogène. Il est en effet tout à fait envisageable que des phénomènes de convergence aient amené à regrouper des séries magmatiques bimodales de signification et d'âge différents comme le montre dans le groupe leptyno-amphibolique du Lézou (Rouergue), le télescopage d'une série tholéiitique cambro-ordovicienne et d'une série calco-alcaline d'âge dévonien supérieur [Pin et Piboule, 1988].

Remerciements. — Nous remercions J. Don et R. Kryszka pour nous avoir fait visiter les affleurements des Sudètes, dans le cadre d'échanges entre l'université de Wrocław et celle de Clermont II, ainsi que J. Marchand qui nous a confié des échantillons et des analyses inédites. J. L. Duthou et J. M. Cantagrel ont contribué à améliorer cet article par leur lecture critique du manuscrit. Ce travail a été financé en partie par l'ATP « Transfert », contrats 15-58 et 15-92.

Références

- ALBARÈDE F. (1976). — Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif central, France). — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), XVIII, pp. 1023-1031.
- 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*, Amsterdam, 109, pp. 15-40.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CARPENTER M. S. N., PEUCAT J. J. & JAHN B. M. (1986). — Geochemical and isotopic characteristics of blueschist facies rocks from île de Groix, Armorican massif. — *Lithos*, Oslo, 19, pp. 235-253.
- BONNOT H. & PIBOULE M. (1980). — Mise en évidence d'une dualité d'origine des ultrabasites à grenat du Limousin et recherche de la signification des péridotites d'origine mantellique dans le Massif central français. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 260, pp. 129-132.
- BRYHNI I., KROGH E. J. & GRIFFIN W. L. (1977). — Crustal derivation of Norwegian eclogites : a review. — *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, Stuttgart, 130, pp. 49-68.
- BURG J. L. & MATTE P. (1978). — A cross-section through the French Massif central and the scope of its variscan geodynamic evolution. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Stuttgart, 129, pp. 1-32.
- CHAB J. & VRANA S. (1979). — Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonose-Jizera crystalline complex and their geological significance. — *Vestn. Ustr. Ust. Geol.*, Praha, 54, 3, pp. 143-150.
- CHOPIN C. (1984). — Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps : a first record and some consequences. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, Berlin, 86, pp. 107-118.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P. S. (1977). — The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the western Italian Alps. — *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, Milano, 33, 1, pp. 281-334.
- COUTURIÉ J. P. & KORNPROBST J. (1977). — Une interprétation géodynamique de l'évolution polyphasée des assemblages des granulites dans les chaînes bético-rifaines et le Massif central français. — *C. R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 5, pp. 289-291.
- CRESSEY G., SCHMID R. & WOOD B. J. (1978). — Thermodynamic properties of almandine-grossular garnet solid solutions. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, Berlin, 67, pp. 397-404.
- CUTHBERT S. J., HARVEY M. A. & CARSWELL D. A. (1983). — A tectonic model for the metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex, Western South Norway. — *J. metamorphic Geol.*, Oxford, 1, pp. 63-90.
- DOBRETsov N. L., MISAR Z. & POPOV E. V. (1984). — The PT conditions of equilibration for some pyrope peridotites and country rocks in the Moldanubian area at Mohelno (eastern Moravia, Czechoslovakia). — *Miner. Slov.*, Bratislava, 16, 1, pp. 87-94.
- DUFOUR E. (1982). — Pétrologie et géochimie des formations orthométamorphiques acides des monts du Lyonnais (Massif central, France). — Thèse 3^e cycle, Lyon, 241 p.
- DUFOUR E. (1985). — Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the monts du Lyonnais metabasites (Massif central, France). — *Lithos*, Oslo, 18, pp. 97-113.
- FIALA J., LANG M., OBRDA J., PIVEC E. & ULRYCH J. (1982). — Petrology of some garnet-kyanite-K-feldspar leptynites of the Czech Moldanubicum (Czechoslovakia). — *Rozpravy Ceskos. Akad. Ved.*, Praha, 92, 5, pp. 1-85.
- FISERA M., VRANA S. & KOTRBA Z. (1982). — Orthopyroxene-garnet granulites in the Podolsko complex. — *Vest. Ustr. Ust. Geol.*, Praha, 57, pp. 321-328.
- FRANTZ G., THOMAS S. & SMITH D. C. (1986). — High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Munchberger Gneiss Massif, Germany. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, Berlin, 92, pp. 71-85.
- GHENT E. D. (1976). — Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz : a potential geobarometer-geothermometer. — *Am. Mineral.*, Washington, 61, pp. 710-714.
- GIL IBARGUCHI J. I. & ORTEGA GIRONÈS E. (1985). — Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy

- (MT) unit, Galicia, Northwest Spain. — *Chem. Geol.*, Amsterdam, 50, pp. 145-162.
- GODARD G. (1981). — Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée. — Thèse 3^e cycle, Nantes, 153 p.
- GODARD G., KIENAST J. R. & LASNIER B. (1981). — Retromorphic development of glaucophane in some eclogites, East of Nantes (Massif armoricain, France). — *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, 78, pp. 126-135.
- GUIRAUD M., BURG J. P. & POWELL R. (1987). — Evidence for a Variscan suture zone in the Vendée, France : a petrological study of blueschist facies rocks from Bois de Cené. — *J. metamorphic Geol.*, Oxford, 5, pp. 225-237.
- HUNZIKER J. C. & ZINGG A. (1980). — Lower Palaeozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea zone (Southern Alps, Northern Italy). — *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Zurich, 60, pp. 181-213.
- JAKEŠ P. (1969). — Retrogressive changes of granulite facies rocks — an example from the Bohemian Massif. — *Geol. Soc. Australia*, Sydney, spec. publ., 2, pp. 367-374.
- KORNPROBST J. (1976). — Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-riafain : arguments tirés de l'étude des détritits observés dans les sédiments paléozoïques. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), XVIII, pp. 607-618.
- KRETZ R. (1959). — Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. — *J. Geol.*, Chicago, 67, pp. 371-402.
- LAPPIN M. A. & SMITH D. C. (1978). — Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the basal gneisses in the Selje District, Western Norway. — *J. Petrol.*, Oxford, 19, pp. 530-584.
- LASNIER B. (1977). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. — Thèse d'Etat, Nantes, 351 p.
- LE BRETON N. (1983). — Réflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Applications aux gneiss pélitiques de Grande Sila (Calabre centrale, Italie). — Thèse 3^e cycle, Orléans, 223 p.
- LIBOUREL G. (1985). — Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse), ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. — Doctorat, Géologie, Pétrologie, Toulouse, 461 p.
- MARCHAND J. (1974). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes acides. — Thèse 3^e cycle, Nantes, 207 p.
- MATEJOVSKA O. (1967). — Petrogenesis of the Moldanubian granulites near nad Oslavou. — *Krystalinikum*, Prague, 5, pp. 85-103.
- MATHONNAT M. (1983). — La série métamorphique du Cézallier (Massif central français). — Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 208 p.
- MATTAUER M. (1983). — Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 296, pp. 481-486.
- MATTAUER M. (1986a). — Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In : COWARD M. P. & RIES A. C. Eds, Collision tectonics. — *Geol. Soc.*, London, spec. publ., 19, pp. 37-50.
- MATTAUER M. (1986b). — Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), II, 1, pp. 143-157.
- MATTAUER M. & PROUST F. (1976). — La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. — *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 282, pp. 1249-1252.
- MATTAUER M., FAURE M. & MALAVIEILLE J. (1981). — Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. — *J. Struct. Geol.*, Oxford, 3, 4, pp. 401-409.
- NEWTON R. C. & HASELTON H. T. (1981). — Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In : NEWTON R. C., NAVROTSKI A. & WOOD B. J., Eds, Thermodynamics of minerals and melts. — Springer, New-York, pp. 129-145.
- NEWTON R. C. & PERKINS D. (1982). — Thermodynamic calibration of geobarometers based on assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. — *Am. Miner.*, Washington, 67, pp. 203-222.
- OBERHANSLI R., HUNZIKER J. C., MARTINOTTI G. & STERN W. B. (1985). — Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone : an example of eo-alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, western Alps, Italy. — *Chem. Geol.*, Amsterdam, 52, pp. 165-184.
- ORLOWSKI R. (1983). — Granulity Gor Sowich - studium petrologiczne. — Thèse Ph. D., Warszawa.
- PETRAKAKIS K. (1986). — Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets. — *J. metamorphic Geol.*, Oxford, 4, pp. 323-344.
- PIN C. & PIBOULE M. (1988). — Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. — *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), IV, 2. — Sous presse.
- PIN C. & VIELZEUF D. (1983). — Granulites and related rocks in Variscan median Europe : a dualistic interpretation. — *Tectonophysics*, Amsterdam, 93, pp. 47-74.
- PRESS S. (1986). — Detrital spinels from alpinotype source rocks in middle Devonian sediments of the Rhenish Massif. — *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 75, 2, pp. 333-340.
- RAHEIM A. & GREEN D. H. (1975). — P, T paths of natural eclogites during metamorphism ; a record of subduction. — *Lithos*, Oslo, 8, pp. 317-328.
- RAJLICH P., SYNEK J., SARBACH M. & SCHULMANN K. (1986). — Hercynian-thrust related zones and deformation of the varied group on the contact of granulites (southern Moldanubian, Bohemian Massif). — *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 75, 3, pp. 665-683.
- RIES C. A. & SHACKLETON (1971). — Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal remnants of a hercynian thrust plate. — *Nature Phys. Sci.*, London, 234, pp. 65-68.
- SANSEN C. (1981). — Les pyrigarnites du Haut-Allier, pétrographie et thermobarométrie. — Mém. DEA, Rennes, 64 p.
- SCHMIDT K. (1976). — Das « Kalejonische Ereignis » in Mittel und Südwesteuropa. — *Nova Acta Leopoldina*, Saale, RDA, N. F. 45/224, pp. 381-402.
- SCHONLAUB H. P. (1979). — Das Palaeozoikum in Österreich. — *Abh. Austria, Geol. Bundesanst.*, Wien, Bd 33, 180 p.
- SMULIKOWSKI K. & BAKUM-CZUBAROW N. (1973). — New data concerning the granulite-eclogite rocks series of Stary Gieraltow, east Sudetes, Poland. — *Bull. Acad. Pol. Sci.*, Warszawa, 21, pp. 25-34.
- TUCKER R. D., RÄHEIM A., KROGH T. E. & CORFU F. (1987). — Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the western gneiss region, south central Norway. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 81, pp. 203-211.
- VAN BREEMEN O., AFTALION M., BOWES D. R., DUDEK A., MISAR Z., POVONDRA P. & VRANA S. (1982). — Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. — *Trans. R. Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, 73, pp. 89-108.
- VIELZEUF D. (1984). — Relation de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. — Thèse Doc. Sci., Clermont-Ferrand, 288 p.
- WELLS P. R. A. (1979). — Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern West Greenland. — *J. Petrol.*, Oxford, 20, pp. 187-226.
- WIESER T. (1978). — Glaucophane schists and associated rocks of Kopina Mt. (Lasocki Range, Sudeten). — *Mineral. Pol.*, Warszawa, 9, pp. 17-40.
- ZELAZNIEWICZ A. (1985). — Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts (Sudetes). — *Acta geophys. pol.*, Warszawa, 35, 1-2, pp. 157-170.

CHAPITRE III

LE MAGMATISME MARQUEUR DES SUBDUCTIONS ANTE-HERCYNiennes

INTRODUCTION

L'un des principaux arguments des opposants à l'interprétation de la Chaîne Hercynienne dans le cadre de la théorie de la Tectonique des Plaques a été basé sur l'absence supposée de formations calco-alkalines basiques. En effet, de même qu'il est reconnu que les ophiolites témoignent de l'existence passée de croûte océanique, on admet généralement que les "arcs andésitiques" (s.l.) constituent l'un des indices majeurs d'anciens phénomènes de subduction. A ce titre, la reconnaissance d'un paléo-magmatisme de marge active est d'un intérêt évident pour les essais de reconstruction géodynamique.

Or, des travaux géochimiques récents ont permis de mettre en évidence, tant en France (Thiéblemont & Cabanis, 1986) qu'en Europe Centrale (Narebski et al., 1986), des témoins d'un magmatisme d'arc insulaire d'âge Silurien. Ces découvertes sont en bon accord avec l'existence, reconnue de plus longue date, de rares schistes bleus, et l'interprétation en termes de subduction des paragenèses de HP-HT d'âge comparable, répandues dans les zones internes de la Chaîne (cf. Chap. II).

Ce chapitre expose des arguments géochimiques et isotopiques qui suggèrent que des processus de subduction ont également été actifs à une époque plus récente, précédant immédiatement les événements tectoniques carbonifères. Ces résultats, obtenus dans le Nord du Massif Central, paraissent confortés par les données actuellement disponibles dans plusieurs autres régions de la Chaîne, et sont globalement en accord avec la reconnaissance de témoins océaniques d'âge voisin (cf. Chap. I).

Enfin, des données préliminaires, obtenues sur la suite volcanique bimodale d'âge cambrien, affleurant dans l'Est des Monts de Lacaune (versant Nord de la Montagne Noire), semblent également indiquer l'existence d'environnements de subduction dès le début du Paléozoïque.

Sommaire

- 1) - Trace element and isotope geochemistry of the Brévenne Devonian volcanics, Massif Central (France) : a subduction-related bimodal suite in the Variscan Belt.2
- 2) - Le magmatisme Dévono-Dinantien du Nord du Massif Central: témoin d'une marge active hercynienne.
- 3) - L'association spilite-kératophyre du Cambrien des Monts de Lacaune: résultats préliminaires.

Trace element and isotope geochemistry of the Brévenne Devonian volcanics, Massif Central (France): a subduction-related bimodal suite in the Variscan belt

Abstract

In the Brévenne series (NE Massif Central), mafic and felsic volcanics of probable Devonian age are exposed. The mafic rocks are characterized by a distinct enrichment in incompatible elements (e.g. Th and LREE), and positive ENdi (from +5 to +8). Combined isotope and trace element systematics rule out crustal contamination of mafic melts as a suitable cause of the LILE-enrichment. Rather, a mixing process between a component similar to MORBs and an enriched end-member with ENdi >+5 is suggested. An enriched-mantle source of OIB affinity is precluded by the relative depletion of HFSE, especially Nb which shows negative anomalies in chondrite-normalized patterns. On the contrary, a subduction-related origin for the LILE enrichment would be more consistent. It may be inferred that arc-like melts (enriched in Th and LREE and depleted in Nb, with ENdi > 5) were produced through partial melting of a depleted-mantle source, to which a small amount of crustally-derived sediment had been added.

The felsic rocks are enriched in LILE, and have a close genetic relationship with the mafic rocks, as evidenced by their high ENdi. Although the chemical evidence remains ambiguous, it is suggested that fractional crystallization is the petrogenetic process most consistent with the data.

A review of modern environments, in which such bimodal suites are exposed, shows that fore-arcs, or settings involving a volcanic arc built upon young, thin continental crust are more likely than the ensialic back-arc basin environment that has previously been inferred. Geodynamic reconstructions are complicated by subsequent tectonic events and large-scale rotations, inferred from paleomagnetic data, which disrupted the initial patterns. However, this subduction-related magmatism enlarges the growing body of evidence for subduction processes in the Late Paleozoic evolution of the European Variscides.

I - Introduction

The origin of bimodal, mafic and felsic magmatic assemblages is a classical problem of igneous petrology (e.g. Yoder, 1973). The mantle derivation of the basaltic end-member is conspicuous. However, the relation of mafic to the felsic rocks and the significance of the compositional gap are often debated. Indeed, several quite different geological processes may lead to the production of rhyolitic magmas. First, coeval basalts and rhyolites may have totally unrelated sources, and may be genetically linked merely by a single thermal process. An example would be the case where anatexis of the felsic lower crust occurred due to the intrusion of a mantle-derived mafic magma. Usually, this situation may be easily identified

on isotopic grounds, provided the respective crustal and mantle sources display sufficient contrast (e.g. Lipman et al., 1978; Doe et al., 1982; Suneson & Lucchita, 1983; Bacon et al., 1984).

Alternatively, the mafic and felsic end-members may share a common, mantle-derived parent. Possible petrogenetic mechanisms for production of rhyolites include fractional melting of a mafic source (Yoder, 1973), liquid immiscibility (e.g. Thurston & Fryer, 1983), and liquid fractionation (McBirney, 1980; Turner, 1980). Moreover, under some conditions, fractional crystallization of a mafic magma may also produce felsic differentiates without producing significant quantities of intermediate members (e.g. Thompson, 1972; Grove & Donnelly-Nolan, 1986).

Likewise, bimodal associations may occur in highly contrasting geodynamic environments. Examples are within-plate extensional settings (Martin & Piwinski, 1972) e.g. Basin and Range-type provinces, continental rifts (Seyler, 1986), or subduction related contexts, e.g. oceanic island arcs, or active continental margins (Donnelly & Rogers, 1980; Condie & Shadel, 1984; Frey et al., 1984; Notsu et al., 1987).

Bimodal suites are a common feature of ancient, metamorphic terrains, and most geodynamic models rely heavily upon their inferred origin. It is claimed that a combined, immobile trace-element and Nd isotopic approach may put useful constraints on the petrogenesis of these associations, and contribute to the interpretation of their initial tectonic settings.

II - Geological notes

The Brévenne series is exposed in a narrow, NE-trending, strip of low-grade rocks (Brévenne valley) within the high-grade metamorphics of the north-eastern Massif Central, 20 km west of Lyon (Fig. 1). It displays a typical spilite-keratophyre association (Peterlongo, 1960) which suffered a greenschist facies overprint and a strong, polyphase deformation. The Brévenne series was tectonically juxtaposed with, and thrust over the migmatitic, granulite-bearing Monts du Lyonnais gneisses (Dufour, 1985). This occurred during a right-lateral transpressional episode (Lardeaux, 1986) which ended ca. 330 Ma ago (Gay et al., 1982).

Although no direct evidence allows estimation of the age of the Brévenne series itself, an age younger than the so-called "Acadian" (ca. 400 Ma) high-grade metamorphism is generally assumed. This would be consistent with the occurrence of abundant volcanics of Late Devonian to Early Visean age in the Morvan area, 100 km to the North-West (Bébié & Gagny, 1980). Indeed, fossils ascribed to the Early Visean have been reported from the Violay Group (Le Gouget), a possible north-ward extension of the Brévenne series s.s. (Julien, 1896) (Fig. 1). However, taking into account the limited deformation of these rocks, it seems possible that they belong

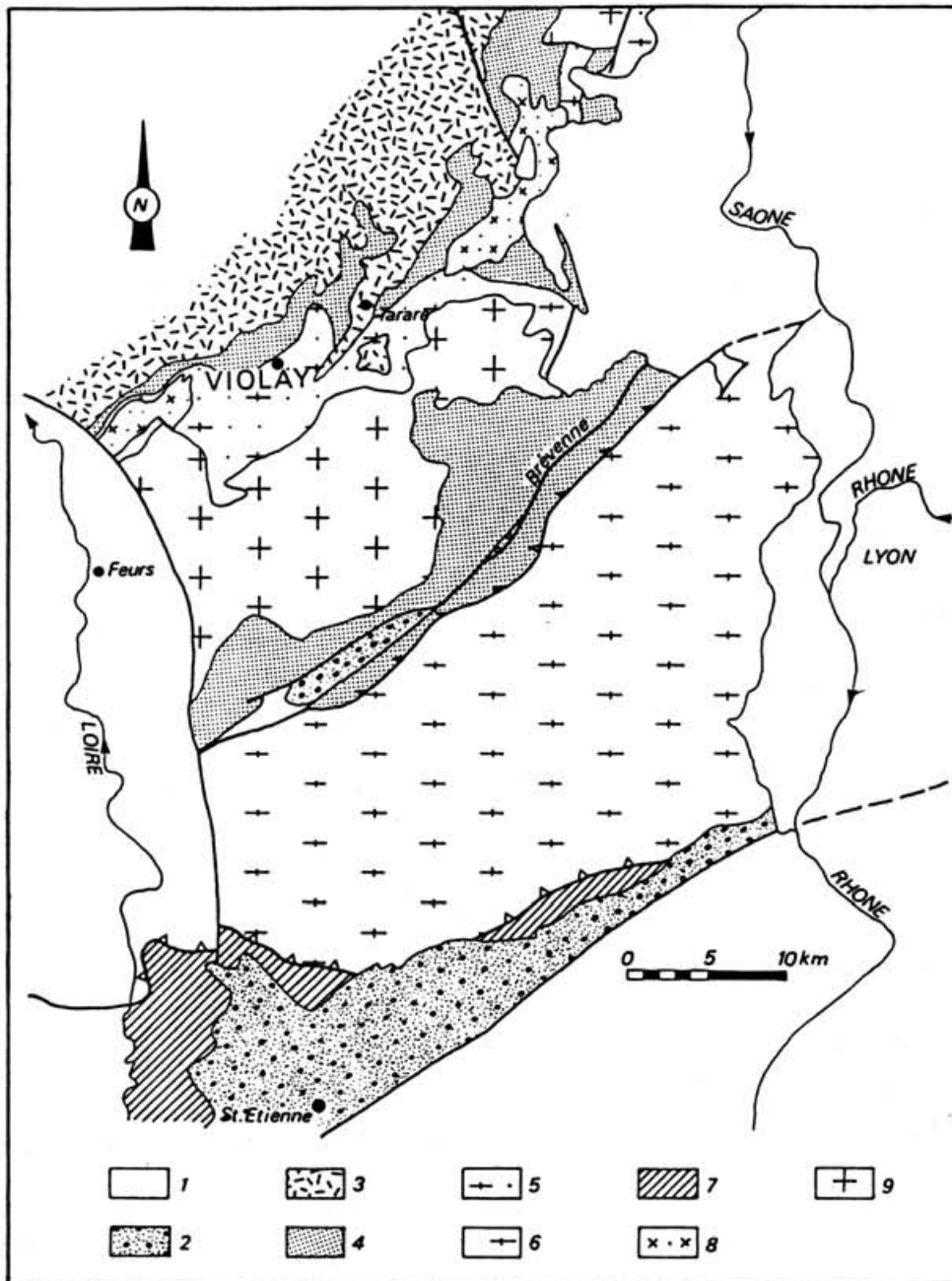


Fig. 1 - Geological context of the Brévenne series.
(from Geol. Map of France, 1/250 000, Lyon)

- 1: Mesozoic-Cenozoic cover
- 2: Upper Carboniferous coal basin
- 3: Upper Visean, post-tectonic rhyo-dacitic tufs
- 4: Brévenne Series (Brévenne valley and Violay Group)
- 5: Retrogressed, high-grade gneisses
- 6: High-grade gneisses (Monts du Lyonnais)
- 7: Medium-grade micaschists
- 8: Plagiogranites
- 9: Post-tectonic, K-rich granite.

to a younger suite than the Brévenne series itself (Sider et al., 1986).

An apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 365 Ma on one zircon fraction from a keratophytic lava from the Brévenne valley suite (Pin & Peterlongo, work in progress) provides a preliminary estimate of the minimum age (Late Devonian) of the bimodal volcanism.

Lithologically, the series is composed of metatuffs, metagabbros, scarce serpentinites, and more especially, a close association of felsic (Keratophyres) and mafic lavas (sometimes pillowed). Intermediate rocks are scarce. Massive sulphide ore deposits are associated with the metavolcanics. Slices of strongly retrogressed gneisses, similar to the Monts du Lyonnais basement series, also occur in the Brévenne area. However, their relationships with the low-grade rocks are obscured by pervasive shearing. Plagiogranites intrude both the volcanic suite and the retrogressed basement (Peterlongo, 1960; Piboule et al., 1982).

The metavolcanics have been studied by several authors, whose conclusions significantly disagree. Some emphasized the predominantly calc-alkaline character of the igneous suite (Fonteilles, 1968; Carme, 1975; Pin et al., 1982). In contrast, Piboule et al. (1982) and their co-workers (Lacroix, 1980; Durand, 1981; Jouchoux, 1983; Vuagnat, 1984; Rigaud, 1985) argued that the mafic end-members have affinities with abyssal tholeiites. They also interpreted the rhyolites and plagiogranites as co-magmatic, late-stage differentiates of the tholeiitic series, and proposed that the suite originated in an extensional ensialic marginal basin. Recently, Sider & Ohnenstetter (1986) studied the north-east prolongation of the Brévenne series (Beaujolais) and recognized five distinct igneous suites. These suites display either tholeiitic or calc-alkaline affinities, and a limited back-arc basin setting was inferred.

III - Trace element data

This work uses partially published Th and REE analyses by INA (Pin et al., 1982). New trace element (Rb, Sr, Zr, Nb, Y, REE, Th) results were obtained by XRF, ICP/OES and IDMS following techniques outlined by Pin et al. (1988).

Major and trace element data are reported in Table 1. Those incompatible trace elements which are generally considered as comparatively immobile during alteration and low-grade metamorphism are presented as chondrite-normalized abundance patterns (Sun et al., 1979; Thompson et al., 1983).

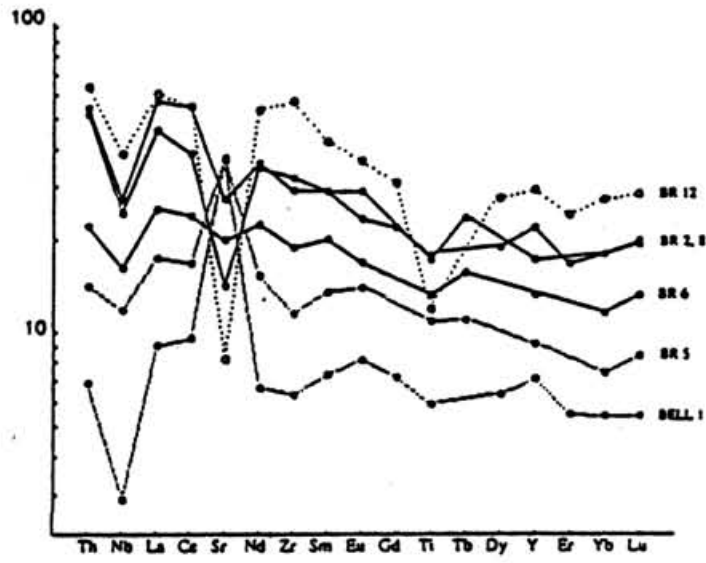
a) Mafic rocks

The mafic rocks from the Brévenne series s.s. display broadly similar patterns, characterized by an overall enrichment of the more incompatible relative to the less incompatible elements. This is especially highlighted by the distinct fractionation of REE (Fig. 2a, b). It may be noted, however, that the fractionation of LREE is slightly less pronounced, as pointed out by $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ being less than

REG	00 1	00 2	00 3	00 4	00 5	00 6	00 7	00 8	00 9	00 10	00 11	00 12	00 13	00 14	00 15	00 16	00 17	00 18	00 19	00 20	00 21	00 22	00 23	00 24	00 25		
SIC2	32.18	47.00	47.30	48.20	49.50	50.00	50.70	51.70	52.00	52.41	53.00	53.50	54.00	54.50	55.00	55.50	56.00	56.50	57.00	57.50	58.00	58.50	59.00	59.50	60.00		
AL203	15.40	15.70	16.40	16.40	4.90	18.00	16.10	16.80	5.70	16.40	17.10	17.90	14.50	13.40	13.00	13.90	13.20	12.70	17.70	14.95	12.80	22.00	17.10	17.70			
FE203	9.75	4.10	3.52	5.14	6.30	2.73	3.36	2.25	5.34	1.38	5.08	2.87	4.18	2.34	1.20	1.89	1.37	2.20	1.45	1.70	1.00	2.37	2.82	1.27			
PEG	-	5.39	6.82	3.19	3.24	4.93	5.88	5.00	5.37	5.51	2.70	3.43	2.70	1.45	1.30	1.81	1.20	tr	5.81	1.70	-	3.81	4.84	2.44			
H60	8.40	7.50	8.40	7.00	19.40	7.00	6.70	6.20	3.70	5.50	2.70	2.80	3.10	8.70	1.40	1.30	8.30	8.50	4.22	1.50	6.17	5.40	6.40	3.50			
CA0	11.70	11.70	8.40	11.00	13.40	9.70	7.00	1.40	4.50	1.70	5.40	3.85	1.75	4.10	1.15	0.50	1.85	1.45	1.42	1.45	1.60	7.10	4.40	5.47			
HAN0	3.30	3.00	3.00	3.45	6.60	3.15	4.25	5.20	4.80	5.70	4.10	4.35	4.15	2.10	4.15	6.70	3.20	4.15	6.25	6.40	5.10	4.30	2.60	4.29			
K20	8.00	8.30	8.52	8.37	8.20	8.47	8.30	1.05	8.33	8.25	1.30	1.45	8.20	3.20	8.50	8.50	5.85	8.15	8.20	8.50	3.00	8.70	8.70	8.30			
T101	8.40	1.40	1.75	1.15	8.00	1.10	1.25	1.25	1.80	1.10	8.80	1.10	1.20	8.40	8.25	8.25	8.20	8.25	1.45	8.35	8.30	1.85	1.10	1.80			
H10	8.12	8.15	8.14	8.19	8.19	8.12	8.14	8.15	8.19	8.15	8.14	8.18	8.14	8.89	8.84	8.84	8.84	8.84	8.84	8.85	tr	8.83	8.85	8.84	8.83		
H20	1.49	3.22	3.30	1.45	1.50	1.70	3.85	4.14	8.34	3.70	1.71	2.74	1.30	2.48	1.70	8.53	8.48	8.38	3.35	1.20	1.84	3.23	3.75	2.74			
H20	8.23	8.81	8.24	8.24	8.25	8.22	8.87	8.24	8.89	8.11	8.16	8.84	8.12	8.18	8.82	8.81	8.14	8.89	8.80	8.15	8.82	8.15	8.15	8.88			
TOTAL	184.29	188.87	99.41	188.28	99.84	188.14	99.30	99.38	98.74	100.20	99.99	101.85	100.12	100.36	99.81	100.25	100.43	99.81	99.98	99.78	100.79	99.84	100.83	99.82			
Tn	8.34	8.97	2.70	8.25	-	8.78	1.18	-	2.35	2.47	-	-	3.14	-	-	-	11.20	7.58	2.48	7.45	7.19	3.31	3.24	2.40			
Rn	30.4	2.7	7.7	4.3	-	8.4	5.7	-	8.7	4	-	-	2.7	-	13.3	-	61	2.4	5.18	22.90	27.30	19.7	28.1	18.9			
Sr	298.00	275.00	294.00	320.00	-	484.00	217.00	-	155.00	-	-	-	89.00	-	89.00	-	203.00	141.00	277.00	224.00	44.00	482	271	345			
Zr	35	123	141	72	-	64	183	-	178	171	-	-	314	-	240	-	379	141	132.00	177.00	442.00	134	148	132			
Mn	1.88	8.18	9.48	3.36	-	4.10	5.60	-	8.50	7.40	-	-	13.20	-	18.80	-	11.40	18.20	5.80	7.50	13.00	7.08	8.00	8.00			
F	14	-	-	-	-	-	-	-	43	-	-	-	-	-	38	-	-	-	12.00	31.00	85.00	32	37	38			
La	2.74	18.58	18.70	4.68	1.48	3.70	8.38	-	15.88	14.40	-	-	19.70	-	31.2	-	37.20	24.20	4.41	21.58	25.78	24.20	13.45	17.70			
Ca	8.15	24.48	44.48	12.28	2.40	14.40	28.48	-	33.00	33.30	-	-	47.50	-	71.5	-	87.20	35.90	18.82	42.40	48.30	53.18	38.18	34.80			
Mg	4.14	15.38	22.38	9.49	-	9.44	14.80	-	21.48	19.48	-	-	33.30	-	-	-	39.78	33.50	4.58	21.88	24.28	24.48	18.88	15.70			
Sn	1.44	4.42	3.73	3.80	8.28	2.49	4.81	-	5.78	5.24	-	-	8.44	-	6.3	-	18.18	8.67	1.74	4.81	9.78	4.82	4.20	3.70			
Bi	8.42	1.75	2.18	1.28	8.13	1.84	1.27	-	1.77	1.18	-	-	2.74	-	1.44	-	1.58	1.54	8.44	1.85	1.61	1.98	1.23	1.34			
Ba	1.75	-	-	-	-	-	-	-	5.95	5.34	-	-	8.34	-	-	-	-	8.78	1.72	4.33	9.48	4.30	3.99	4.34			
Tb	-	1.88	1.89	8.45	8.84	8.51	8.72	-	-	-	-	-	-	-	1.34	-	2.49	-	-	-	-	-	-	-			
Dn	2.13	-	-	-	-	-	-	-	4.38	4.17	-	-	7.14	-	-	-	-	9.84	1.89	4.33	12.44	4.94	4.87	4.97			
Er	1.28	-	-	-	-	-	-	-	3.67	3.44	-	-	5.38	-	-	-	-	5.97	1.25	2.53	7.33	4.22	2.48	3.89			
Yb	1.14	3.38	3.70	2.38	8.84	1.48	2.58	-	3.70	4.21	-	-	5.85	-	5.2	-	9.38	6.48	1.59	3.88	8.71	4.41	2.44	3.34			
Lu	8.18	8.55	8.44	8.37	8.87	8.28	8.44	-	8.45	8.70	-	-	8.94	-	8.84	-	1.45	1.89	8.24	8.38	1.42	8.47	8.43	8.44			
Yt	-	128	188	55	-	95	130	38	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Cr	-	290	218	185	-	288	318	38	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
V	-	230	220	188	-	178	238	140	218	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			

Table 1

(a)



(b)



(c)

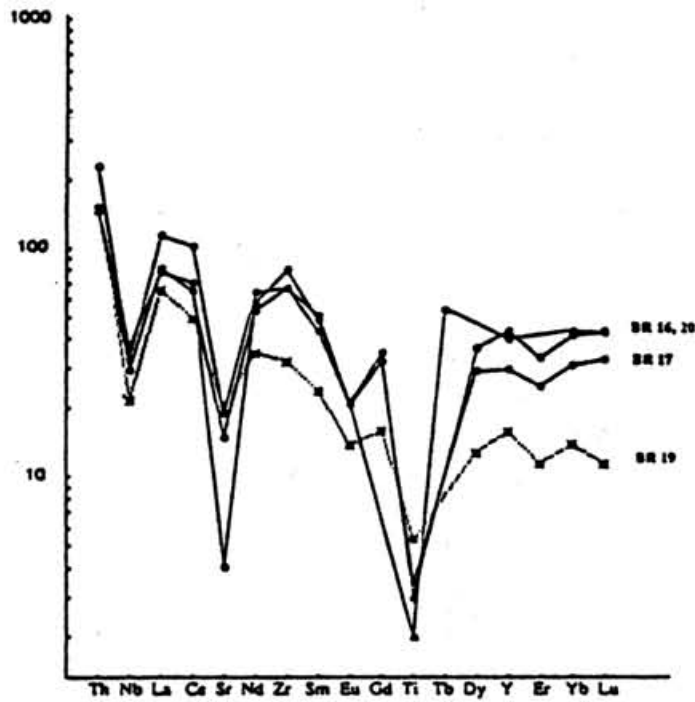


Fig. 2

(La/Yb)_N. Also, one sample (BR3) displays no LREE enrichment (La/Sm)_N=0.95. The abundance of Th, the most incompatible of those elements that are not readily mobilized (e.g. Chen et al., 1986), is generally high compared to other very incompatible elements, as shown by Th/La=0.12-0.17 and Th/Nb=0.17-0.34. These high levels of Th and La are not matched by Nb, as stressed by conspicuous negative Nb anomalies. The gabbro sample BR3, and to a lesser extent the pillow basalt BR1, depart from this picture (Fig. 2b). They display a general depletion of the most incompatible elements, similar to that observed in N-type MORB. However, all other samples are characterized by Th/Nb ratios much higher than the very narrow range exhibited by N-MORB, E-MORB and OIB (0.06-0.07, Sun, 1980; Hofmann, 1986). Most normalized-patterns also have distinct negative Ti anomalies and faint positive Eu anomalies.

b) Felsic rocks

The metarhyolites (keratophyres) are characterized by a strong overall enrichment in incompatible elements. This is shown by the abundances of Th and LREE, and the high, almost flat HREE patterns at ca. 40 times the chondrite level (Fig. 2c). Other striking features include deep Eu, Sr, Nb and Ti anomalies. The presence of a Zr spike suggests the occurrence of cumulus zircon in these rocks. The large negative Eu and Sr anomalies are consistent with plagioclase fractionation, either in the solid residuum left by partial melting, or through fractional crystallization. Likewise, the very low Ti content suggests removal of an Fe-Ti oxide phase. The high, unfractionated HREE abundances preclude equilibration with either garnet or any other HREE-bearing phase. In contrast, the intrusive plagiogranite (BR 19) displays a distinct depletion and fractionation of its HREE (Sm/Lu)_N=2.1.

c) Le Gouget volcanic tufs

Three lava clasts from the presumably Early Visean tufs from Le Gouget (Violay Group) show a pronounced LREE enrichment. Thorium is also abundant, and marked, negative Nb and Ti anomalies occur (Fig. 3). These porphyritic, Al₂O₃-rich rocks show distinct affinities with calc-alkaline volcanics of the neighbouring Morvan and Montagne Bourbonnaise areas (Pin et al., 1982), and orogenic andesites in general.

IV - Isotopic results

In a Sm-Nd isochron diagram (Fig. 4), two separate fields may be distinguished. The spilites (full circles) and the closely associated keratophyres (open circles) from the Brévenne series s.s. plot along a narrow array with a positive slope (a). In contrast, the andesitic clasts from Le Gouget, a mafic dyke associated with a plagiogranite massif (BR 9), the plagiogranites themselves (BR 14, 19), and an intermediate doleritic rock of ambiguous setting (BR 18), are characterized by lower Sm/Nd and isotope ratios, and define

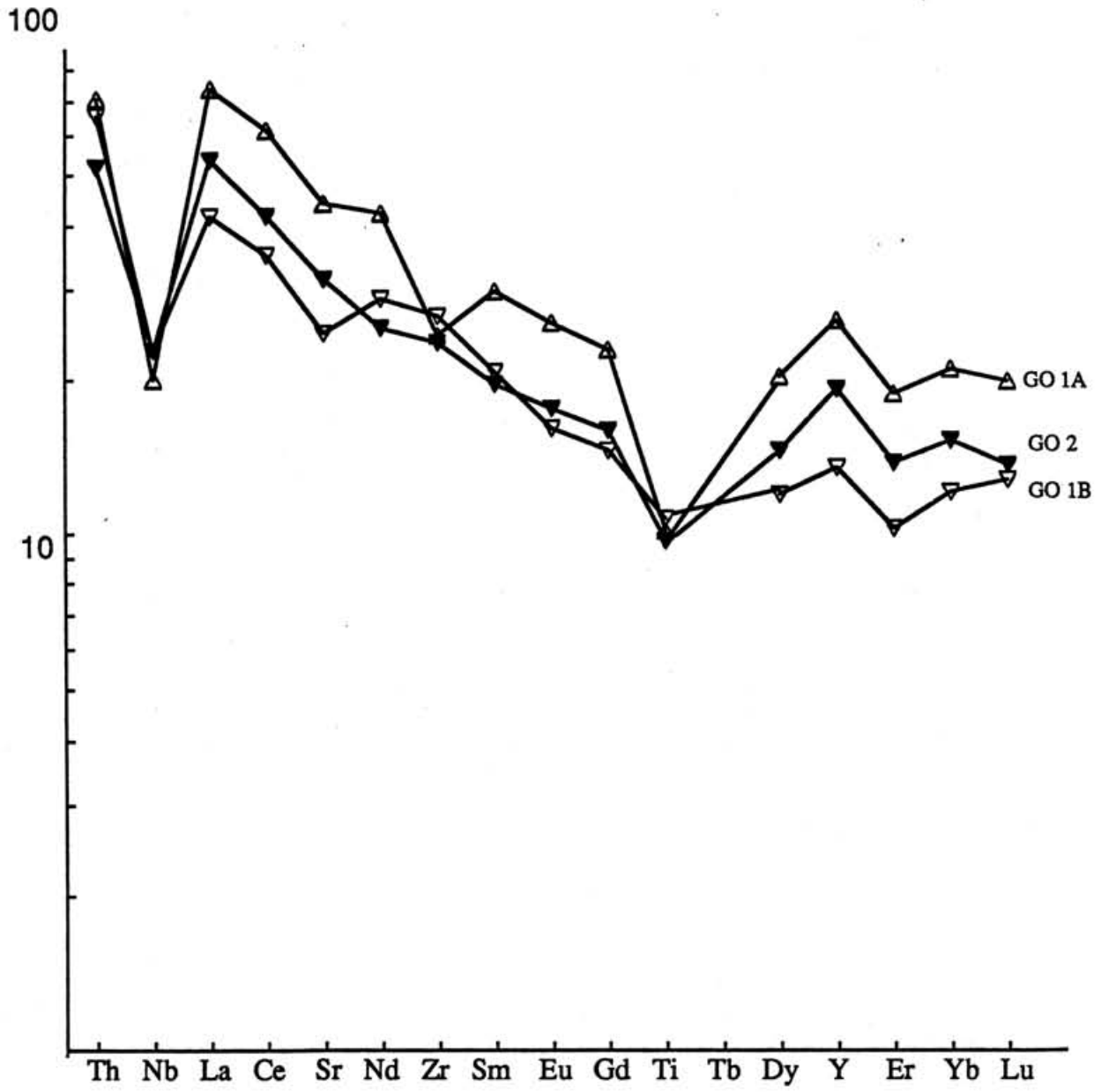


Fig. 3

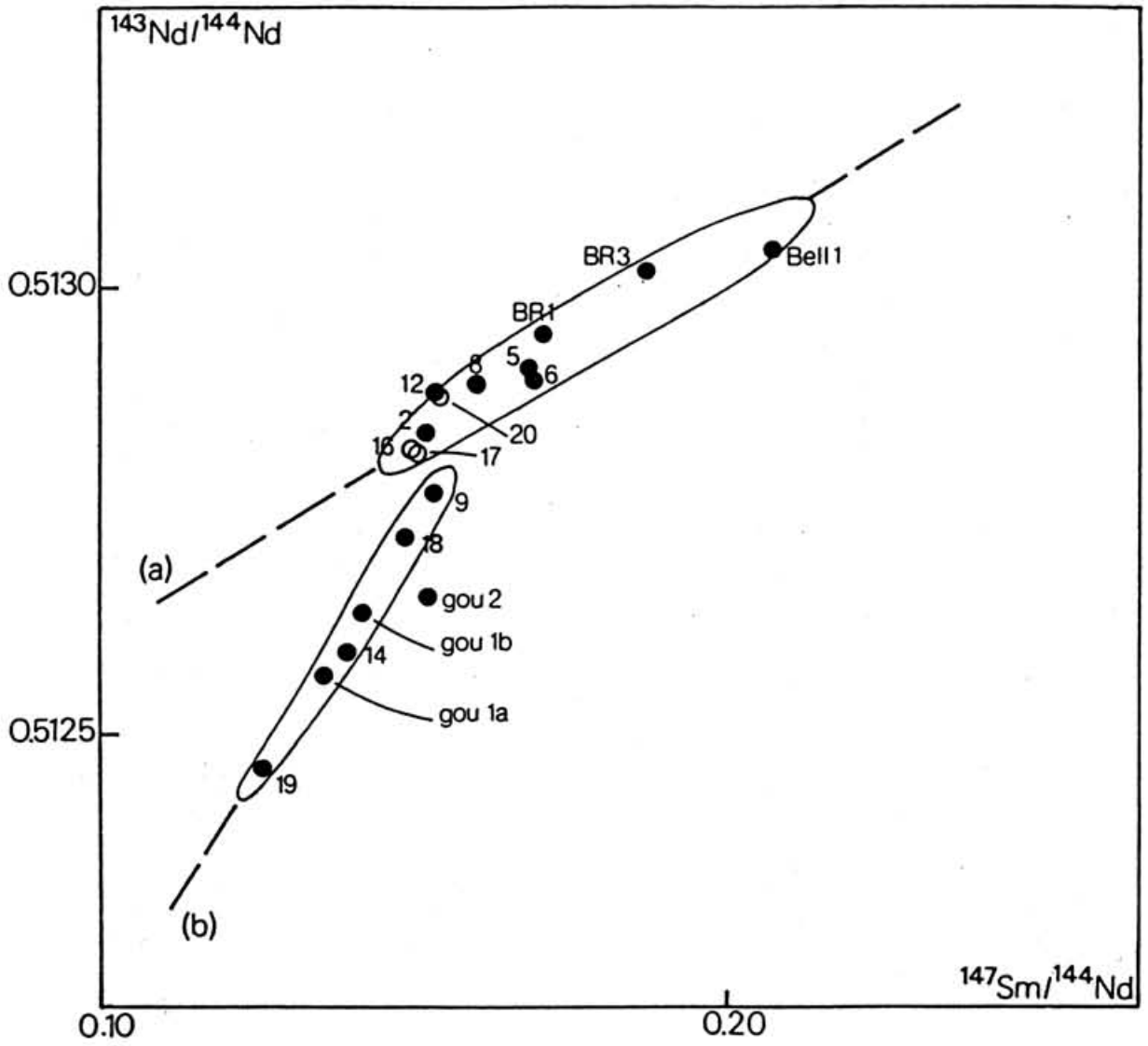


Fig. 4

Sample	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(T)	T (Ma)
brev 1	4.15	14.9	0.1690	0.512949 (11)	+7.3	370
brev 2	5.38	21.6	0.1508	0.512841 (12)	+6.1	"
brev 3	2.82	9.19	0.1855	0.513022 (9)	+8.0	"
bell 1	1.38	4.03	0.2064	0.513038 (25)	+7.3	"
brev 5	2.53	9.14	0.1671	0.512914 (12)	+6.7	"
brev 6	3.77	13.6	0.1679	0.512899 (9)	+6.4	"
brev 8	5.43	20.7	0.1585	0.512892 (14)	+6.7	"
brev 12	8.06	32.2	0.1513	0.512884 (10)	+6.9	"
brev 16	9.45	38.4	0.1488	0.512822 (8)	+5.8	"
brev 17	8.06	32.6	0.1494	0.512820 (8)	+5.7	"
brev 20	8.86	35.3	0.1518	0.512881 (9)	+6.8	"
brev 18	1.58	6.49	0.1470	0.512725 (10)	+4.0, +3.9	370, 350
brev 9	4.98	19.9	0.1515	0.512775 (11)	+4.8, +4.7	"
brev 14	5.71	25.0	0.1383	0.512598 (11)	+1.9, +1.8	"
brev 19	4.72	22.8	0.1253	0.512471 (10)	+0.1, -0.1	"
Goug 1a	5.65	25.8	0.1325	0.512562 (8)	+1.5, +1.3	"
Goug 1b	4.02	17.4	0.1396	0.512630 (9)	+2.5, +2.4	"
Goug 2	3.73	15.4	0.1465	0.512609 (11)	+1.8, +1.6	"
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T)	T (Ma)
brev 1	3.7	275	0.039	0.70368	0.7035	370
brev 2	7.7	294	0.076	0.70390	0.7035	"
brev 3	4.3	320	0.039	0.70421	0.7040	"
bell 1	30.6	398	0.220	0.70708	0.7059	"
brev 5	8.6	404	0.062	0.70430	0.7040	"
brev 6	5.7	217	0.076	0.70412	0.7037	"
brev 8	7.7	294	0.076	0.70548	0.7051	"
brev 12	2.7	88.6	0.088	0.70464	0.7042	"
brev 16	61.3	203	0.870	0.70817	0.7036	"
brev 17	2.6	161	0.047	0.70493	0.7047	"
brev 20	29.3	43.9	1.93	0.71374	0.7036	"
brev 18	5.1	277	0.053	0.70504	0.7048	370, 350
brev 9	6.0	158	0.110	0.70561	0.7050, 1	"
brev 14	13.3	89	0.432	0.70765	0.7054, 1	"
brev 19	22.9	224	0.296	0.70754	0.7061	"
Goug 1a	19.7	482	0.118	0.70629	0.7057	"
Goug 1b	20.1	271	0.215	0.70630	0.7052	"
Goug 2	14.7	345	0.123	0.70666	0.7061, 0	"

Petrography - metabasalts (spilites) : brev 1, 2, 6
 - metagabbros : brev 3, 5, bell 1
 - intermediate rocks : brev 8, 12, 18
 - metarhyolites (keratophyres) : brev 16, 17, 20
 - plagiogranites : brev 14, 19 (brev 9: associated mafic
 - volcanic clasts : Goug 1a, 1b, 2 dyke)

Table 2

another elongated field, with a steeper slope (b). Whatever their precise significance, these contrasting trends suggest that the andesitic tuffs from Le Gouget and the intrusive plagiogranites did not originate from the same source materials as the bimodal volcanic suite.

The Nd and Sr data from the bimodal association have been corrected for in situ radioactive decay of ^{147}Sm and ^{87}Rb assuming a 370 Ma age, while isotope ratios concerning the remaining samples have been computed at both 370 and 350 Ma (Tab. 2). Clearly, no significant isotopic difference arises from this age uncertainty.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{370}$ values of the samples from the Brévenne bimodal suite are tightly grouped between 0.7035 and 0.7045. Only a few samples reach values as high as 0.706. This suggests that the effects of both spilitisation and later events on isotopic composition were comparatively minor. For example, a pillow lava (BR1) or a typical spilite (BR2) have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{370} = 0.7035$. This precludes any major interaction with sea water ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{370}$ ca. 0.7085, Burke et al., 1982), and lends support to the inference on the immobility of much less soluble elements such as Th, Nb and LREE. Interestingly, the felsic metavolcanics do not display more radiogenic values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{370}$. This suggests that their source did not contain a crustal component with high time-integrated Rb/Sr.

In agreement with the low Sri , END_{370} values are high (+6.0 to +8.0). This provides compelling evidence for the derivation of both mafic and felsic metavolcanics from a time-integrated LREE-depleted reservoir. Highest END values correlate with low Th contents and the lack of a distinct negative Nb anomaly. Indeed, the most radiogenic Nd is found in the only sample (BR3) having a Th/Nb ratio (0.076) consistent with a derivation from an oceanic mantle. The keratophyres have high END_{370} (+5.7 to +6.8) which overlap with the values of the mafic rocks. This substantiates their derivation from mafic parents.

Two samples from the main plagiogranite massifs (St Vêrand and Chindo) have $\text{END}_{370} = +1.9$ and $+0.1$, respectively. A wide isotopic gap therefore separates these plagiogranites from the keratophyres ($\text{END} > +5$). Together with differences in HREE patterns (Fig. 2c), this invalidates the hypothesis that both types of felsic rock are co-magmatic (Piboule et al., 1982). Rather, these features are consistent with the presence of a substantial crustal component with negative END and a fractionated REE pattern. However, an andesitic dyke associated with these plagiogranites (BR 9, $\text{END}_{370} = +4.8$) suggests that magmas extracted from a depleted mantle source were also involved in the genesis of these massifs.

The lava clasts from the volcanic tuffs (Le Gouget) display strongly fractionated incompatible element patterns, with deep Nb and Ti anomalies (Fig. 3). They have significantly lower END_i (ca. +2) and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.705-0.706) than the rocks from the Brévenne series sensu stricto (Tab. 2). This suggests a significantly different source and/or magmatic evolution, in

Keeping with their contrasting position in the Sm-Nd isochron diagram (Fig. 4).

V - Discussion

Before any inference can be made on the tectonic setting of the bimodal association, it is necessary to assess the significance of both the mafic and the felsic rocks. This requires evaluation of 1) the origin of isotopic variations displayed by the mafic rocks and their relationships to trace element data, and 2) the petrogenesis of felsic rocks.

a) origin of the mafic rocks

The mafic rocks show a limited range of Nd isotopic composition, which shows a reasonably good correlation ($\alpha=0.95$) with $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 5a). If interpreted as an isochron, this line would correspond to a ca. 530 Ma age. On geological grounds, however, a post-Silurian age of the Brévenne series is much more likely. Other explanations for this linear array must therefore be investigated.

First, this line could be an "erupted isochron", related to an older differentiation event which created several, isotopically homogeneous, mantle domains with different Sm/Nd ratios. The age indicated by the slope of the line would correspond to this event only if the Sm/Nd ratios were not modified by the 370 Ma partial melting episode which sampled the various, ancient domains.

Alternatively, the linear array could arise from binary mixing processes, without the necessary connotation of an isochron. This hypothesis is substantiated by the crude co-variation of ENd_i with other parameters such as $(\text{La}/\text{Yb})_N$ and Nb/Nb^* (Fig. 5b, c).

Qualitatively, these variation trends could be interpreted in terms of contamination of a mafic melt, derived from a depleted-mantle source, by a crustal component with low ENd , high $(\text{La}/\text{Yb})_N$ or Th/La , and a negative Nb anomaly. The high Th/La and Th/Nb ratios of most mafic rocks would require large crustal inputs. For example, assuming an initial mafic magma with 15 ppm La and 1 ppm Th, as much as 20% crustal contaminant, with 12 ppm Th and 30 ppm La, would be required to obtain a $\text{Th}/\text{La}=0.17$. In this case, a dramatic, concomitant drop of $\text{ENd} > 7$ E-units would result, assuming that the mantle melt and the crustal contaminant ($\text{ENd}=-8$) contained 10 and 30 ppm Nd respectively. Isotopic data permit only a limited (maximum of about 5%) contamination by normal, continental materials. The crustal contamination model may also be constrained by the inferred Sm-Nd mixing line (Fig. 5a), which enables computation of the isotopic composition corresponding to any chosen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. For example, a typically continental $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.12$ would correspond to a high ENd_{370} (+6). This demonstrates that the mixing process could not have involved a component derived from an old, continental crust. Further limitations of the contamination hypothesis are highlighted by considering the co-variations between ENd and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ or Nb/Nb^* (Fig. 5b, c). Although crude, these trends

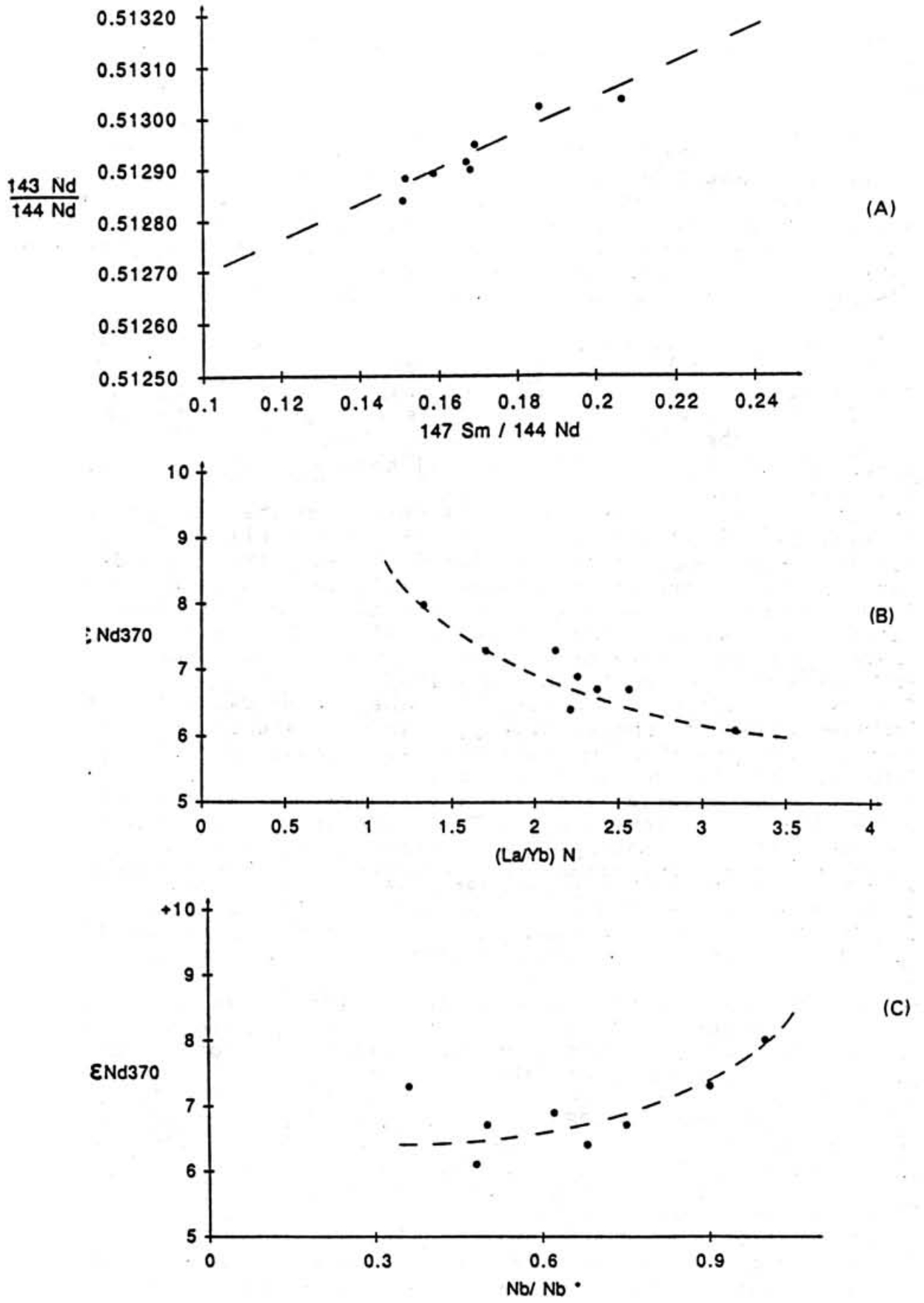


Fig. 5

allow the nature of the LREE-rich, Nb-poor end-member to be constrained by extrapolating to $Nb/Nb^*=0$, or $(La/Yb)_N > 3.5$. Again, the resulting ENd_{370} (ca. +6) precludes a continental origin for this component.

Two components, both with positive ENd , have to be considered in the petrogenesis of the mafic volcanics from the Brévenne bimodal suite. The evidence for some fractionation of the heavy REE, and the moderately high Zr/Nb ratios might suggest that the LILE-enriched component was derived from an "E-MORB" type source, transitional towards the type of mantle reservoir envisaged for ocean island basalts. However, the conspicuous negative Nb anomalies rule this out.

In several respects, these rocks have distinct affinities with island-arc basalts. This is more especially apparent from the fractionation of LILE with respect to HFSE, as expressed by Th/Nb. This ratio reaches values as high as 0.30-0.35, very close to the IAT average, 0.36 (Sun, 1980), or La/Nb. Likewise, the enrichment in Th relative to LREE (e.g. Th/La, Joron & Treuil, 1977; Saunders et al., 1980) is consistent with characteristics transitional between ocean floor basalts and IAT.

A similar conclusion may be reached from the data on Ba, one of the most sensitive tracers of arc affinities (e.g. BVSP, 1981). The Ba/Nb ratio is 10-50 (Durand, 1981) and Ba/Sm is 20-50. These values are intermediate between those of N-MORB (Ba/Nb ca. 4; Ba/Sm ca. 4) and island-arc basalts (Ba/Nb > 100; Ba/Sm ca. 60, Sun, 1980; Volpe et al., 1987), and higher than expected in the case of interaction with the continental crust (Ba/Nb=20-30, Taylor & McLennan, 1985).

However, caution is needed in the use of Ba, since it is a mobile element. Nevertheless, large disturbances are not likely, given the comparatively stable behaviour of similarly mobile elements such as Rb and Sr.

The proximity of an arc-like environment may also be inferred from the major element data. The trend of increasing Al_{2O3}/CaO ratio with decreasing $Mg^{\#}$ exhibited by the mafic rocks suggests that fractionating assemblages were not dominated by plagioclase (Perfit et al., 1980). This contrasts with MORBs, where olivine and plagioclase control fractionation. This feature is reminiscent of the crystallization sequence inferred for supra-subduction zone magmas, where Cpx +/- Opx fractionate before plagioclase (Pearce et al., 1984).

In summary, it is argued that most of the chemical and isotopic evidence suggests that an arc-component played a major role in the genesis of the mafic rocks from the Brévenne series. The origin of the arc-component is a problem far beyond the scope of this paper (e.g. Arculus & Johnson, 1981; White & Patchett, 1984). A limited quantity of subducted sediments of crustal derivation could account for the enrichment in Th and LREE of the mantle source involved in the genesis of the arc-like component. This source contamination differs from the previously rejected hypothesis of crustal contamination of mafic melts. Specifically, there may be a much larger contrast of incompatible element abundances between the crustal sediments and the peridotitic mantle

source. This would require a lesser amount of continental material to be involved. For example, an initially depleted mantle reservoir ($Th=0.5$ times chondrite, 0.025 ppm, $La=1$ times chondrite, $Nd=3$ times chondrite, $ENd=+8$) with 0.5% addition of a crustal sediment ($Th=12$ ppm, $La=40$ ppm, $Nd=30$ ppm, $ENd=-8$) would be transformed into a suitable source ($ENd=+6.8$; $Th/La=0.16$) for the production of the LILE-enriched metabasalts, with $15-20\%$ partial melting.

The mixing process inferred for the mafic metavolcanics may have occurred at the source, in a solid state, or may have involved molten end-members. These possibilities may be assessed by considering ratios of isotopes (or highly incompatible elements) together with ratios involving a slightly compatible element (Langmuir et al., 1978). If plots involving only very incompatible elements display trends consistent with mixing, while plots involving a less incompatible element do not, then an early-stage, source mixing is suggested. If both kinds of plots show mixing trends, then magma mixing is favoured. For the present case, there is a reasonable trend in an ENd vs $(La/Yb)_N$ plot (Fig. 4b). This diagram makes use of the only slightly incompatible element Yb and suggests that mixing of melts is likely to have occurred.

In conclusion, it is inferred that the petrogenesis of the mafic rocks of the Brévenne suite was dominated by a process of mixing between basaltic magmas similar to MORBs and arc-like melts extracted from a source enriched by a "slab-derived" component, possibly crustal sediments. This scenario is closely analogous to the model proposed for the genesis of basaltic rocks from the Mariana Trough (Volpe et al., 1987). These authors noticed that these basalts have transition element abundances resembling those of MORB, as do the Brévenne mafic rocks, in which only the most incompatible elements document arc affinities.

b) origin of the felsic metavolcanics

Nd and Sr isotopes provide compelling evidence for the derivation of the rhyolites from mafic sources. This is also suggested by the high and unfractionated HREE abundances, and agrees with the conclusions of Piboule et al. (1982) and their co-workers.

Several processes could have generated such felsic liquids. (1) The segregation of an immiscible silicate liquid (Roedder, 1979) after extensive fractionation of Fe-rich basalts has been suggested as a possible mechanism for the production of oceanic plagiogranites (Dixon & Rutherford, 1979). However, experimental geochemistry data on co-existing mafic and felsic melts (Ryerson & Hess, 1978; Watson, 1979) show that several trace elements, including the REE, are strongly partitioned into the mafic liquid. This behaviour contrasts with the pronounced enrichment of these elements in the keratophyres, and suggests that liquid immiscibility was not responsible for the production of these felsic rocks.

(2) Low degrees of melting at depth of a mafic parent similar

in composition to the exposed basalts could account for the isotopic characteristics of the felsic rocks.

This hypothesis is permitted by experimental results (Yoder, 1973). For example, Holloway & Burnham (1972) produced a rhyolitic liquid in equilibrium with residual amphibole + plagioclase + cpx (at 4.9 kb, 875°C, $P_{H_2O} < P_{tot}$) through 20% melting of a tholeiitic basalt.

However, the partial melting model meets severe heat requirements, unless the mafic rocks were previously hydrated. This condition may be fulfilled in the case of hydrothermally altered metabasalts, or when the source region is penetrated by aqueous fluids released from dehydrating, underlying units. Both situations and a high heat flow may occur in the basements of island-arcs. The partial melting hypothesis thus deserves serious consideration, and several authors have favoured this model for the generation of acidic melts in arc settings (e.g. Gill & Stork, 1978; Miyake, 1985; Brouxel et al., 1987).

Thorium may behave as a perfectly incompatible element (i.e. with a bulk partition coefficient between solid and melt equal to zero) during the anatexis of mafic rocks. Assuming that the Th abundance was not modified by subsequent fractionation, crude estimates of the degree of partial melting can then be made. For example, the generation of BR 16 (11 ppm Th) through partial melting of a mafic source containing 1 ppm Th would require ca. 10% fusion, while samples BR 17 and 20 (Th ca. 7 ppm) could result from 15% modal equilibrium melting (Shaw, 1970) of a similar source.

It is known, however, that during partial melting the concentrations of compatible ($D \gg 1$) elements in the liquid are buffered by the residual phases, and do not critically depend on the extent of melting (e.g. Gast, 1968; Cameron et al., 1980; Bougault et al., 1980). As a result, liquids produced by a even limited degrees of fusion should contain comparatively large contents of compatible elements. Considering a compatible ($D=3$) element, the liquid generated by 15% melting would contain as much as 37% of the element originally in the solid parent. From a large number of analyses (Durand, 1981), a 100-250ppm range of Cr may be inferred for the mafic members of the Brévenne series. Felsic liquids produced through 15% melting of a source similar to these rocks should therefore have 40-90 ppm Cr. This estimate greatly exceeds the observed range of Cr content in the Keratophyres (5-10 ppm; Durand, 1980; Vuagnat, 1984). Considering an even larger bulk partition coefficient ($D=5$) would still imply 23-57 ppm in the liquid. This does not alter the conclusion that partial melting alone could not have generated the rhyolitic magmas. Admittedly, a combination of partial melting and subsequent fractional crystallization of a Cr-bearing phase (Cpx) could explain the low Cr contents.

In summary, although the partial melting hypothesis cannot be ruled out, it is not favoured by the available evidence.

(3) The major alternative model, crystal fractionation, appears to be consistent with the chemical data. Qualitatively, the large negative Eu and Sr anomalies require major plagioclase fractionation. The removal of Cpx and/or

amphibole is indicated by the decreasing contents of Fe and Mg. Amphibole and/or magnetite could also account for the drop in Ti. Clinopyroxene and/or amphibole removal could explain the increase in LREE fractionation combined with a flattening of the HREE pattern observed between the sample of intermediate composition (BR 12) and the rhyolites (Fig. 2a, c). A major role of amphibole relative to Cpx is not suggested, however, by the increasing Al_2O_3/CaO with decreasing Al_2O_3 . Likewise, major amphibole fractionation could have eliminated the Eu anomaly caused by plagioclase (Hanson, 1978; Frey et al., 1984), and caused a decrease of intermediate REE. Such a trend is not observed. The low abundances of compatible elements (e.g. Cr) would be consistent with fractional crystallization from parental liquids similar to the mafic rocks of the series. The often invoked argument against fractional crystallization is the absence of members of intermediate composition. Although these are scarce, such intermediates are present, as exemplified by sample BR 12. Grove and Donnelly-Nolan (1986) concluded that bimodal suites may be produced when rapid changes in SiO_2 and other differentiation indexes occur through the fractionation of a large percentage of crystals over a small temperature interval. These authors suggest that low-P (1-2 kb) fractional crystallization of an amphibole-bearing assemblage may occur along a cotectic with a shallow slope in a T-composition diagram. As a result, abundant gabbroic cumulates may be formed during only a small temperature drop. This would leave an evolved, rhyolitic residual liquid. As Grove and Donnelly-Nolan point out, this model is supported by the experimental data of Holloway and Burnham (1972, Fig. 6 and Tab. 8) which indicate the probability of a large change in amount and composition of melt at the onset of amphibole crystallization.

A similar scenario is appealing in the Brévenne series. It would be consistent with the presence of scarce intermediate members, and the occurrence of hornblende-bearing gabbros (Piboule et al., 1982; Jouchoux, 1983). These rocks are not abundantly exposed. However, the large masses of gabbroic cumulates required by this hypothesis are likely to occur at shallow depths in view of the strong positive magnetic anomaly centered on the Brévenne series (Magnetic Map of France, 1/1000 000, BRGM). Moreover, hornblende-plagioclase cumulates crop out in the neighbouring Beaujolais area, near Matour (Mba, 1982). These rocks exhibit pronounced REE-depletion (Pin, unpubl. data) and they might tentatively be regarded as possible complements to the evolved liquids that formed the rhyolites in the Brévenne series.

Using Arth's (1976) partition coefficients for REE for basaltic compositions, it is possible to model the derivation of the intermediate member BR 12 from a basaltic parent melt analogous to BR 6 through ca. 65% crystallization of an assemblage composed of 50% olivine, 20% cpx, 10% opx, 18% plagioclase and 2% spinel.

The considerable variation in published partition coefficients for REE in andesitic rocks (Arth, 1976; Gill, 1981; Henderson, 1984) and the probable roles of accessory phases (apatite,

sphene, zircon) does not allow rigorous, quantitative modeling of the generation of felsic liquids from an intermediate parental magma such as BR 12. Removal of an assemblage of plagioclase-Cpx-hornblende in 2:1:1 proportion, with minor magnetite, might account for the two-fold increase in La-Ce contents, the modest enrichment in Sm-Nd, the drop in Eu content and the increase in HREE abundances. This would occur after ca. 80% crystallization (i.e. after more than 90% solidification of the initial, basaltic liquid). Obviously, a huge amount of ultramafic and gabbroic cumulate material is implied by this model. Although the ENd values of rhyolites and mafic rocks show considerable overlap, a limited amount of assimilation accompanying fractional crystallization might be suggested by the slightly lower ENd of rhyolites. In summary, while the presumption of close genetic links between the rhyolites and the mafic rocks is well founded, the precise mechanism relating them is uncertain. However, a model involving extensive fractional crystallization seems in broad agreement with the chemical data.

The plagiogranites: Our data are too limited to fully evaluate the origin of these rocks. It is most likely from isotopic evidence, however, that they do not share a common origin with the keratophyres. In contrast with the felsic lavas, which did not interact significantly with the continental crust, these plagiogranites contain an important contribution of continental origin. This is shown by their comparatively low ENd and very high Th/La (0.35-0.43). Likewise, a sample representative of numerous mafic dykes enclosed in the plagiogranites (BR 9) has an ENd significantly lower than the mafic rocks from the bimodal suite. These results suggest that the plagiogranites do not belong to the same magmatic suite as the metabasalts and metarhyolites. Their inferred similarities with oceanic plagiogranites (Piboule et al., 1982) are also invalidated. Lacking radiometric data, and bearing in mind the possibility of tectonic telescoping, it seems impossible to decide whether these different features should be ascribed to petrogenetic differences alone, or whether they indicate magmatic events widely separated in time (and possibly space). The hypothesis that the plagiogranites belong to a distinct, younger episode is supported by their intrusive emplacement into both the Brévenne series s.s. and retrogressed basement slices.

VI - Inferred geological settings

With the notable exception of the possibly younger plagiogranites and the volcanic tuffs from Le Gouget, both the mafic and felsic rocks from the Brévenne suite were extracted from a time-integrated, strongly depleted mantle source. These rocks were not significantly affected by interaction with continental crust. Thus, the ensialic setting proposed by other authors (Piboule et al., 1982; Sider & Ohnenstetter, 1986), though still possible, is not favoured by these data.

Most of the mafic rocks show distinct affinities with island-arc basalts. Their isotopic and trace element

variations could be interpreted in terms of two-component mixing between a MORB-type end-member and a mafic component derived from a mantle source contaminated by a small amount of crustally-derived sediments. This suggests a subduction-related setting. Indeed, bimodal suites have been reported from a variety of environments closely linked to subduction zones:

1 - Magmatic suites from intra-oceanic island-arcs display variable relative volumes of mafic and felsic members (Rogers, 1982). The silicic rocks are variously subordinate, as in Viti Levu, Fiji (Gill & Stork, 1978) or very abundant, as in the eastern Caribbean arc (Donnelly & Rogers, 1980). Characteristically, the felsic volcanics are low-K rhyolites, strongly depleted in incompatible elements (e.g. Donnelly & Rogers, 1980; Meijer, 1983; Brouxel et al., 1987), a feature they share with the associated basalts and/or andesites.

In a few cases, bimodal associations of transitional basalts and alkaline to peralkaline rhyolites occur in island-arc settings. It appears, however, that these assemblages are closely related to extensional events and are not directly linked to arc volcanism (Smith et al., 1977; Smith & Johnson, 1981).

The Brévenne mafic volcanics are enriched in incompatible elements, lack affinities with transitional magmatism, and the felsic rocks are not alkaline. Therefore, they are clearly distinct from these intra-oceanic rocks.

2 - Mature island-arcs and volcanic arcs built on comparatively young or thin continental crust are generally characterized by the predominance of andesites. However, bimodal assemblages are also developed (e.g. Cascades, Condie & Hayslip, 1975; Grove & Donnelly-Nolan, 1986; Central Chile, Frey et al., 1984; Japan, Notsu et al., 1987). The mafic members have calc-alkaline affinities and show distinct enrichments in incompatible (Th, LREE) elements. This is mirrored in the felsic members.

These chemical characteristics would fit well with the data obtained from the Brévenne suite. However, a subaerial eruptive style would not be in agreement with the evidence that the Brévenne magmatism was mainly subaqueous. Nevertheless, the occurrence of similar volcanism at shallow marine depths is quite likely.

3 - A back-arc basin environment could be suggested by the chemical features of the mafic rocks. Although most back-arc basins are floored by N-MORB, basalts chemically intermediate between N-MORB and island-arc types occur in some back-arc basins (e.g. Saunders et al., 1980; Wood et al., 1981; Volpe et al., 1984).

However, with few exceptions (e.g. Lonsdale & Hawkins, 1985) no felsic rocks have been reported from back-arc basins. It is doubtful whether silicic rocks are volumetrically more abundant in back-arc basins than they are in large oceans.

It is therefore considered that the abundance of felsic volcanics in the Brévenne series is inconsistent with the hypothesis of an oceanic back-arc basin setting. Moreover, the

absence of crustal remelts or (per)alkaline rhyolites does not support an ensialic extensional context.

4 - Miyake (1985) has described Miocene tholeiitic rocks in a fore-arc setting, on Honshu Island (Japan). These are enriched in LREE and Th relative to N-MORB, and are associated with more voluminous (ca. 80%) low-K, felsic rocks rich in Th and LREE. Major and trace-element data show distinct similarities with the Brévenne suite. Unfortunately, the lack of isotope evidence does not afford a more thorough comparison. Nevertheless, this suggests that the hypothesis of a fore-arc setting deserves consideration.

In summary, on the basis of chemical and geological evidence, the Brévenne series displays more affinities with modern bimodal suites erupted either in fore-arcs or volcanic arcs. For the volcanic arcs, those fringing continental margins, or built upon young, comparatively thin continental crust, show closest similarities. These settings could account for the occurrence of abundant rhyolites genetically related to the mafic rocks, and for the chemical characteristics of the metabasalts, which bear analogy with subduction zone magmatism. In addition, these settings would be consistent with the shallow, subaqueous eruptive style inferred for the bimodal suite (e.g. Vuagnat, 1984).

VII - Geodynamic implications

The plate tectonic interpretation of the Hercynian belt has been severely hindered by the scarcity of preserved relics of oceanic crust. Therefore, the recognition of subduction-related magmatism has important implications for the geodynamic reconstructions, as it provides circumstantial evidence for the existence of oceanic lithosphere in the Devonian, in this part of the orogen. However, the large-scale interpretation of the Brévenne suite is not straightforward. The initial geometric relationships have been destroyed or, at best, dislocated and obscured by pervasive, subsequent deformations. Thus, any attempt to reconstitute the Devonian configuration must take into account the role of large-scale transport and rotation during the Carboniferous compressive events.

Limited westward extension of the Brévenne series is suggested by a few outcrops in the south of the Montagne Bourbonnaise (Leistel, 1984) and near Roanne (Bertaux & Rubiello, 1981). However, it is worth emphasizing the fact that similar associations do not occur more in the South of Massif Central. In contrast, broadly coeval volcanics occur in the Morvan area and in the Vosges (e.g. Bébien & Gagny, 1980). The Morvan volcanics are a typical calc-alkaline suite. Chemical (Bébien & Gagny, 1980; Pin et al., 1982; Lemièrre, 1983) and isotopic (Pin, unpubl. data) evidence shows close similarities with andesitic arcs from active continental margins. Therefore, it is inferred that the Morvan andesites were erupted in a more distal position relative to the destructive plate boundary. This implies a northwestward

subduction polarity, with regard to the present-day coordinates. However, paleomagnetic data suggest that large block rotations occurred in the NE Massif Central during the Carboniferous (Edel et al., 1982).

Edel (1987) suggests that the extent of clockwise rotation reached 100°. Qualitatively, a clockwise rotation of the NE Massif Central, relative to the southern areas, would be consistent with the major, E-W sinistral shear recorded by the Loire volcano-tectonic rift zone of Late Visean age (Leistel & Gagny, 1984).

If the hypothesis of such large-scale rotations is accepted, an anti-clockwise rotation of similar magnitude is required to bring the north-eastern Massif Central back to its original position. In this highly tentative, restored position, the Brévenne series would lie at the north-eastern edge of the "Massif Central". This would be near the SE extension of a major structural feature of the Western European Variscides, the Bray Fault (e.g. Matte et al., 1986; Day, 1986; Holder & Leveridge, 1986). This lineament is interpreted as a first order dextral shear zone responsible for a ca. 300 km offset of the structural zones of the belt.

On the basis of magnetic anomalies, Matte & Cazes (1987) recently suggested that the Bray Fault zone was superimposed on an oceanic suture. This inferred suture might be prolonged to the West, through the positive magnetic anomalies of the English Channel, as far as the Devonian Lizard ophiolite complex.

It is therefore proposed that the Brévenne suite and the Morvan volcanics were generated as a result of a broadly southward subduction of the oceanic crust which separated, in Devonian times, the Rheno-Hercynian zone in the North, from the newly consolidated "Acadian" crust in the South. Although it is exceedingly tentative, this scenario would agree with several other lines of evidence for a southward, Late Paleozoic subduction in the northern Variscides (e.g. Massonne & Schreyer, 1983; Floyd & Leveridge, 1987; Volker & Altherr, 1987).

VIII - Conclusions

Isotopic evidence shows that a crustal contamination model cannot account for the LILE-enrichment of the Brévenne mafic rocks. The abundant, associated rhyolites were derived from a depleted mantle source. Likewise, the relative depletion in HFSE, exemplified by negative Nb anomalies, precludes an affinity with rift or ocean island magmatism. Combined Nd isotope and trace element data suggest the involvement of an arc-like component, possibly derived from a depleted mantle source mixed with minor amounts of sediment. It is therefore considered that such

bimodal suites may be produced in subduction-related settings (cf. Condie & Shadel, 1984).

It is argued that the combined use of the Sm-Nd system with incompatible elements comparatively resistant during low-to medium grade metamorphism (REE, Th, Zr, Nb), may enable

assessment of the relative roles of continental crust and depleted or enriched mantle sources in the genesis of metamorphosed, bimodal suites.

Thus, it is possible to distinguish ancient ensialic rift zones from subduction-related settings. The former are characterized by rhyolites which are crustal remelts, or/and show distinct (per)alkaline affinities. The associated mafic rocks range between continental tholeiites and depleted, oceanic-like basalts, or they are transitional towards alkali-basalts. Most commonly, they have suffered variable crustal contamination.

In contrast, bimodal magmatism linked to destructive plate margins has abundant felsic members that lack both significant crustal contributions and alkaline affinities. Whatever their origin, through partial melting or fractionation of a mafic parent, large quantities of restites or cumulates are required at depth in this case. These silicic rocks are associated with mafic rocks with high LILE/HFSE ratios, whilst retaining a time-integrated depleted mantle signatures. Although some continental flood basalts may mimic the trace element and isotope features of subduction-related settings (Arculus, 1987), the associated felsic end-members are useful for distinguishing tectonic settings. Likewise, late-stage intracrustal melting occurring in an active continental margin (e.g. Hawkesworth et al., 1982) is unlikely to produce typical bimodal associations.

Le magmatisme Dévono-Dinantien du Nord du Massif Central :
témoin d'une marge active hercynienne

I - Introduction

En de nombreux secteurs de la Chaîne Hercynienne, la période Dévonien supérieur Carbonifère inférieur est caractérisée par une activité magmatique intense. Cet épisode précède de peu, voire accompagne les phases compressives majeures de l'événement hercynien s.s., et toute reconstitution de l'évolution de la chaîne au Paléozoïque supérieur passe par la caractérisation du (des) contexte(s) géodynamique(s) de ce magmatisme.

Le Nord du Massif Central offre de nombreux affleurements des témoins de ce magmatisme dévono-dinantien qui, bien qu'ayant fait l'objet de nombreux travaux pétrographiques et géochimiques (en particulier, Michel-Lévy, 1908; Jung, Chichery & Vachias, 1939; Bébien, 1970; Turlonias, 1965; DiNota, 1970; Yama N'Kounga, 1973; Bébien & Gagny, 1980; et les thèses récentes des étudiants de C. Gagny à Nancy et M. Piboule à Lyon), n'ont jamais été étudiés sous l'angle isotopique. En effet, dans la plupart des cas, on a affaire à des paléo-volcanites diversement transformées par les altérations sous-marines, l'épimétamorphisme, ou les effets de contact liés à l'intrusion de granitoïdes, particulièrement abondants dans ce secteur du Massif Central. La méthode Rb-Sr n'était donc pas a priori bien adaptée à l'étude de ces roches. En revanche, le système Sm-Nd, grâce à sa bonne résistance vis-à-vis des transformations de degré métamorphique faible ou moyen, a fait la preuve de son utilité dans l'étude des roches paléo-volcaniques (par exemple, Thirlwall, 1982). Couplée à l'étude des éléments en traces les moins mobiles, la géochimie isotopique du néodyme est donc susceptible d'apporter des éléments d'information intéressants au problème de l'origine des suites volcaniques dévono-dinantiennes, notamment en ce qui concerne le rôle des phénomènes de contamination crustale s.l.

Les roches analysées proviennent des principaux ensembles attribuables à la période dévono-dinantienne, Viséen supérieur exclu. En effet, le Viséen supérieur voit l'établissement d'un régime magmatique différent, caractérisé par l'abondant volcanisme rhyo-dacitique de la série des "Tufs Anthracifères". Les analyses isotopiques ont été réalisées sur des échantillons qui avaient déjà, pour partie, fait l'objet d'une étude préliminaire des Terres Rares (Pin, Dupuy & Peterlongo, 1982) dans la vallée de la Brévenne, la Montagne Bourbonnaise et le Morvan. Cet échantillonnage, dû à J.M. Peterlongo, D. Turlonias et J. Bébien, respectivement, a été complété en ce qui concerne la série de la Brévenne (J.M. Peterlongo), et on y a aussi adjoint des roches représentatives de l'ensemble magmatique anté-granitique du Plateau des Dômes (J.B. Mboundou), ainsi que des témoins d'un massif de diorite de la région de Montluçon (Beaumont),

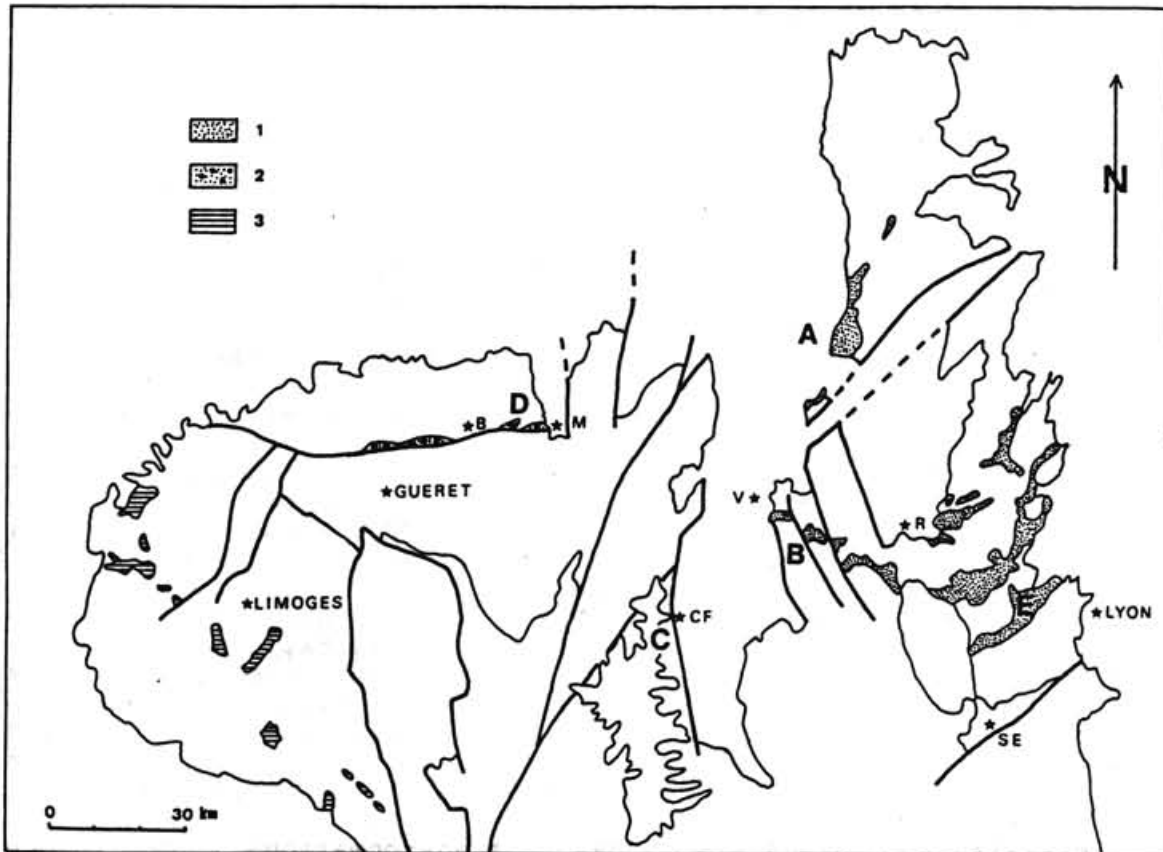


Fig. 1 - Localisation des régions étudiées, dans le cadre des formations volcano sédimentaires attribuées à la période Dévonien supérieur Viséen inférieur (1). Les gabbro-diorites de la Marche (2) et les tonalites du Limousin (3) sont également figurées.

- A : Vallée de la Somme (Morvan)
- B : Montagne Bourbonnaise
- C : Plateau des Dômes
- D : Massif de Beaumont-Hurriel
- E : Série de la Brévenne

d'âge présumé voisin (Fig. 1).

Sous l'impulsion des écoles lyonnaise et nancéienne principalement, de nombreuses études détaillées ont été réalisées ces dernières années dans les différentes régions où des lambeaux volcaniques et sédimentaires sont préservés: Morvan: Robelin (1981); Lemièrre (1983); Montagne Bourbonnaise et Roannais: Bertaux & Rubiello (1981); Leistel & Bébien (1982); Leistel (1984); Auvergne: Mboundou (1987); Brévenne-Beaujolais: Lacroix (1980); Durand (1981); Jouchoux (1982); Vuagnat (1984); Rigaud (1985); Sider (1985); Sider & Ohnenstetter (1986); Charollais: Mba (1982). A la suite de ces travaux, Sider et al. (1986) ont présenté une synthèse lithostratigraphique et structurale de l'ensemble du NE du Massif Central. Le lecteur trouvera dans ces travaux un résumé des études antérieures et une description géologique détaillée des formations volcaniques et de leur contexte.

Si un consensus se dégage sur les affinités calco-alcalines des paléo-volcanites du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise (par ex. Bébien et al., 1980; Leistel & Bébien, 1982; Lemièrre, 1983), il n'en va pas de même en ce qui concerne la Série de la Brévenne/Beaujolais. En effet, les recherches récentes n'ont pas permis de résoudre de façon claire le problème de l'origine de la suite magmatique bimodale ("spilite-kératophyre") qui la caractérise. Les uns (Piboule et al., 1982, et l'ensemble de l'école lyonnaise), mettant en exergue un fractionnement de type tholéiitique, favorisent l'hypothèse d'un magmatisme à affinité océanique, dans un contexte de rift ensialique de type bassin marginal. Les autres, s'appuyant sur la présence de roches "enrichies", à affinités calco-alcalines, suggèrent un environnement d'arc magmatique (Jauzein, 1981; Pin et al., 1982). De fait, Fonteilles (1968), Carme (1975) et, récemment, Sider & Ohnenstetter (1986), ont reconnu la co-existence de termes à affinité tholéiitique et de termes à affinité calco-alcaline dans la Série de la Brévenne, et le problème majeur se résume à caractériser le site géodynamique de ce magmatisme. Est-on en présence des restes d'un bassin en extension ensialique, d'une "déchirure continentale" (Sider & Ohnenstetter, 1986), d'un arc insulaire ou d'une paléo-marge active, ou d'un environnement intermédiaire?

En raison de ses particularités (volcanisme bimodal) et du caractère plus controversé de son interprétation, les résultats relatifs à la Série de la Brévenne ont été présentés séparément de ceux obtenus dans les autres lambeaux Dévono-Dinantien.

II - Le Morvan

a) introduction:

Contrairement aux autres lambeaux du Nord du Massif Central, les terrains volcaniques et sédimentaires du Morvan n'ont subi que des déformations très limitées, pas de métamorphisme régional, et elles ne sont affectées que par l'aurole

thermique du granite de Luzy. Grâce à ces conditions favorables, le "faisceau synclinal" expose dans sa partie méridionale des séries dévoniennes marines, calcaires puis silteuses, bien calées stratigraphiquement du Givétien au Strunien, mais dont le substratum est inconnu. La présence de conodontes remaniés pouvant remonter à l'Emsien (Delfour & Gigot, 1985) suggère la possibilité d'une transgression dès le Dévonien moyen, peut-être sur un socle "acadien". Le Dinantien inférieur, à sédimentation détritique plus grossière (siltites, grès, conglomérats) succède sans discontinuité apparente au Dévonien, comme semble l'indiquer l'existence récemment suggérée (Delfour & Gigot, 1985) du Tournaisien.

Les manifestations volcaniques sont représentées par d'abondantes formations tufacées et bréchiques, ainsi que par des coulées, interstratifiées d'une part dans le Famennien et d'autre part dans le Viséen inférieur. Elles consistent essentiellement en basaltes, andésites et dacites ne présentant pas - à la différence de la Série de la Brévenne - de caractère bimodal (Lemière, 1983). Des minéralisations de type amas sulfuré, associées au volcanisme dacitique à Chizeuil, rappellent les gisements de type Kuroko (Lemière, 1983). Malgré un certain degré de spilitisation, l'étude de la composition chimique des clinopyroxènes reliques (cf. Nisbet & Pearce, 1977; Leterrier et al., 1980) ainsi que la géochimie des éléments majeurs et des traces stables (Zr-Y) montrent sans ambiguïté le caractère calco-alcalin majeur des trois principaux massifs volcaniques du secteur: Chizeuil, Cressy sur Somme (Famennien) et Savigny-Poil-Fol (Viséen) (Lemière, 1983) et soulignent leur affinité avec les basaltes alumineux et les andésites "orogéniques" en environnement continental. L'analyse des conditions de sédimentation met en évidence le passage de dépôts carbonatés de plate-forme à des sédiments détritiques fins puis grossiers, déposés dans une mer peu profonde, accidentée d'édifices volcaniques. Cette évolution suggère la subsidence lente puis le comblement d'un bassin marginal intra-continental (Robelin, 1981; Lemière, 1983).

b) résultats:

Six échantillons de roches microlithiques basiques ont été analysés (Tab. 1, 2). Quatre (279, 283, 284 et 470) appartiennent au volcanisme Famennien, tandis que les deux autres (560, 584, andésites basaltiques) sont d'âge Viséen inférieur (Bébié, 1970, p. 29). Aucun terme plus acide n'a été analysé actuellement.

Les spectres normalisés aux chondrites des éléments incompatibles peu mobiles (avec réserves dans le cas de Sr) sont présentés sur la Fig. 2.

Indépendamment de leur âge, les six échantillons présentent de fortes analogies, caractérisées principalement par:

- un fort enrichissement en Th et TR légères ($La/SmN > 2.30$; $Th/La > 0.20$);
- un net fractionnement des TR lourdes ($Sm/LuN > 2$) particulièrement sensible pour les échantillons 270 ($Sm/LuN = 3.14$) et 470 (2.75);
- de très fortes anomalies négatives en Nb, Zr et Ti;
- de petites anomalies négatives en Eu, en général non

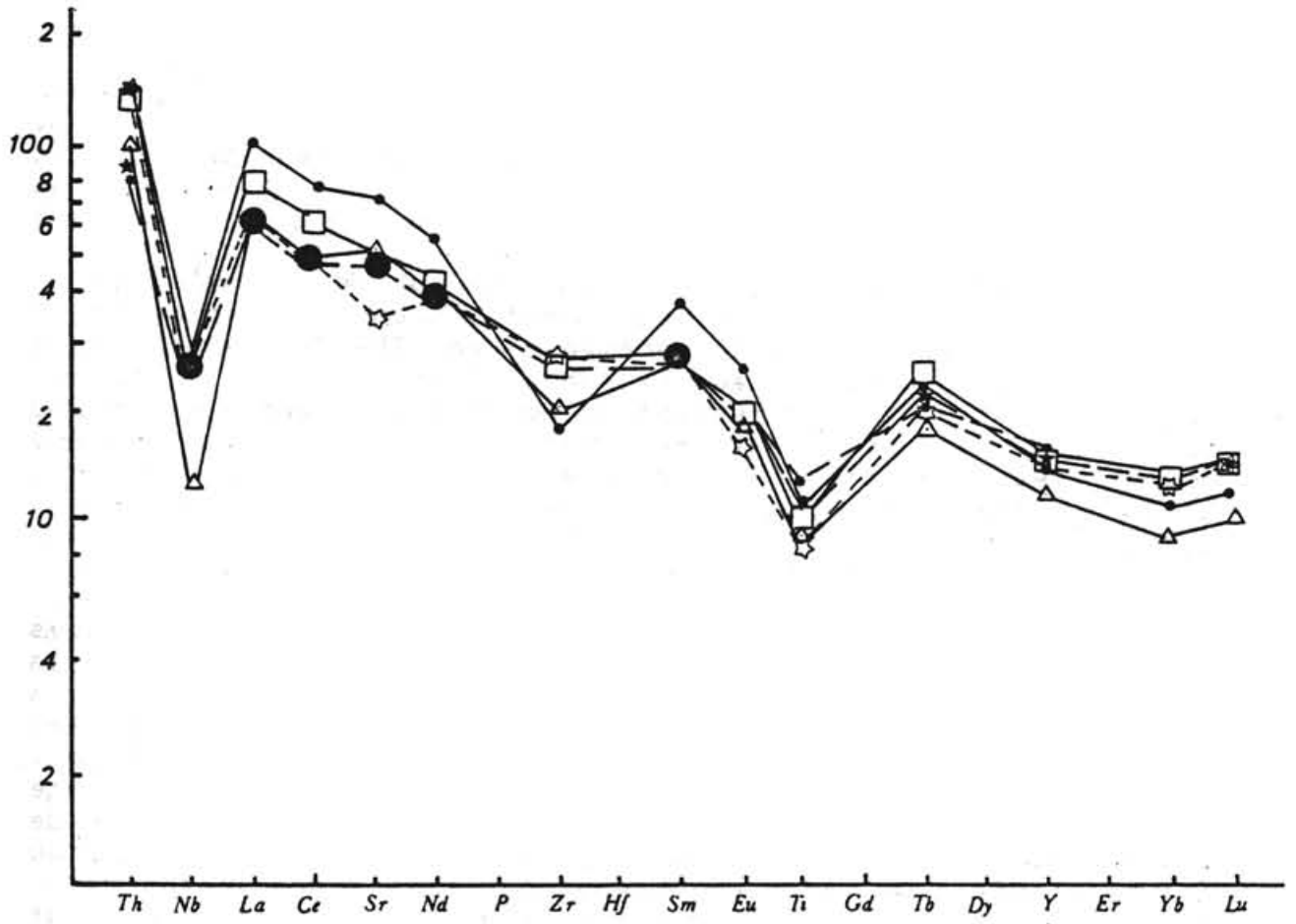


Fig. 2

non corrélées avec le strontium (584 excepté), qui montre de faibles anomalies positives couplées à des teneurs élevées en Al₂O₃, attribuables à une accumulation de plagioclase.

On a appliqué aux compositions isotopiques mesurées une correction d'âge correspondant à 370 Ma pour les échantillons fameniens et 350 Ma pour ceux appartenant au volcanisme viséen. A l'exception de l'échantillon viséen 584 (0.7057) tous les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont compris entre 0.704 et 0.705, et les échantillons fameniens sont peu dispersés: 0.7041-0.7045.

Par contre, les compositions isotopiques du Nd permettent d'opposer les échantillons 279 et 470 (EN_{di}=+4.5 et +4.6, respectivement) aux autres roches (EN_{di} compris entre +2.5 et +2.8). L'échantillon 584 présente à la fois le Nd le moins radiogénique (EN_d=+2.5) et le Sr le plus radiogénique (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7057). Il est donc probable que cet échantillon, le plus riche en silice (56.8%), a subi une contamination crustale, comme l'indique également son enrichissement en TR légères et, plus particulièrement, en Th (Th/La=0.33 alors qu'il est <0.26 dans les autres échantillons).

Néanmoins, il est intéressant de noter que la variation d'EN_d correspondante, 0.3 unités-E, est faible, ce qui suggère que seules les variations isotopiques de second ordre peuvent être interprétées en termes de contamination crustale tardive.

Ce rôle subsidiaire de la contamination crustale tardive est confirmé par l'absence de relation entre les différences isotopiques (environ 2 unités-E) et les rapports d'éléments très incompatibles pouvant constituer de bons traceurs de la participation des matériaux crustaux. Ainsi, ce sont les échantillons à EN_{di} les plus élevés (279 et 470) qui présentent les rapports Th/La et Th/Nb les plus forts. Cette association est contraire à ce qui se produirait lors de l'introduction d'un composant crustal à EN_d<0 et Th/La ou Th/Nb élevés. De même, on observe que le fractionnement des TR lourdes est maximal dans les échantillons isotopiquement les moins affectés par une éventuelle contamination.

Par conséquent, on peut suggérer, sur la base des compositions isotopiques du néodyme, qu'au moins deux groupes magmatiques distincts ont été impliqués dans le volcanisme du Famennien et du Viséen inférieur du Morvan. Le premier, existant tant au Viséen inférieur qu'au Famennien, est caractérisé par des EN_{di} modérés (+2.5/+2.8), des rapports Th/La=0.20-0.25 et Th/Nb=0.4-0.8. Le second, représenté seulement -dans l'état actuel de l'échantillonnage- par deux basaltes fameniens sensiblement moins évolués (Mg= 0.65 et 0.53), se distingue par des EN_{di} plus élevés (+4.5/+4.6), un fractionnement des TR lourdes plus accusé, et surtout un appauvrissement relatif encore plus marqué en éléments à fort rapport charge/rayon ionique (Zr, Nb).

c) discussion:

Il n'est guère possible, sur un échantillonnage régional aussi limité, de discuter valablement la pétrogenèse de ces roches. On peut, par contre, noter l'analogie générale de ces

laves avec les suites calco-alcalines de marge active, tant du point de vue des éléments en traces que des isotopes du Nd et du Sr.

Par exemple, les basaltes de la ceinture de Setouchi (SW Japon) ont des caractères isotopiques: $87\text{Sr}/86\text{Sr}=0.7041-0.7047$; $\text{ENd}_i=+1$ à $+3.7$ (Ishizaka & Carlson, 1983) très voisins des laves dévono-dinantiennes. De même, leur enrichissement en TR légères ($\text{La}/\text{SmN}=1.3-2.6$) et en Th ($\text{Th}/\text{La}=0.14-0.50$) est comparable. De plus, d'autres andésites du Japon montrent les mêmes caractéristiques isotopiques du Sr ($0.7041-0.7047$, Togashi et al., 1985). Toutefois, c'est avec les laves de la zone volcanique méridionale des Andes (Chili) étudiées par Hickey et al. (1986) que les volcanites dévono-dinantiennes présentent les ressemblances les plus frappantes, comme en témoignent $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ moyen = 0.7041 (de 0.7038 à 0.7046), ENd_i moyen = $+3.7$ (de $+1.0$ à $+4.7$); $\text{Th}/\text{La} = 0.190$ (de 0.114 à 0.268); $\text{Th}/\text{Nb} = 0.596$ (de 0.289 à 1.05) (25 analyses). Hickey et al. (1986) notent l'absence de corrélation entre les compositions isotopiques et les anomalies d'abondance de U, Th, Pb, alcalins et alcalino-terreux relatives aux Terres Rares et aux éléments "HFS", exprimées par exemple par les rapports Th/La et Th/Nb , pour ne considérer que des éléments peu mobiles lors de l'altération s.l.

Ce découplage des caractères isotopiques et géochimiques pourrait être interprété en invoquant un processus de fractionnement spécifique aux environnements de subduction, qui générerait les anomalies géochimiques et les superposerait à un "fond" isotopique analogue à celui de la source des MORB ou des OIB (basaltes des îles océaniques). Le mécanisme de fractionnement pourrait impliquer: (1) la rétention d'une (de) phase(s) minérale(s) réfractaire(s) à fort coefficient de partage pour les TR et les HFSE -sphène ou rutile (Saunders et al., 1980; voir toutefois Ryerson & Watson, 1987), perovskite (Morris & Hart, 1983), etc...- lors de la fusion partielle; (2) le lessivage préférentiel des alcalins et des alcalino-terreux par des fluides (par exemple: Hawkesworth, 1982; Arculus & Powell, 1986); (3) l'adjonction de liquides de fusion partielle felsiques (Arculus, 1987). Cependant, la géochimie isotopique du Pb, notamment les rapports $207\text{Pb}/204\text{Pb}$ anormalement élevés rendent nécessaire la participation d'un composant d'origine crustale (par ex. Sun, 1980; Kay, 1980; White & Patchett, 1984), que les anomalies en 10Be (Brown et al., 1982; Tera et al., 1986) permettent d'identifier aux sédiments subductés.

En général, il semble que la multiplicité des sources contribuant aux magmas (manteau appauvri, manteau enrichi, sédiments, liquides silicatés issus de la fusion partielle de la croûte subductée, fluides...) d'une part, et la superposition de processus très divers, obéissant à des logiques différentes (fusion partielle, transfert en phase fluide, hybridation au sens de Wyllie & Sekine, 1982) d'autre part, sont typiques du magmatisme des zones de subduction. Ces caractéristiques peuvent rendre compte à la fois des anomalies d'abondance géochimique et de leur découplage par rapport aux signatures isotopiques.

d) conclusions:

Tant par leur caractères isotopiques Sr-Nd que par leur très fort enrichissement relatif en Th, et appauvrissement en Nb, les laves du Morvan sont comparables à celles des arcs magmatiques implantés à l'aplomb d'une zone de subduction, sur une croûte continentale relativement jeune et/ou peu épaisse (par exemple Japon, Chili). Ainsi, ces données confirment les conclusions tirées de l'étude des éléments majeurs ou d'autres éléments en traces (Bébié & Gagny, 1980; Lemièrre, 1983), ainsi que de la chimie des clinopyroxènes rélictuels (Lemièrre, 1983). Elles sont aussi en bon accord avec la prédominance des matériaux explosifs (Bébié, 1970) et le contexte sédimentaire épicontinental (Robelin, 1981).

III - La Montagne Bourbonnaise

Sous les tufs rhyo-dacitiques ("Tufs Anthracifères") du Viséen supérieur (Chichery, 1937) et les sédiments calcaires et détritiques du Viséen moyen, affleurent des roches volcaniques basiques et intermédiaires, connues sous le nom de "Complexe Andésitique".

Ces terrains se présentent sous forme de panneaux kilométriques ou plus réduits, en général très déformés et recristallisés ("cornes vertes") au sein d'un vaste ensemble granitique. Contrairement au Morvan, aucun âge précis n'a pu leur être attribué avec certitude; il est possible, sinon probable, qu'à la fois des termes d'âge viséen inférieur et dévonien supérieur soient représentés. Dans sa synthèse du Sud de la Montagne Bourbonnaise, J.M. Leistel (1984) distingue une série (dite du Moulin de Gué) équivalent possible de la Série de la Brévenne, qu'il attribue au Siluro-Dévonien, et la Série de l'Aix, correspondant au "Complexe Andésitique" des anciens auteurs, rapportée au Viséen inférieur. Leistel (1984) démontre par ailleurs que ces deux séries sont affectées par une phase tectonique tangentielle, à laquelle il attribue un âge intra-Viséen. Des observations réalisées avec M. Binon dans les lambeaux plus septentrionaux de L'Ardoisière et de Ferrières confirment l'existence d'une phase tangentielle à déversement NNW ayant déformé, au voisinage du front supérieur de schistosité, des séries d'âge Viséen inférieur (et plus ancien?), mais n'affectant pas le Viséen moyen daté du lambeau de L'Ardoisière (Chichery, 1937, 1938).

Les roches volcaniques basiques montrent les traces d'une spilitisation (Tourelonias, 1965; Leistel, 1984), et d'un métamorphisme de contact dont Leistel (1984) estime les conditions de température à $T=500^{\circ}\text{C}$ pour une profondeur ne dépassant pas 1 km.

Le caractère très porphyrique, la nature et le chimisme (Cpx) des minéraux magmatiques, la chimie des éléments majeurs démontrent clairement la nature calco-alcaline des volcanites de la Série de l'Aix (Leistel & Bébié, 1982), une conclusion en bon accord avec l'allure des profils de Terres Rares (Pin et al., 1982) obtenus sur les échantillons de Tourelonias (1965).

Cinq échantillons, appartenant à l'ensemble attribué au Viséen inférieur par Leistel (1984), et correspondant pour partie à ceux étudiés en 1982 ont fait l'objet d'analyses complémentaires des éléments en traces (Zr, Nb, Y) et des isotopes (Sr, Nd). Les résultats sont présentés dans les tableaux 1 et 2.

Les profils d'éléments incompatibles (Fig. 3) montrent un enrichissement variable en TR légères et Th, mais le fractionnement de Th relativement à La reste constant ($Th/La=0.19$). De très fortes anomalies négatives en Nb ($Th/Nb=0.5-1.5$) et en Ti sont également présentes. Ces caractères sont ceux des laves des marges continentales actives, et ils sont en bon accord avec les données isotopiques (calculées à 350 Ma, mais peu sensibles à l'incertitude portant sur l'âge réel, Dévonien supérieur ou Viséen inférieur): $87Sr/86Sr=0.7050-0.7056$; $ENd_i=+3.3$ à $+4.9$). A tous égards, ces laves sont donc très comparables à celles du Morvan.

IV - Le Plateau des Dômes

a) introduction:

Bien qu'essentiellement formé de granites, le sous-bassement de la Chaîne des Puys contient quelques petits lambeaux de terrains sédimentaires de faible degré métamorphique attribués au Dévono-Dinantien (Julien, 1896; Jung, 1937). Fortement affectées par le métamorphisme de contact, ces formations flyschoides en partie volcano-clastiques, contiennent quelques horizons volcaniques, ainsi qu'un petit pluton dioritique aux environs d'Aydat (Mboungou, 1987). Le contact de ces formations avec le "socle", formé d'anatexites bien représentées au NW de la faille de St Sauves-Chatelguyon, est inconnu. Jung (1937) admettait que les granites s'étaient injectés dans l'interface socle-couverture. Une autre hypothèse, non exclusive de la précédente, considérerait les terrains dévono-dinantiens comme un ensemble allochtone (cf. Didier & Lameyre, 1978) sans valeur de couverture par rapport à leur substratum immédiat.

La série a subi une déformation polyphasée, caractérisée par un premier épisode tangentiel à schistosité de flux, puis par une phase de serrage responsable de la formation de plis droits et du développement local d'une schistosité de strain-slip (Mboungou, 1987). Cette deuxième phase est postérieure à la blastèse de cordiérite et d'andalousite, peut-être liée à la mise en place du granite de Cournols-St Nectaire. Les conditions du métamorphisme de contact sont estimées à $T=500-550^{\circ}C$, $P=1.5-2Kb$ (Mboungou, 1987).

Les caractères chimiques de la série volcano-sédimentaire suggèrent l'existence d'un magmatisme de composition intermédiaire à acide, mais seuls quelques rares témoins de laves plus basiques ont été observées.

La "diorite d'Aydat" consiste en un massif regroupant des gabbros-diorites, des diorites et des diorites quartziques présentant souvent des caractères cumulatifs, et qui avait été considérée par le passé comme liée génétiquement aux autres

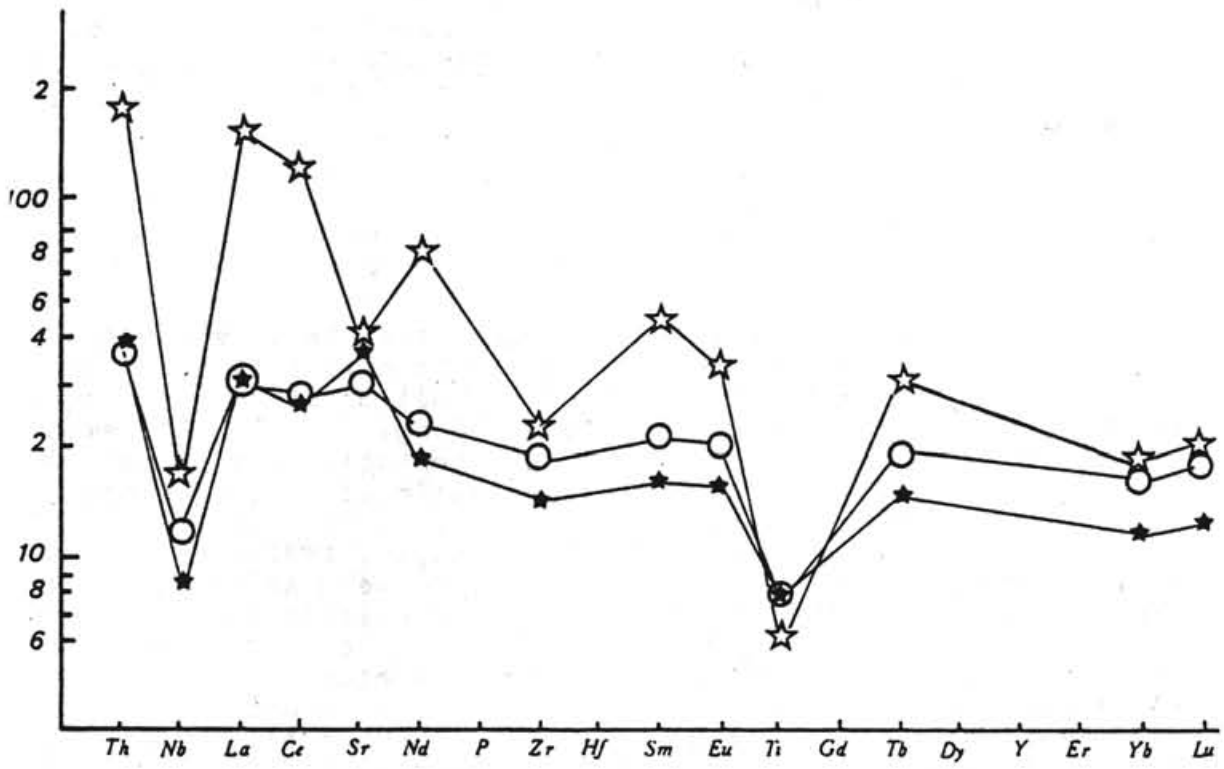


Fig. 3

granitoïdes. Une analyse préliminaire U/Pb sur zircon donne un âge apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 365 Ma, qui permet d'envisager, à titre d'hypothèse de travail, un âge dévonien supérieur.

b) résultats:

Cinq échantillons (J.B. Mboundou) représentatifs des différents faciès du massif dioritique, ainsi que deux échantillons de laves (4P et T37), ont été analysés pour les éléments en traces Th, TR, Zr, Nb et les isotopes Sr, Nd (Tab. 3, 4). De plus, quatre échantillons de filons dioritiques intercalés dans la série sédimentaire (vallée de la Monne) ont fait l'objet de mesures Rb-Sr.

Les résultats des éléments en traces, présentés sous forme de profils normalisés aux chondrites (Fig. 4), montrent tous des caractères communs: fort enrichissement en TR légères, et plus encore en Th, fractionnement des TR lourdes, fortes anomalies négatives en Nb, et à un degré moindre, en Ti et Zr. Ces caractères, résumés dans les valeurs très élevées des rapports Th/La (0.19-0.41) et Th/Nb (0.25-1.78) sont typiques des suites calco-alcalines.

Les compositions isotopiques du Sr, recalculées à 370 Ma, sont comprises entre 0.7041 et 0.7049 et les ENd entre +1.4 et +5.0; on ne décèle pas de variation systématique en fonction de la nature plutonique ou volcanique des échantillons, ni en fonction du chimisme. En particulier, ce sont les deux échantillons de diorite les plus riches en SiO₂ qui présentent les compositions isotopiques les plus "primitives" ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7041$, ENd_i=+5.0, +4.8). Cette observation permet d'écarter l'hypothèse d'une contamination crustale lors de la différenciation (AFC). Par contre, une covariation assez floue semble exister entre les compositions isotopiques du Nd et les rapports Th/La, qui mesurent le degré de fractionnement d'un élément "ultra-incompatible" tel que Th (moins susceptible de mobilité lors de l'altération que Ba, Rb, ou K) vis-à-vis des Terres Rares et des éléments "HFS", respectivement. En l'occurrence, on observe pour les échantillons du massif d'Aydat une croissance de Th/Nb et une décroissance de Th/La lorsque ENd diminue. Malgré le nombre limité d'échantillons, on peut suggérer que la variation isotopique du Nd est contrôlée par l'adjonction d'un composant à ENd bas, à rapport Th/Nb très élevé et à rapport Th/La relativement faible. A priori, un produit de fusion partielle de matériaux sialiques (croûte inférieure, sédiments subductés) pourrait remplir ces conditions. De plus, il est très vraisemblable qu'un tel liquide silicaté soit pauvre en strontium et ait un rapport Sr/Nd faible, rendant compte aisément de l'absence d'effet notable sur la composition isotopique du Sr, tamponnée par les teneurs en Sr très élevées de ces magmas calco-alcalins (500-800 ppm).

Les filons de microdiorite de la vallée de la Monne ont des compositions isotopiques du Sr recalculées à 370 Ma sensiblement plus dispersées (0.7036-0.7057) que les termes plutoniques francs, ce qui suggère que ces corps de petite taille, déformés, ont subi des perturbations de Rb/Sr et/ou $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus importantes. Toutefois, la parenté de ces

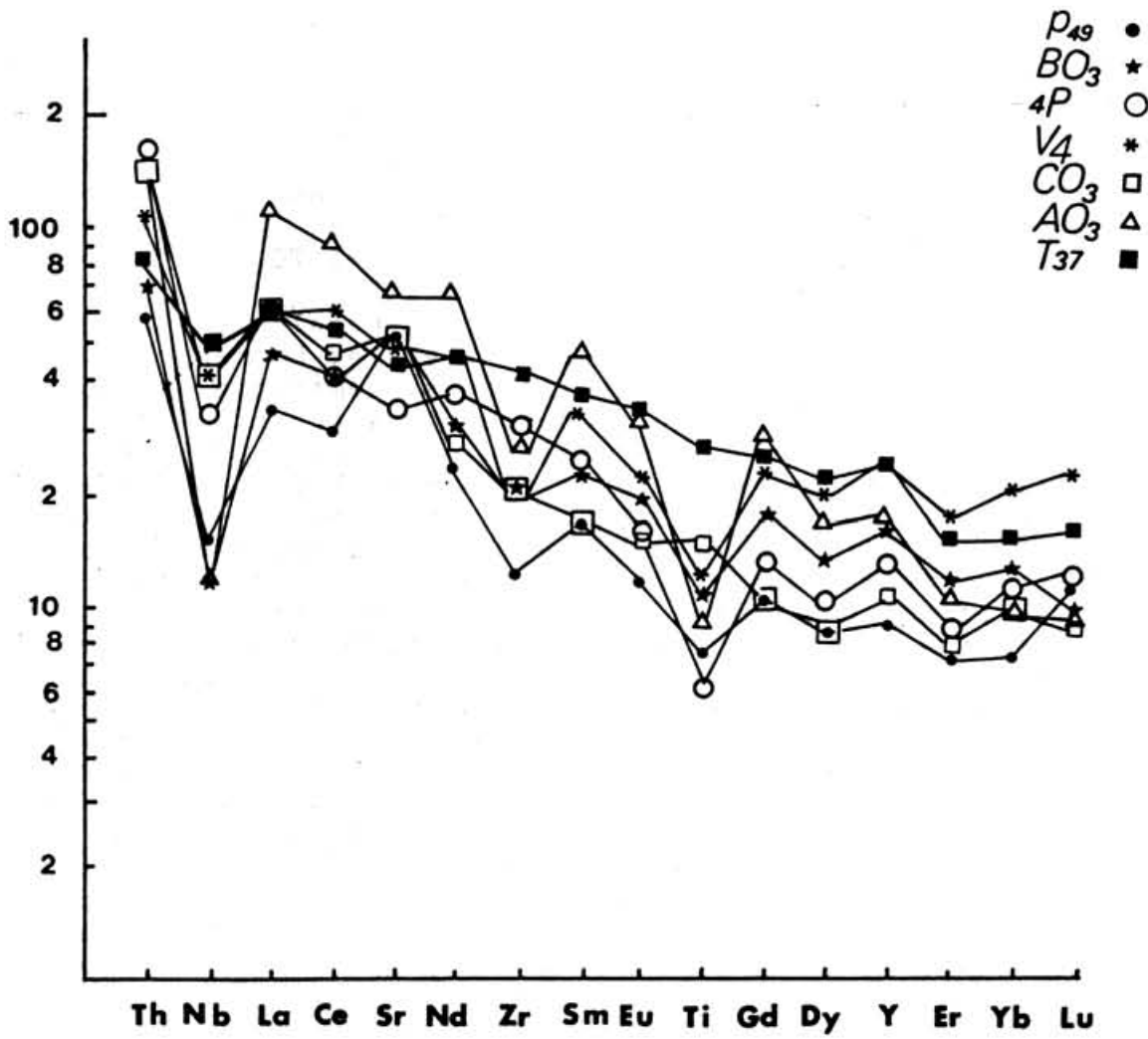


Fig. 4

ces roches et du massif d'Aydat apparaît probable.

En conclusion, la série basique du Plateau des Dômes semble relativement homogène, et dériver d'une souche magmatique mantellique typiquement calco-alcaline, dont certains termes ont pu subir une contamination crustale précoce. Il est permis de supposer que le massif dioritique d'Aydat, totalement indépendant des épisodes granitiques ultérieurs, a valeur de complexe hypovolcanique vis-à-vis des volcanites d'âge sensiblement identique, mieux représentées dans le Morvan et la Montagne Bourbonnaise.

V - La Marche

Comme on vient de le voir, le petit massif cumulatif d'Aydat pourrait être considéré comme un témoin des "racines" du volcanisme dévonien supérieur. D'autres exemples a priori envisageables de telles hypo-structures pourraient être fournis par les massifs de gabbro-diorites qui constituent un chapelet d'orientation Est-Ouest au sein du "Domaine de Boussac" (Bouvier, 1985) situé entre les unités métamorphiques du Plateau d'Aigurande au Nord (Rolin, 1981; Petitpierre, 1981; Guenardel & Rolin, 1984) et le vaste ensemble granitique de Guéret au Sud (Fig. 1).

Le Domaine de Boussac forme une unité allongée, séparée des unités adjacentes par les failles de Boussac et de la Marche. Il est constitué d'une série métamorphique de haut grade analogue à celle du Plateau d'Aigurande, dans laquelle s'observe la superposition d'un épisode métamorphique de HP, rapporté à l'événement "acadien", et d'un second épisode de plus basse pression, migmatitique (Bouvier, 1985). Ce domaine est caractérisé par un plutonisme basique important (Bouvier, 1985) d'âge tardi- ou post-métamorphe et antérieur à la mise en place du granite de Guéret, daté à 356 +/- 10 Ma (Berthier et al., 1979). Sur la base du thermo-baromètre plagioclase-hornblende (Plyusnina, 1982), Bouvier (1985) estime les conditions de pression mise en place des diorites à environ 3-4 Kb. Bien que non datées, les roches basiques de la Marche sont probablement d'âge Dévonien, et pourraient donc ne pas être sans relation avec le volcanisme exposé plus à l'Est (Morvan).

Afin de tester cette hypothèse, une étude préliminaire a été entreprise sur le massif de Beaumont, situé à l'extrémité orientale du Domaine de Boussac, 10 km à l'Ouest de Montluçon. Ce massif, dont les contacts avec l'encaissant gneissique et granitique sont mal visibles, renferme principalement des diorites caractérisées par la présence d'amphiboles automorphes, de taille souvent supérieure au centimètre. Le reste de l'assemblage minéralogique est constitué par plagioclase (andésine), biotite, épidote, sphène et zircon (Bouvier, 1985). Sept échantillons ont été analysés, dont six pour les isotopes (Tab. 3, 4). Par ailleurs, une diorite du massif voisin d'Archignat, nettement plus orientée, a également été analysée pour les éléments en traces.

Les échantillons du massif de Beaumont regroupent deux exemples représentatifs de diorite claire, à gros grain (BEAU

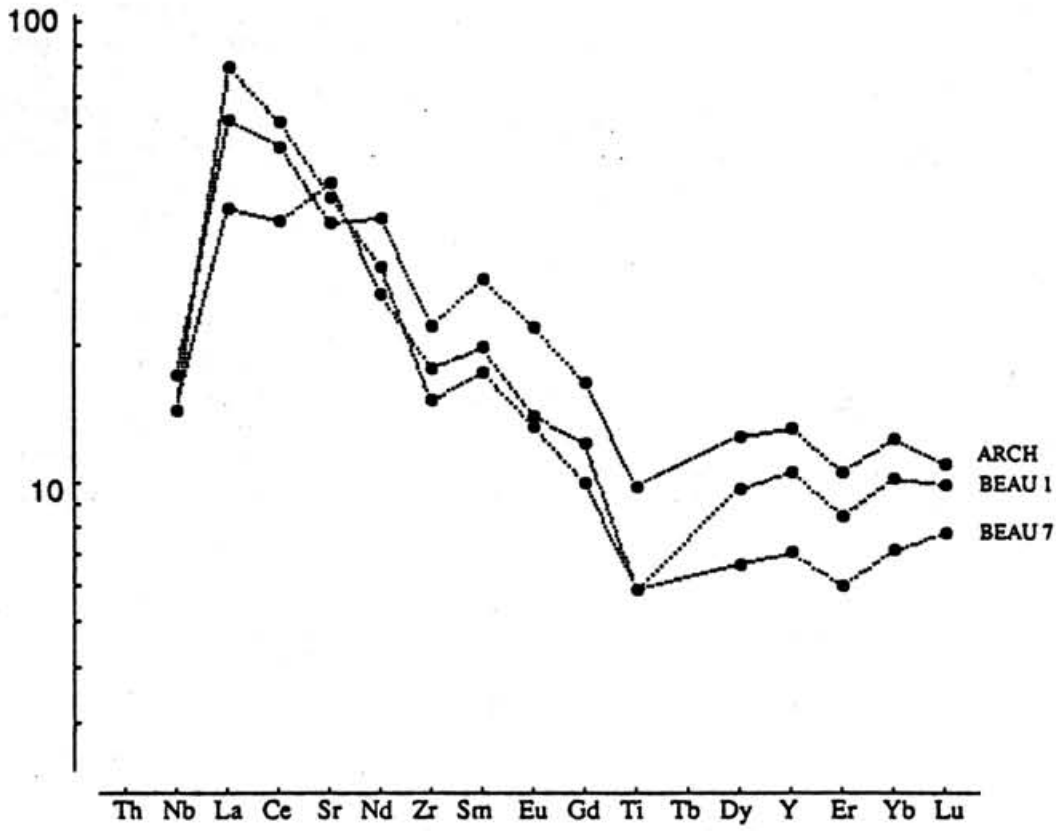
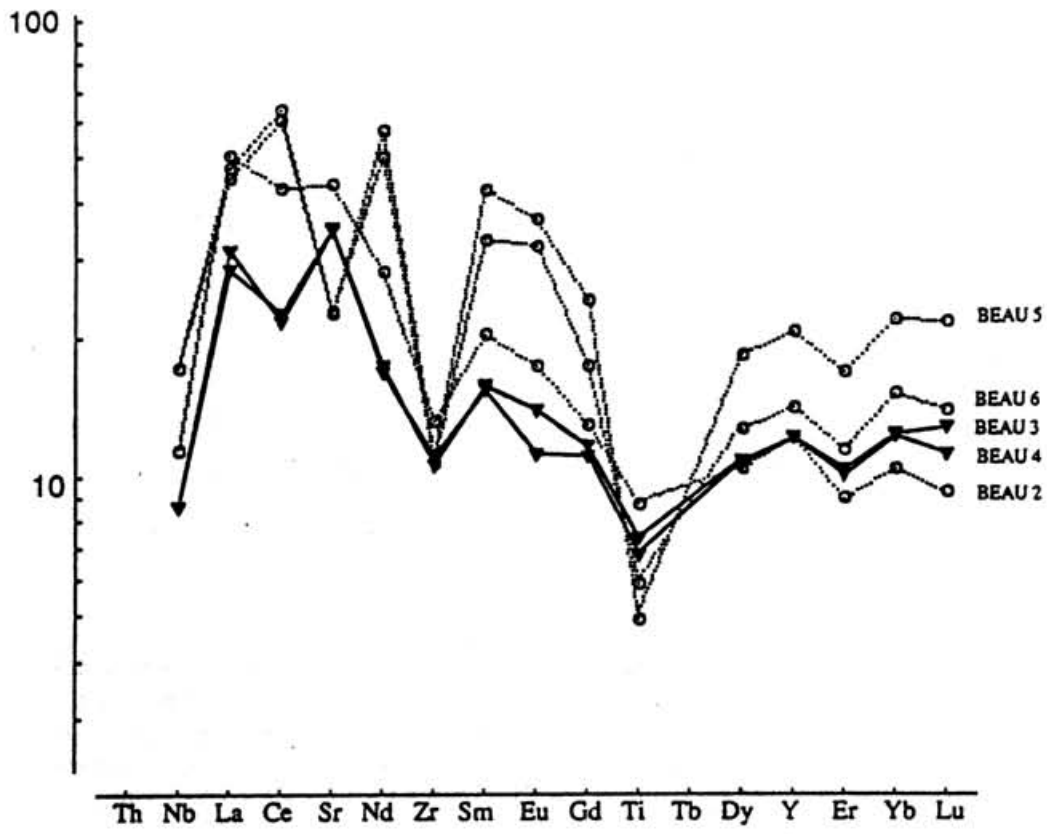


Fig. 5

1, 7), trois enclaves basiques microgrenues (BEAU 2, 5, 6), et deux échantillons de filons basiques à grain fin, recoupant la diorite (BEAU 3, 4).

Tous les spectres normalisés (Fig. 5) présentent des caractères communs, plus ou moins accusés selon qu'il s'agit de diorites, d'enclaves ou de filons:

- net enrichissement en TR légères;
- TR lourdes peu ou pas (filons) fractionnées;
- pas d'anomalie marquée en Eu, bien qu'un caractère cumulatif en plagioclase soit suggéré par l'anomalie positive en Sr et les teneurs élevées en Al₂O₃. Ce caractère pourrait traduire des conditions assez oxydantes pour que l'euporium ait été présent dans le magma sous forme trivalente, ou résulter d'une compensation de l'anomalie positive due au plagioclase par une anomalie négative causée par l'amphibole (Hanson, 1978);
- fortes anomalies négatives en Nb (estimées d'après la rupture de pente du profil par rapport aux TR légères, le Th n'ayant pas été analysé) et en Ti;
- anomalie négative en Zr.

On note également que deux des enclaves (BEAU 5 et 6) présentent un déficit relatif en La (La/CeN<1), qui pourrait peut-être résulter d'une accumulation d'amphibole dans ces échantillons.

Les quatre échantillons de diorite et d'enclaves définissent un mauvais alignement (MSWD=13.7) dans un diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (non figuré), dont la pente correspond à un âge de 369 ± 25 Ma (2 σ), avec un intercept $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7048 \pm 1$. Compte tenu de la faible variation des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.23 à 0.39), ce résultat, en bon accord avec les estimations géologiques, laisse supposer que le système Rb-Sr de ces roches n'a pas subi de perturbation sévère postérieure à la mise en place, et que la composition isotopique initiale du massif n'était pas très différente de 0.7048 ± 1 .

Les deux échantillons de filons présentent des compositions isotopiques corrigées à 370 Ma légèrement plus élevées (0.7051 et 0.7053). Les compositions isotopiques du Nd calculées à 370 Ma soulignent la différence entre les filons d'une part (ENd=+3.2 et +3.4), et la diorite (ENd=+1.5) et ses enclaves microgrenues (ENd=+1.5, +1.8, +1.9) d'autre part.

On note un découplage apparent entre les deux systèmes isotopiques, puisque les filons, à $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus radiogénique, sont également caractérisés par des ENd sensiblement plus élevés. Si ce caractère inhabituel n'est pas un artéfact lié à une correction d'âge inappropriée, il pourrait indiquer que les filons et les diorites ne peuvent pas dériver d'un magma parent commun, variablement contaminé par des matériaux crustaux "normaux", à ENd bas et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevés. Par contre, une contamination sélective en Sr radiogénique serait envisageable. Les petites différences isotopiques entre les échantillons d'enclaves (ENd de +1.5 à +1.9) pourraient traduire soit une contamination progressive du magma lors de sa différenciation (diorite: ENd=+1.5), les enclaves représentant alors des stades d'évolution plus précoces, soit l'homogénéisation incomplètement réalisée entre les enclaves (témoins possibles de dikes intraplutoniques

disloqués) et la dionite encaissante. Dans la première hypothèse, un mécanisme de type AFC pourrait être invoqué.

Ces données préliminaires confirment l'appartenance des gabbros-diorites du Domaine de Boussac à la série calco-alcaline (Bouvier, 1985), et permettent de les rapprocher du massif d'Aydat, et des volcanites préservées plus à l'Est.

On peut donc considérer comme possible l'hypothèse selon laquelle les gabbro-diorites de la Marche constitueraient le niveau structural le plus bas actuellement observable du magmatisme calco-alcalin dévonien supérieur du Nord du Massif Central.

A cet égard, les gabbro-diorites de la Marche peuvent être comparées aux "Tonalites" du Limousin (Didier & Lameyre, 1971). En effet, on est en présence dans les deux cas d'une suite calco-alcaline (Peiffer, 1985a), d'âge dévonien supérieur (Bernard-Griffiths et al., 1985). Toutefois, les termes cumulatifs sont très abondants en Marche, alors qu'ils ne sont présents qu'en quantité subsidiaire en Limousin, où les diorites quartziques prédominent. Cela suggère que les gabbro-diorites du domaine de Boussac pourraient représenter des parties plus profondes de systèmes magmatiques analogues (Faqr, 1986). Si, comme l'envisage Peiffer (1985b), les tonalites du Limousin ne sont pas enracinées, mais appartiennent exclusivement à des unités allochtones, on pourrait émettre l'hypothèse que ces tonalites et les unités qui les encaissent sont d'origine septentrionale, "ultra" par rapport au massif de Guéret. Ces tonalites se rattacheraient alors à la même province magmatique que les massifs de gabbro-diorites de la Marche, dont elles pourraient avoir constitué une partie moins profonde.

La richesse en potassium du magmatisme calco-alcalin de la Marche a été interprétée par Bouvier (1985) en termes de contamination par des fluides d'origine crustale. Bien que son origine précise ne soit pas élucidée, elle confère à la série des gabbro-diorites une tendance "shoshonitique", qui pourrait laisser supposer qu'on est en présence des témoins les plus distaux du magmatisme dévonien par rapport à une hypothétique marge active.

VI - Essai d'interprétation d'ensemble

Dans les quatre secteurs envisagés (Morvan, Montagne Bourbonnaise, Plateau des Dômes, Marche), les roches magmatiques d'âge dévonien supérieur et/ou viséen inférieur présentent de grandes analogies avec les suites calco-alcalines de marges actives, tant en ce qui concerne les éléments en traces que les isotopes du Sr et du Nd. Les volcanites du lambeau du Gouget (Mts de Tarare), parfois regroupées avec la Série de la Brévenne (Peterlongo, 1960; Lacroix, 1981) ont les mêmes caractères, ce qui les distingue de la suite bimodale de la vallée de la Brévenne, et justifie leur attribution à un volcanisme calco-alcalin s.s., d'âge peut-être viséen inférieur (Leistel, 1984; Sider, 1985). Les massifs de plagiogranites (St Vérand, Chindo) intrusifs dans la série de la Brévenne et le socle

rétromorphosé (gneiss d'Affoux), se différencie nettement des métarhyolites (kératophyres) étroitement associées aux volcanites basiques, contrairement à l'hypothèse de Piboule et al. (1982, 1983) qui les considèrent comme "magmatiquement cogénétiques". Il n'est pas impossible que ces plagiogranites appartiennent à un épisode magmatique significativement plus récent que celui à l'origine de l'association bimodale de la Brévenne s.s. Des mesures radiométriques devraient permettre de tester cette possibilité. La Série de la Brévenne s.s. ne renferme que des termes issus d'un manteau appauvri (END+5)). Bien que les roches basiques aient des caractères tholéitiques en ce qui concerne les éléments majeurs ou les éléments en traces relativement compatibles (Ti/V par exemple) (Piboule et al., 1982; Bébié, 1983, comm. écrite), la plupart montrent un très net enrichissement en éléments très incompatibles (Th, LREE) couplé à un appauvrissement relatif des éléments "HFS", en particulier le niobium.

Compte tenu des caractères isotopiques de ces metabasites, un phénomène de contamination crustale ne peut pas rendre compte de ces caractères chimiques, pas plus que ne le peut une source mantellique enrichie, transitionnelle vers les basaltes alcalins (par exemple, Vuagnat, 1983), en raison du caractère appauvri en HFSE. En revanche, ces caractères géochimiques peuvent s'expliquer en termes de mélange entre d'une part un pôle magmatique de type MORB, et, d'autre part, des basaltes d'arc, extraits d'une source mantellique appauvrie "dopée" par une petite proportion (moins de 1%) d'un composant sédimentaire d'origine crustale.

Un tel modèle est envisagé pour la genèse des basaltes de certains bassins marginaux (par ex. Wood et al., 1981; Volpe et al., 1987), et semblerait en parfait accord avec les hypothèses émises par les écoles lyonnaise (par exemple, Piboule et al., 1982) et nancéenne (Bébié, comm. écrite, 1983; Sider & Ohnenstetter, 1986).

Cependant, le modèle du bassin marginal ne paraît pas rendre compte de façon satisfaisante de l'abondance des volcanites acides dans l'association bimodale. Les données isotopiques excluent l'hypothèse d'une origine palingénétique, suggérée par Sider & Ohnenstetter (1986). Par ailleurs, dans la mesure où la juxtaposition de panneaux de socle rétro-morphosé avec les volcanites de la Brévenne peut résulter d'un télescopage tectonique, rien ne démontre le caractère ensialique du bassin marginal envisagé.

De même, les kératophyres ne montrent aucune des affinités vers un pôle (per)-alcalin, qui sont généralement exprimées dans les roches acides des environnements de rift.

On connaît par contre d'assez nombreux exemples de suites bimodales dans des environnements d'arcs magmatiques implantés sur croûte continentale jeune et/ou peu épaisse (par exemple, Frey et al., 1986; Grove & Donnelly-Nolan, 1986; Notsu et al., 1987), ou des environnements d'avant-arc (Miyake, 1985). Typiquement, ces suites associent des basaltes enrichis en éléments incompatibles (Nb-Ta exceptés) et des rhyolites dérivant d'un parent basique. A la différence de ce qui semble être la règle dans les arcs intra-océaniques, ces rhyolites sont riches en éléments incompatibles. Ces caractères sont ceux des volcanites de la Série de la Brévenne, pour

lesquelles un environnement marin (Peterlongo, 1970) peu profond (Vuagnat, 1983) est admis.

En résumé, sans permettre de choisir entre des sites d'avant-arc, d'arc, ou de bassin intra-arc naissant, les données géochimiques et isotopiques suggèrent pour la Série de la Brévenne la proximité immédiate d'un environnement de marge active.

Il semble probable, alors, de considérer que la Série de la Brévenne n'est pas véritablement autochtone, mais résulte plutôt de l'accrétion et/ou du charriage d'un segment à affinité principalement océanique, contre et/ou sur la croûte continentale "acadienne" (gneiss d'Affoux). Les plagiogranites, à participation mantellique et crustale relativement "équilibrée" ($ENd=0/+2$) pourraient résulter de phénomènes de fusion contemporains de cet épisode tectonique, antérieur à la juxtaposition finale contre les gneiss des Mts du Lyonnais par décrochevauchement dextre (Lardeaux, 1986) vers 330 Ma (Gay et al., 1982).

D'une façon générale, on constate que les témoins du magmatisme Dévonien supérieur montrent tous des affinités calco-alcalines, dont il est important d'évaluer la signification. On considère généralement que les magmatismes basiques calco-alcalins sont liés au fonctionnement d'une zone de subduction qui modifie le manteau susjacent et le rend apte à produire, par fusion partielle, des liquides possédant les caractères géochimiques essentiels des suites calco-alcalines (enrichissement relatif des éléments les plus incompatibles par rapport aux Terres Rares, appauvrissement en Nb-Ta...). Dans la plupart des cas, ce magmatisme est associé à une subduction active. Néanmoins, on peut concevoir que la modification du manteau supérieur par les fluides et/ou liquides silicatés issus d'une plaque subductée, et la production de magmas soient découplées dans le temps. En d'autres termes, on peut envisager a priori que des circonstances tectoniques et thermiques permettent la fusion d'un manteau modifié auparavant par subduction. Alors, les magmas calco-alcalins pourraient n'être qu'une expression posthume de phénomènes de subduction antérieurs (Johnson et al., 1978). C'est à ce type d'interprétation que Bébien et al. (1980) ont eu recours pour expliquer les affinités du volcanisme dévono-dinantien avec le magmatisme des marges actives récentes. On sait en effet que la période paléozoïque inférieure a vu la création puis la fermeture de domaines océaniques, en prélude à l'événement tectono-métamorphique "acadien", au Silurien. En particulier, l'existence d'un métamorphisme de HP démontre indirectement la réalité des phénomènes de subduction au Paléozoïque moyen. Pour Bébien et al. (1980), le magmatisme dévono-dinantien n'a pas été la conséquence de phénomènes de subduction actifs, mais a hérité ses caractères calco-alcalins d'épisodes de subduction anté-acadiens. Ces auteurs suggèrent en effet un contexte de mise en place continental, caractérisé par des mouvements distensifs et décrochants.

Cette hypothèse était séduisante en 1980, car on venait de mettre en évidence l'importance des événements paléozoïques

inférieurs, et la période dévonienne était alors considérée essentiellement comme la continuation intracontinentale de l'épisode tectonique commencé au Silurien.

Les données acquises depuis cette époque amènent à proposer une hypothèse différente. En effet, plusieurs arguments militent en faveur de l'existence de zones océaniques d'âge dévonien dans le Nord de la Chaîne Hercynienne. La suturation au Carbonifère de ces domaines océaniques, venant à la suite de subductions vers le Sud, rendrait compte des grandes structures tangentielles à vergence Nord qui caractérisent les zones Rhéno-Hercynienne et Saxo-Thuringienne de la Cornouaille anglaise jusqu'en Saxe.

Dans ces conditions, il est tentant d'admettre que le magmatisme calco-alcalin du Nord du Massif Central est l'expression directe d'une subduction active au Dévonien supérieur et peut-être même au Dinantien inférieur. A grande échelle, d'autres indices de l'existence de tels dispositifs sont fournis par (1) la nature volcano-clastique à source rhyo-dacitique des grauwackes de Gramscatho, Cornwall (Floyd & Leveridge, 1987); (2) le magmatisme calco-alcalin des Vosges septentrionales (Ikéné & Baroz, 1985; Rasamimanana & Bébién, 1985); (3) le métamorphisme sous très faible gradient thermique du Sud du Massif Schisteux Rhénan (Massonne & Schreyer, 1983); (4) l'interprétation des séries du Paléozoïque supérieur du Harz en termes de complexe de subduction (Anderson, 1975).

Il semble donc probable que la période dévono-carbonifère n'a pas seulement vu la continuation, en climat intracontinental, plus ou moins transcurrent, des événements tectono-métamorphiques antérieurs, mais qu'elle a été caractérisée par une histoire autonome, d'ouverture et de fermeture de zones océaniques nouvelles, en particulier dans la partie Nord de la chaîne. Ce schéma d'évolution à deux cycles séparés, obéissant à des logiques au moins en partie distinctes, rend bien compte de la "pause" orogénique dévonienne.

En conclusion, la grande similitude du volcanisme dévono-dinantien avec les exemples modernes associés à des subductions actives, ainsi que les indices de zones océaniques contemporaines dans le Nord du domaine varisque, suggèrent que le magmatisme dévono-dinantien du Nord du Massif Central s'intègre dans le cadre plus vaste des marges destructives ayant permis la résorption d'un "océan médio-européen nord" au Paléozoïque supérieur.

La polarité géochimique apparente des formations du Massif Central semble cependant ne pas s'accorder avec l'hypothèse d'une subduction vers le Sud. En effet, la série présentant les caractères les plus proximaux vis-à-vis d'une éventuelle zone de subduction est située au Sud-Est (Brévenne), par rapport aux formations ayant un cachet plus intra-continental, plus distal. Si l'on admet que la Série de la Brévenne ne représente pas un bassin d'arrière-arc, on est conduit à supposer que la disposition actuelle des différents lambeaux dévono-dinantiens ne reflète pas celle qui était réalisée il y a environ 370 Ma. Compte-tenu de l'importance de la tectonique hercynienne, et notamment du rôle probablement essentiel des

décrochements, cette supposition ne paraît pas injustifiée. De fait, les mesures paléomagnétiques effectuées dans la Chaîne Hercynienne (par ex. Bachtadse & van der Voo, 1986; Perroud, 1986), et en particulier dans le Nord du Massif Central et les Vosges par Edel (1987a, b; Edel et al., 1981, 1984, 1986) suggèrent l'existence de rotations très importantes au Carbonifère. Or, des rotations de microblocs sont susceptibles de se produire dans un contexte de déformation transcurrente (par ex. Luyendyk et al., 1981; Carter et al., 1987), tel que celui qui caractérise l'Europe varisque dans la seconde partie du Carbonifère (Arthaud & Matte, 1975).

Bien qu'un sens de rotation antihoraire ait été initialement pressenti (Edel & Coulon, 1982), Edel (1987a) propose maintenant deux rotations horaires, d'environ 50° chacune, du Nord du Massif Central. Un sens horaire s'accorderait bien avec le jeu transformant dextre du linéament majeur NW-SE du Pays de Bray (Day, 1986). A plus petite échelle, il serait également compatible avec le cisaillement sénestre E-W suggéré par Leistel & Gagny (1986) pour expliquer la formation du fossé volcano-tectonique de la Loire, au Viséen supérieur.

Si l'on accepte le principe de ces rotations, on est amené à faire subir une rotation antihoraire d'environ 100° à l'ensemble des formations anté-Viséen supérieur du Nord du Massif Central. Alors, la Série de la Brévenne occupe une position située au NE par rapport aux autres séries volcaniques. La polarité géochimique ainsi reconstituée serait cohérente avec une subduction vers le "Sud" ou le "Sud-Ouest" (par rapport aux coordonnées actuelles), l'ancienne limite de plaque pouvant être localisée dans le prolongement de la faille du Pays de Bray, que Matte & Cazes (1987) proposent d'interpréter comme une suture. Malgré le caractère évidemment très spéculatif de ce genre de reconstitution, il apparaît qu'on peut, au moins à titre d'hypothèse de travail, considérer que le volcanisme dévono-dinantien du Massif Central est la conséquence de la subduction vers le Sud d'un domaine océanique situé initialement à l'emplacement du bassin de Paris actuel. Il n'est pas impossible que l'anomalie magnétique du bassin de Paris, qui a déjà été interprétée comme la trace d'un rift avorté dévonien (Autran et al., 1984), corresponde à une suture liée au même dispositif de marge active.

L'existence de deux épisodes aux caractéristiques géochimiques assez voisines au Dévonien supérieur et au Viséen inférieur, à quelques 15 ou 20 Ma d'intervalle, constitue un aspect relativement énigmatique du magmatisme dévono-dinantien. En effet, ces deux suites basiques calco-alcalines, d'origine mantellique, sont séparées dans le temps par un hiatus correspondant, du point de vue du magmatisme, à un important épisode de mise en place de granitoïdes d'origine crustale (massifs de Guéret: 356 +/- 10 Ma, Berthier et al., 1979; Luzy: 348 +/- 6 Ma, Supply, 1984; St Gervais d'Auvergne: 354 Ma, Vialette, 1973; 348 +/- 9 Ma, Belin & Pin, non publié). Dans les limites de précision de la correspondance des échelles stratigraphique et radiométrique, cet épisode de fusion crustale est d'âge

tournaisien (360-350 Ma environ, Harland et al., 1982). D'un point de vue tectono-stratigraphique, l'existence d'événements majeurs tournaisiens est très probable. Bien que la lacune envisagée de cet étage dans le Morvan (Guffroy, 1957) soit quelque peu remise en cause (par ex. Delfour & Gigot, 1985), c'est semble-t-il seulement le Strunien, terme ultime du Dévonien, qui a été reconnu (Weyer, 1965; Coulon et al., 1980). En tout état de cause, les faciès détritiques plus grossiers du Dinantien inférieur (conglomérats abondants) témoignent d'une reprise d'érosion importante. Enfin, les arguments structuraux permettent d'envisager l'existence d'une phase de déformation et de métamorphisme majeure d'âge éo-carbonifère (rapportée à la "phase bretonne") dans la Série de la Brévenne (Sider et al., 1986).

De même, une tectonique tangentielle synschisteuse, affecte les terrains d'âge viséen inférieur (Leistel, 1984; Binon, en prép.), mais est cachetée par les dépôts fossilifères du sommet du Viséen moyen (Chichery, 1937) et les épanchements rhyo-dacitiques du Viséen supérieur (Chichery, 1937), datés à 335-340 Ma (Bonhomme et al., 1963; Vialette, 1973).

On est donc amené à envisager la répétition au Dévonien supérieur et au Dinantien de la séquence d'événements suivante:

- (1) volcanisme calco-alcalin d'origine mantellique;
- (2) épisode de tectonique tangentielle;
- (3) magmatisme acide, d'anatexie crustale.

L'interprétation géodynamique de ce "motif" répété n'est pas claire. Dans un premier modèle, on pourrait considérer que seul le volcanisme calco-alcalin d'âge dévonien était lié à une subduction active, et interpréter celui d'âge viséen inférieur comme le résultat de distensions locales, dans un contexte de décrochements postérieurs à la collision éo-carbonifère. Les affinités calco-alkalines apparaîtraient alors comme une conséquence posthume de la subduction antérieure, ou comme le résultat de phénomènes de contamination crustale. Ce modèle, correspondant à celui envisagé par Bébien et al. (1980) pour l'ensemble du volcanisme dévono-dinantien, pourrait rendre compte du magmatisme viséen inférieur des Vosges méridionales (André & Bébien, 1983) et, peut-être, de celui de la Série du Taillefer (Carme & Pin, 1986) dans le massif cristallin externe alpin de Belledonne. Selon ce schéma, la phase tectonique intra-viséenne ("phase vosgienne"), aurait valeur d'épisode compressif intra-continental, post-collisionnel.

Alternativement, on pourrait aussi supposer que chacune des deux phases, éo-carbonifère et intra-viséenne, correspond à un événement de collision indépendant. Ce modèle de suturation à deux stades impliquerait que le domaine océanique nord-hercynien suggéré dans les pages précédentes était constitué de deux bassins distincts. Les fermetures successives de chacun de ces bassins se seraient traduites par un magmatisme de subduction (dévonien supérieur et viséen inférieur), puis par une collision (au Tournaisien et au Viséen moyen, respectivement), accompagnée et suivie par un

épisode de fusion crustale. Ce n'est qu'avec la seconde collision, intra-viséenne (env. 345 Ma), que la saturation complète des domaines océaniques aurait été réalisée. Alors aurait commencé l'évolution intra-continentale, caractérisée par le jeu de décrochements ductiles, et de grands charriages à vergences opposées de part et d'autre de la plus interne de ces zones de suture, que l'on pourrait situer sous l'actuel bassin de Paris en France, ou à la bordure nord de la zone moldanubienne dans le Massif de Bohême.

REFERENCES

Anderson T.A., 1975 - Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 77-82.

André F. & Bébien J., 1983 - Déchirures continentales et plutonisme: étude pétrologique et structurale comparée de l'association ignée de Guévguéli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure Nord du Massif des Ballons (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXV: n°3, 291-299.

Arculus R.J., 1987 - The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volc. Geoth. Res.*, 32: 1-12.

Arculus R.J. & Johnson R.W., 1981 - Island-arc magma sources: a geochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. *Geochem. J.*, 15: 109-133.

Arculus R.J. & Powell R., 1986 - Source component mixing in the regions of arc magma generation. *J. Geophys. Res.*, 91: n°B6, 5913-5926.

Arth J.G., 1976 - Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 4: n°1, 41-47.

Autran A., Castaing C., Debeglia N., Guillen A. & Weber C., 1986 - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris: hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 1: 125-141.

Bachtadse V. & van der Voo R., 1986 - Paleomagnetic evidence for crustal and thin-skinned rotations in the European Hercynides. *Geophys. Res. Lett.*, 13: 161-164.

Bacon C.R., Kurasawa H., Delevaux M.H., Kistler R.W. & Doe B.R., 1984 - Lead and Strontium isotopic evidence for crustal interaction and compositional zonation in the source regions of Pleistocene basaltic and rhyolitic magmas of the Coso volcanic field, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85:

366-375.

Basaltic Volcanism Study Project (1981) - Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press, Inc., New York, 1286p.

Bébian J., 1970 - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité Sud-Ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy, 110p.

Bébian J., 1983 - Roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central et géochimie des éléments en trace. Remarques à propos de la note de Pin, Dupuy et Peterlongo: "Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central". Comm. écrite, 9p.

Bébian J., Rocci G., Floyd P.A., Juteau T. & Sagon J.P., 1977 - Le volcanisme Dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, Coll. intern. CNRS, Rennes, n°243, 275-291.

Bébian J., Gagny C. & Rocci G., 1980 - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. in: Coll. Géologie de l'Europe, 26ème Congr. Géol. Internat., Soc. Géol. du Nord et B.R.G.M. Ed., 213-225.

Bébian J. & Gagny C., 1980 - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. in: Coll. Géologie de la France, 26ème Cong. Géol. Internat., Mém. B.R.G.M., 107: 99-135.

Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grünenfelder M. & Piboule M., 1985 - The tonalite belt of Limousin. Bull. Soc. géol. Fr., 1: n°4, 459-622.

Bertaux J. & Rubiello M.F., 1981 - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50000. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 313p.

Berthier F., Duthou J.L. & Roques M., 1979 - Datation Rb/Sr du granite de Guéret: Age fini-dévonien de la mise en place de l'un de ses faciès types. Bull. B.R.G.M., 1(2): 59-72.

Bonhomme M., Philibert J., Roques M. & Vialette Y., 1963 - Ages absolus dans le Viséen et dans le Stéphaniens du Massif Central français. C. R. Acad. Sc., Paris, 252: 3084-3086.

Bougault H., Joron J.L. & Treuil M., 1980 - The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. Phil. Trans. R. Soc. London, A.

297: 203-213.

Bouvier P., 1985 - Les gabbro-diorites du domaine de Boussac. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Relations avec le magmatisme acide du domaine de la Marche-Guéret. Thèse Doc. 3ème cycle, Univ. Paris-Sud, 262p.

Brouxel M., Lapierre H., Michard A. & Albarède F., 1987 - The deep layers of a Paleozoic arc: geochemistry of the Copley-Balaklala series, northern California. Earth Planet. Sci. Lett., 85: 386-400.

Brown L., Klein J., Middleton R., Sacks I.S. & Tera F., 1982 - ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction. Nature, 299: 718-720.

Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F. & Otto J.B., 1982 - Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. Geology, 10: 516-519.

Cameron M., Bagby W.C. & Cameron K.L., 1980 - Petrogenesis of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. Contrib. Mineral. Petrol., 74: 271-284.

Carme F., 1975 - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. C. R. Acad. Sc. Paris, 281 D: 89-92.

Carme F. & Pin C., 1987 - Vue d'ensemble sur la magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le Sud de la chaîne de Belledune (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). C. R. Acad. Sci. Paris, 304: II n°19, 1177-1180.

Carter J.N., Luyendyk B.P. & Terres R.R., 1987 - Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors. Geol. Soc. Am. Bull., 98: 199-206.

Chen J.H., Wasserburg G.J., von Damm K.L. & Edmond J.M., 1986 - The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21°N and Guaymas Basin. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 2467-2479.

Chichery M., 1937 - Etude géologique du bassin Primaire de l'Ardoisière près Vichy. Diplôme Et. Sup.

Chichery M., 1938 - Stratigraphie des formations dinantiennes du Bassin de l'Ardoisières. C. R. Acad. Sci. Paris, 206: p. 263.

Condie K.C. & Hayslip D.L., 1975 - Young bimodal volcanism at Medicine Lake volcanic center, northern California. Geochim. Cosmochim. Acta, 39: 1165-1178.

Condie K.C. & Shadel C.A., 1984 - An early Proterozoic volcanic arc succession in southeastern Wyoming. *Can. J. Earth Sci.*, 21: 415-427.

Coulon M., Fourquin C., Paicheler J.C., Conil R. & Lys M., 1978 - Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales et datations obtenues par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Sci. Géol., Bull.* 31: 2, 77-93.

Coulon M., Corsin P. & Doubinger J., 1980 - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-dinantien du Morvan. *Bull. Soc. Hist. Nat. & Amis Mus. Autun*, 3-12.

Day G.A., 1986 - The Hercynian evolution of the South West British continental margin. in: *Reflection Seismology: the continental crust*. Am. Geophys. Union, Geodynamics Series, 14:233-241.

Delfour J. & Gigot C., 1985 - Données stratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). *Géologie de la France*, n°4, 331-340.

Didier J. & Lameyre J., 1971 - Répartition géologique et signification des granites rouges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série D274, 1135-1138.

Didier J. & Lameyre J., 1978 - Le Dévono-dinantien du Nord du Massif Central français est-il autochtone? Arguments chronologiques et pétrographiques. *Comm. Réunion Soc. géol. Fr.*, Brest, Décembre 1978, 2p.

DiNota R., 1970 - Etude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord Est du Massif Central français. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 114p.

Dixon S. & Rutherford M.J., 1979 - Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 45-60.

Doe B.R., Leeman W.P., Christiansen R.L. & Hedge C.E., 1982 - Lead and Strontium isotopes and related trace elements as genetic tracers in the Upper cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellowstone plateau volcanic field. *J. Geophys. Res.*, 87 (B6): 4785-4806.

Donnelly T.W. & Rogers J.J.W., 1980 - Igneous series in Island arcs: the Northeastern Caribbean compared with worldwide Island-arc assemblages. *Bull. Volcanol.*, 43-2: 347-382.

Dufour E., 1985 - Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France). *Lithos*, 18: 97-113.

Durand C., 1981 - Etude pétrographique et géochimique des

spilites kératophyres et roches associ es de la série dévono-dinantienne de la Br evienne (M.C.F.). Thèse 3 eme cycle, Univ. Lyon.

Edel J.B., 1987 (a) - Paleomagnetic evolution of the Central Massif (France) during the Carboniferous. Earth Planet. Sci. Lett., 82: 180-192.

Edel J.B., 1987 (b) - Paleopositions of the western Europe Hercynides during the Late Carboniferous deduced from paleomagnetic data: consequences for "stable Europe". Tectonophysics, 139: 31-41.

Edel J.B., Lacaze M. & Westphal M., 1981 - Paleomagnetism in the northeastern Central Massif (France): evidence for Carboniferous rotations of the Hercynian orogenic belt. Earth Planet. Sci. Lett., 55: 48-52.

Edel J.B. & Coulon, M., 1982 - Rotations et virgations de la Chaîne Hercynienne. 9 eme R.A.S.T., Paris, 228.

Edel J.B., Coulon M. & Hernot M.P., 1984 - Mise en evidence par le paléomagnétisme d'une importante rotation antihoraire des Vosges Méridionales entre le Viséen terminal et le Westphalien supérieur. Tectonophysics, 106: 239-257.

Edel J.B., Montigny R., Royer J.Y., Thuizat R. & Trolard F., 1986 - Paleomagnetic investigations and K-Ar dating on the Variscan plutonic massif of the Champ du Feu and its volcanic-sedimentary environment, Northern Vosges, France. Tectonophysics, 122: 165-185.

Faqir S., 1986 - Pétrologie, structure et métallogénie de la région de Clugnat et Chatelus-Malvaveix (Creuse, Massif Central français). Diplome Géol. Pétro., Univ. Clermont-Ferrand, 136p.

Floyd P.A. & Leveridge B.E., 1987 - Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. J. geol. Soc. London, 144: 531-542.

Fontelles M., 1968 - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques pal ozoiques de la Bruche (Vosges) et de la Br evienne (Massif Central français). Bull. B.R.G.M., 2 eme série, sect. III, 2: 1-54.

Frey F.A., Gerlach D.C., Hickey R.L., Lopez-Escobar L. & Munizaga-Villavicencio F., 1984 - Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). Contrib. Mineral. Petrol., 88: 133-149.

Gast P.W., 1968 - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 1057-1086.

- Gay M., Peterlongo J.M. & Caen-Vachette M., 1981 - Age radiométrique des granites en massifs allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 293: II, 993-996.
- Gill J.B. 1981 - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin, 390p.
- Gill J.B. & Stork A.L. 1978 - Miocene low-K dacites and trondhjemites of Fiji. in: F. Barker (ed.) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, 629-649.
- Grove T.L. & Donnelly-Nolan J.M., 1986 - The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 281-302.
- Guffroy J., 1957 - La série dinantienne du Morvan. C. R. Acad. Sci. Paris, 244: 5, 632-635.
- Hanson G.N., 1978 - The applications of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 38: 26-43.
- Harland W.B. et coll., 1982 - A geologic time scale. Cambridge University Press.
- Hawkesworth C.J., 1979 - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins. in: Origin of granite batholiths. Geochemical evidence. M.P. Atherton & J. Tarney, eds., Shiva Publ., 76-89.
- Hawkesworth C.J., Hammill M., Gledhill A.R., van Calsteren P.W.C. & Rogers G., 1982 - Isotope and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the high Andes. Earth Planet. Sci. Lett., 58: 240-254.
- Henderson P., 1984 - General geochemical properties and abundances of the Rare Earth Elements. in: Rare Earth Element Geochemistry, Henderson ed., Elsevier, 1-32.
- Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C. & Lopez-Escobar L., 1986 - Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34° - 41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. J. Geophys. Res., 91: n°B6, 5963-5983.
- Hofmann A.W., 1986 - Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. Chem. Geol., 57: 17-30.
- Holder M.T. & Leveridge B.E., 1986 - Correlation of the Rhenohercynian Variscides. J. geol. Soc., London, 143: 141-147.
- Holloway J.R. & Burnham C.W., 1972 - Melting relations of

basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13 (1): 1-29.

Ikenne M. & Baroz F., 1985 - Mise en évidence des caractères orogénique, tholéiitique et calco-alcalin du volcanisme dévono-dinantien dans le Massif du Rabodeau (Vosges septentrionales): apport à la reconstitution géotectonique des Vosges. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301: II, n°8, 529-532.

Ishizaka K. & Carlson R.W., 1983 - Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, SW Japan: a clue to the origin of orogenic andesites. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 64: 327-340.

Jauzein P., 1981 - Les granitoides des séries tholéiitiques sur les exemples d'Islande, de Corse et de la Brévenne. Thèse 3ème cycle, Univ. P. & M. Curie, Paris XI.

Johnson R.W., Smith I.E.M. & Taylor S.R., 1978 - Hot-spot volcanism in St Andrew Strait, Papua New Guinea: geochemistry of a Quaternary bimodal rock suite. *B.M.R. J. Austral. Geol. & Geophys.*, 3: 55-69.

Joron J.L. & Treuil M., 1977 - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX: 1197-1205.

Jouchoux P., 1983 - La série métamorphique spilito-kératophyrique dévono-dinantienne de la Brévenne occidentale: étude cartographique, pétrographique et géochimique (Massif Central français). Thèse Doc. 3ème cycle, Univ. C. Bernard, Lyon I, 155p.

Julien A., 1896 - Le terrain carbonifère marin de France centrale. Ed. Masson et Cie, I: in 4°, 303 p.

Jung J. & Vachias O., 1937 - Sur la nature volcanique du complexe des Cornes vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. *C. R. Soc. géol. France*, 81-83.

Jung J., Chichery M. & Vachias O., 1939 - Contribution à l'étude stratigraphique, magmatique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. *Mém. Soc. géol. France*, n°38, 27p.

Kay R.W. 1980 - Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *J. Geol.*, 88: (5), 497-522.

Lacroix P., 1980 - Géologie du groupe de Violay (Rhône): contribution à l'étude des granites sodiques et des formations éruptives et volcano-sédimentaires associées. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 169 p.

Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N. & Hart S.R., 1978 - A general mixing equation with applications to Iceland basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 380-392.

Lardeaux J.M., 1986 - Les formations métamorphiques des Monts du Lyonnais. Réunion Soc. géol. Fr., 2p.

Leistel J.M., 1984 - Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif Central français: le fossé volcano-tectonique de la Loire. Thèse Doc. de l'Université de Nancy I, 315p.

Leistel J.M. & Bébien J., 1982 - Caractéristiques minéralogiques calco-alkalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur - Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE Massif Central français). C. R. Acad. Sci. Paris, 294: II, 985-988.

Leistel J.M. & Gagny C., 1984 - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le NE du Massif Central français. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 25: 1, 17-29.

Lemière, 1983 - L'amas sulfuré de Chizeuil (Saône et Loire). Etude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I, Doc. B.R.G.M., 54: 144p.

Leterrier J., Maury R., Thonon P., Girard D. & Marchal M., 1982 - Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of volcanic rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 139-154.

Lipman P.W., Doe B.R., Hedge C.E. & Steven, T.A., 1978 - Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 59-82.

Lonsdale P. & Hawkins J., 1985 - Silicic volcanism at an off-axis geothermal field in the Mariana Trough back-arc basin. Geol. Soc. Am. Bull., 96: 940-951.

Luyendyck B.P., Kamerling M.J. & Terres R., 1981 - Geometric model for Neogene crustal rotations in southern California. Geol. Soc. Am. Bull., 91: 211-217.

Martin R.F. & Piwinski A.J., 1972 - Magmatism and tectonic settings. J. of Geophys. Res., 77: n°26, 4966-4973.

Massonne H.J. & Schreyer W., 1983 - A new experimental phengite barometer and its application to a Variscan subduction zone at the Southern margin of the Rhenohercynicum. Terra Cognita, 3: 187 (abstract).

Matte P., Respaut J.P., Maluski H., Lancelot J.R. & Brunel M., 1986 - La faille NW-SE du pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 330Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. Bull. Soc. géol. France, (8), II: n°1, 69-77.

Matte P. & Cazes M., 1987 - Geophysical and geological constraints for a northern Paleozoic oceanic suture along the Variscan dextral Bray strike-slip fault. *Terra Cognita*, 7: p.177.

Mba E., 1982 - Le magmatisme dévonien supérieur de la région de Matour (Saône et Loire, France). *Pétrologie et minéralogie*. Thèse 3ème cycle, Univ. C. Bernard, Lyon I, 187p.

Mbougou-Kongo J.B., 1987 - Les formations métamorphiques dévono-dinantiennes et les roches plutoniques de la région S-W de Clermont-Ferrand, Puy de Dôme, Massif Central français). *Etude pétrographique, géochimique et structurale*. Thèse Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand.

McBirney A. R., 1980 - Mixing and unmixing of magmas. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 7: 357-371.

Meijer A., 1983 - The origin of low-K rhyolites from the Mariana frontal arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 45-51.

Michel-Levy A., 1908 - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Thèse Paris (Lib. Polytechnique, C. Béranger, Paris) et *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n°120, t.XVIII, 193-490.

Miyake Y., 1985 - MORB-like tholeiites formed within the Miocene forearc basin, Southwest Japan. *Lithos*, 18: 23-34.

Morris J.D. & Hart, S.R., 1983 - Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 2015-2030.

Nisbet E.G. & Pearce J.A., 1977 - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 149-160.

Notsu K., Ono K. & Soya T., 1987 - Strontium isotopic relations of bimodal volcanic rocks at Kikai volcano in the Ryukyu arc, Japan. *Geology*, 15: 345-348.

Pearce J.A., Lippard S.J. & Roberts S., 1984 - Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. in: *Marginal Basins Geology*, Kokelaar & Howells eds., Blackwell Sc. Publ., 77-94.

Peiffer M.T., 1985a - La ligne tonalitique du Limousin. Thèse Doc. Sc., Univ. Limoges, 585p.

Peiffer, 1985b - Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300: II, 345-348.

Perfit M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J. & Taylor, S.R., 1980 - Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30: 227-256.

Perroud H., 1986 - Paleomagnetic evidence for tectonic

rotations in the Variscan Mountain Belt. *Tectonics*, 5: n°2, 205-214.

Peterlongo J.M., 1960 - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). Thèse Doc. Sci., Univ. Clermont-Ferrand, 187p.

Peterlongo J.M., 1970 - Pillow-lavas à bordure variolitique et matrice basique dans série métamorphique de la Brévenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.XII, 2: 190-194.

Petitpierre E., 1981 - Pétrographie, géochimie, métallogénie du granite de Crevant et de son contexte métamorphique et structural (Plateau d'Aigurande, Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 227p.

Piboule M., Briand B. & Beurrier M., 1982 - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens du Massif Central français. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 143: 3, 279-308.

Piboule M., Beurrier M., Briand B. & Lacroix P., 1983 - Les trondhjémites de Chindo et de Saint-Vérand et le magmatisme Kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. *Géologie de la France*, (2) I: n°1-2, 55-72.

Pin C., Dupuy C. & Peterlongo J.M., 1982 - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du NE du Massif Central. *Bull. Soc. géol. France*, (7) XXIV: 4, 669-676.

Pin C., Majerowicz A. & Wojciechowska I., 1988 - Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195-209.

Plyusnina L.P., 1982 - Geothermometry and geobarometry of plagioclase - Hornblende bearing assemblage. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 140-146.

Quénardel J.M. & Rolin P., 1984 - Paleozoic evolution of the Plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). in: *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, Hutton & Sanderson eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Blackwell. Publ., 63-70.

Rasamimanana G. & Bébien J., 1985 - Le "trapp de Raon l'Etape" (Vosges septentrionales): un témoin important des manifestations volcaniques ayant accompagné le développement de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 300: II, n°17, 859-862.

Rigaud J.P., 1985 - Etude des formations dévono-dinantiennes du Beaujolais méridional. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 203p.

Robelin C., 1981 - Le dévono-dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (S-W Morvan, Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Dijon, 158p.

Roedder E.R., 1979 - Silicate liquid immiscibility. in: The evolution of igneous rocks-50th anniversary perspective. H.S. Yoder Jr. ed., Princeton, NJ, 15-57.

Rogers J.J.W., 1982 - Criteria for recognizing environments of formation of volcanic suites; application of these criteria to volcanic suites in the Carolina Slate Belt. Geol. Soc. Amer. Spec. Publ., 191: 99-107.

Rolin P., 1981 - Géologie et structure du Plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Univ. Orsay, 229p.

Ryerson F.J. & Hess P.C., 1978 - Implications of liquid-liquid partition coefficients to mineral-liquid partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 921-932.

Ryerson F.J. & Watson E.B., 1987 - Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. Earth Planet. Sc. Lett., 86: 225-239.

Saunders A.D., Tarney J., Marsh N.G. & Wood D.A., 1980 - Ophiolites as an ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. in: Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979, A. Panayiotou ed., Geol. Surv. Dep., 193-204.

Seyler M., 1986 - Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. J. Petrol., 27 (5): 1229-1251.

Shaw D.M., 1970 - Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 34: 237-243.

Sider H., 1985 - Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif Central français. Thèse Univ. Nancy I, 372p.

Sider H. & Ohnenstetter M., 1986 - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the north-eastern Massif Central, France. Geol. Rundschau, 75: 421-443.

Sider H., Leistel J.M. & Gagny C., 1986 - Réflexions sur l'évolution géodynamique sur la chaîne hercynienne au Paléozoïque dans le Nord Est du Massif Central français. Bull. Soc. géol. France, 8: n°4, 637-644.

Smith I.E.M., Chappell B.W., Ward G.K. & Freeman R.S., 1977 - Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the southwest Pacific. Earth Planet. Sc. Lett., 37: 230-236.

Smith I.E.M. & Johnson R.W., 1981 - Contrasting rhyolite suites in the Late Cenozoic of Papua New Guinea. J. Geophys. Res., 86: n°B11, 10257-10272.

Sun S.S., Nesbitt R.W. & Sharaskin A.Y., 1979 - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 119-138.

Sun S.S. 1980 - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A297: 409-445.

Suneson N.H. & Lucchita I., 1983 - Origin of bimodal volcanism, southern Basin and Range province, west-central Arizona. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1005-1019.

Supply J.P., 1985 - Geochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 146p.

Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985 - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Sc. Publ., 312p.

Tera F., Brown L., Morris J., Sacks I.S., Klein J. & Middleton R. 1986 - Sediment incorporation in island-arc magmas: inferences from ^{10}Be . *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 50: 535-550.

Thirlwall M.F. 1982 - Systematic variation in chemistry and Nd-Sr isotopes across a Caledonian calc-alkaline volcanic arc: implications for source materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 27-50.

Thompson R.N., 1972 - Evidence for a chemical discontinuity near the basalt-andesite transition in many anorogenic volcanic suites. *Nature*, 236: 106-110.

Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P. & Hendry G.L., 1983 - Continental flood basalts... Arachnids rule OK? in: *Continental basalts and mantle xenoliths*, Hawkesworth & Norry eds., Shiva, 158-185.

Thurston P.C. & Fryer B.J., 1983 - The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation Greenstone Belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 204-226.

Togashi S., Shirahase T., & Tamanyu S., 1985 - Sr isotope geochemistry of voluminous rhyolite of the Tamagawa welded tuffs, related rocks and andesite of the young volcanics, in Hachimantai geothermal area, NE Japan. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 24: 339-352.

Tourlonias D., 1965 - Les cornes vertes de la Montagne Bourbonnaise, Massif Central français. *Dipl. Etudes Sup.*, Univ. Clermont-Ferrand, 54p.

Turner J.S., 1980 - A fluid-dynamical model of differentiation and layering in magma chambers. *Nature*, 285: 213-215.

Vialette Y., 1973 - Ages des granites du Massif Central. *Bull.*

Soc. géol. France, (7) XV: 3-4, 260-270.

Volker F. & Altherr R., 1987 - Lower Carboniferous calc-alkaline volcanics in the northern Vosges: evidence for a destructive continental margin. *Terra Cognita*, 7: p174.

Volpe A.M., Macdougall J.D. & Hawkins J.W., 1987 - Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and Arc-like melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82: 241-254.

Vuagnat P., 1984 - L'amas sulfuré de Chessy (Beaujolais méridional). Etude cartographique, pétrographique et géochimique des formations dévono-dinantiennes de son enveloppe volcano-sédimentaire. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 137p.

Watson E.B., 1979 - Two liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 119-134.

Weyer D., 1965 - Eotreungt im Morvan (Zentralfrankreich). *Abh. Zent. Geol. Inst. Berlin*, 1: 298-302.

White W.M. & Patchett J., 1984 - Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67: 167-185.

Wood D.A., Marsh N.G., Tarney J., Joron J.L., Fryer P. & Treuil M., 1981 - Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc, and trench, sites 453 through 461, Deep Sea Drilling Project leg 60. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 60: 611-632.

Wyllie P.J. & Sekine T., 1982 - The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 375-380.

Yama N'Kounga A., 1973 - Granites, granophyres et rhyolites de la région de Boën-sur-Lignon (Massif Central). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 138p.

Yoder H.S., 1973 - Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Amer. Mineral.*, 58: 153-171.

ECH.	MORVAN						MONTAGNE BOURBONNAISE			
	279	283	284	470	560	584	CH 12	U 47	RC 9	RC 14
SI02	48.60	50.90	51.50	49.50	54.00	56.80	48.90	49.00	50.15	50.80
AL203	17.75	18.70	19.60	15.70	17.00	15.80	12.70	18.30	17.30	19.20
FE203	9.81	9.88	8.57	10.38	10.11	7.84	4.80	5.70	4.25	2.11
FE0	-	-	-	-	-	-	5.80	5.30	8.15	6.09
MGO	4.90	3.65	3.17	8.81	4.61	3.92	9.85	4.50	5.25	4.60
CAO	9.71	10.17	9.90	9.40	7.12	6.86	11.15	4.55	7.65	9.50
NA2O	4.02	2.57	2.57	2.49	3.09	3.62	4.60	5.10	4.00	2.90
K2O	0.98	1.14	1.48	0.93	1.62	1.76	0.75	0.35	0.80	1.50
TIO2	1.13	1.23	1.18	0.94	0.94	0.84	0.60	0.80	0.80	0.80
P2O5	-	-	-	-	-	-	0.20	0.25	0.25	-
MNO	0.19	0.15	0.18	0.20	0.16	0.22	0.15	0.10	-	0.16
H2O	1.91	1.21	0.97	2.05	1.83	2.00	1.25	5.60	1.10	1.59
TOTAL	99.00	99.60	99.12	100.40	100.48	99.66	100.75	99.55	99.70	99.25
Th	7.00	4.10	4.40	5.10	6.80	7.10	9.20	5.40	1.90	2.00
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	786.00	508.00	497.00	571.00	551.00	381.00	422.00	-	336.00	396.00
Zr	96	137	135	110	135	151	125	-	103	79
Nb	9.00	9.00	9.00	4.00	9.00	8.00	6.00	-	4.00	3.00
Y	26	29	28	22	28	30	-	-	-	-
La	33.50	20.20	21.00	20.70	26.60	21.80	49.40	18.90	10.00	10.30
Ce	65.80	40.50	43.70	44.20	55.60	45.10	102.30	47.40	24.00	22.30
Nd	-	22.80	23.30	-	-	-	44.40	-	14.10	11.80
Sm	5.60	4.80	4.90	5.20	5.30	4.30	9.50	6.30	4.40	3.50
Eu	1.92	1.37	1.45	1.37	1.56	1.19	2.61	1.91	1.51	1.19
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-
Tb	1.00	0.89	0.97	0.81	1.12	0.96	1.41	1.15	0.88	0.69
Yb	2.30	2.50	2.60	1.90	2.70	2.70	3.80	3.80	3.40	2.40
Lu	0.38	0.42	0.44	0.33	0.46	0.44	0.65	0.64	0.58	0.39

Tableau 1

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		ENd(T)T (Ma)	
MORVAN							
279	6.89	33.6	0.1239	0.512695	(9)	+4.5	370
283	5.06	22.1	0.1387	0.512645	(11)	+2.8	"
284	5.13	22.6	0.1373	0.512639	(12)	+2.8	"
470	5.10	24.5	0.1257	0.512702	(9)	+4.6	"
560	5.58	26.4	0.1279	0.512623	(11)	+2.7	350
584	5.04	22.9	0.1330	0.512622	(9)	+2.5	"
MONTAGNE BOURBONNAISE							
CH 12	8.49	43.0	0.1194	0.512630	(15)	+3.5	370
						+3.3	350
G 1	5.54	22.3	0.1499	0.512764	(8)	+4.6	370
						+4.5	350
RC 9	3.88	13.6	0.1718	0.512830	(9)	+4.9	370
						+4.8	350
RC 14	2.99	11.4	0.1591	0.512744	(10)	+3.8	370
						+3.7	350
T 43	9.68	43.4	0.1350	0.512700	(11)	+4.1	370
						+3.9	350

MORVAN :	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
279	30.9	786	.114	.70509
283	28.2	508	.161	.70510
284	46.8	497	.272	.70571
470	26.1	571	.132	.70477
560	35.5	551	.186	.70564
584	65.4	381	.497	.70835

Mt BOURBONNAISE	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CH 12	11.3	422	.077	.70603
G 1	26.5	299	.256	.70667
RC 9	32.9	336	.283	.70649
RC 14	68.1	396	.498	.70756
T 43	148	570	.751	.70875

Tableau 2

PLATEAU DES DONES														BEAUPONT								
ECH.	AO 1	BO 3	1/4	CO 3	RS	VO	P 49	4P	T 37	HAC	HY	H11	24	ECH.	BEAU 1	BEAU 2	BEAU 3	BEAU 4	BEAU 5	BEAU 6	BEAU 7	ARCH 1
ANAL.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	ANAL.	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	50.40	53.50	54.00	43.50	45.00	42.00	51.30	45.00	48.75	44.20	53.20	52.10	51.50	SiO2	59.30	49.40	50.25	51.00	48.00	48.45	43.00	57.40
Al2O3	13.40	18.50	17.20	15.70	15.00	17.30	13.00	15.50	17.55	14.30	15.20	15.70	14.50	Al2O3	14.00	10.40	10.15	17.45	12.90	13.00	17.10	17.20
Fe2O3	3.27	4.05	4.00	2.51	2.00	2.93	2.73	1.99	1.19	2.40	3.14	4.32	4.70	Fe2O3	1.74	4.50	3.97	3.57	4.70	5.00	2.45	2.39
FeO	5.34	4.19	3.33	1.00	2.41	2.90	5.92	2.85	0.44	3.04	7.94	7.10	0.30	FeO	5.20	5.42	4.90	4.90	7.77	7.10	2.93	5.20
MgO	0.10	0.14	0.20	0.10	0.15	0.12	0.17	0.00	0.13	0.09	0.22	0.20	0.22	MgO	0.14	0.20	0.19	0.10	0.45	0.43	0.11	0.15
CaO	10.40	4.70	4.30	2.00	2.10	2.40	11.25	2.40	4.40	1.90	5.00	5.40	4.00	MgO	3.30	5.50	5.77	5.90	10.00	9.90	2.30	3.40
Mn2O	10.10	0.70	7.00	5.00	4.70	4.15	10.20	3.70	0.50	3.40	0.90	7.40	0.40	CaO	4.40	0.90	10.25	10.10	11.00	10.00	4.00	4.20
H2O	2.20	3.50	3.30	3.45	3.50	3.40	2.30	4.00	4.10	4.40	3.40	3.50	3.50	Mn2O	3.50	3.40	3.50	3.45	2.30	2.30	3.20	3.40
TiO2	2.40	1.20	1.35	2.10	2.00	1.35	0.00	2.55	0.75	0.10	0.40	1.00	0.70	H2O	2.40	2.40	1.20	1.30	1.00	1.00	1.95	1.00
P2O5	0.90	1.10	1.20	0.50	0.70	1.00	0.75	0.40	2.45	1.00	1.00	1.00	2.00	TiO2	0.40	0.90	0.75	0.70	0.50	0.40	0.40	1.00
H2O +	1.23	1.11	0.84	0.43	0.13	0.20	0.01	0.00	1.29	0.15	0.40	0.05	0.54	H2O +	1.12	1.53	0.00	1.05	0.41	0.77	0.45	0.54
H2O -	0.25	0.04	0.04	0.03	0.55	0.47	-	0.12	0.07	0.02	0.11	0.07	0.23	H2O -	0.00	0.01	0.04	0.13	0.05	0.05	0.01	0.04
TOTAL	100.27	100.75	100.30	99.40	100.04	100.70	99.23	100.71	99.04	99.09	100.03	99.44	100.49	TOTAL	100.70	100.44	100.13	100.01	100.14	99.40	100.50	99.02
Th	7.30	3.57	5.29	4.04	-	-	2.04	0.04	44.40	-	-	-	-	Th	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	752.00	587.00	530.00	503.00	-	-	500.00	357.00	405.00	-	-	-	-	Sr	400.00	473.00	370.00	374.00	240.00	251.00	440.00	399.00
Zr	144	110	113	103	-	-	40	142	229	-	-	-	-	Zr	99	94	99	62	62	60	04	122
Nb	4.10	4.10	14.00	14.00	-	-	5.20	11.00	17.50	-	-	-	-	Nb	5.00	4.00	3.00	3.00	4.00	4.00	5.00	4.00
Y	31.50	30.20	44.40	20.40	-	-	17.44	25.20	45.00	-	-	-	-	Y	21.00	24.00	24.00	24.00	41.00	20.00	14.00	24.00
La	37.30	15.25	10.10	19.14	-	-	10.45	19.92	20.10	-	-	-	-	La	12.94	14.31	9.24	10.21	15.41	14.45	26.12	20.14
Ce	71.00	34.44	52.00	30.90	-	-	24.54	35.27	40.47	-	-	-	-	Ce	31.91	34.72	19.44	10.47	54.40	51.93	52.19	44.07
Hf	43.20	10.50	10.10	14.40	-	-	14.70	22.40	20.70	-	-	-	-	Hf	14.00	17.41	10.94	10.49	35.44	31.22	10.47	23.52
Sm	9.70	4.44	0.52	3.31	-	-	3.40	4.02	7.21	-	-	-	-	Sm	3.97	4.11	3.17	3.12	0.50	4.45	3.52	5.54
Eu	2.42	1.44	1.47	1.10	-	-	0.00	1.20	2.43	-	-	-	-	Eu	1.07	1.33	1.07	0.04	2.77	2.44	1.01	1.45
Gd	7.04	4.43	6.10	2.74	-	-	2.00	3.55	4.54	-	-	-	-	Gd	3.34	3.55	3.10	3.04	4.43	4.00	2.72	4.50
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	9.57	4.50	6.45	2.92	-	-	2.01	3.47	6.09	-	-	-	-	Dy	3.27	3.54	3.72	3.42	4.25	4.32	2.25	4.20
Er	2.27	2.51	3.40	1.71	-	-	1.55	1.91	3.24	-	-	-	-	Er	1.09	1.99	2.33	2.25	3.77	2.57	1.33	2.34
Yb	2.10	2.45	4.27	2.00	-	-	1.54	2.39	3.27	-	-	-	-	Yb	2.23	2.20	2.72	2.67	4.00	3.29	1.55	2.72
Lu	0.30	1.32	0.71	0.29	-	-	0.37	0.39	0.51	-	-	-	-	Lu	0.33	0.31	0.43	0.30	0.73	0.47	0.24	0.37

Tableau 3

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(T)	T (Ma)
Plateau des Dômes						
A0-3	9.17	41.8	0.1326	0.512599 (10)	+2.2	370
B0-3	4.19	17.9	0.1415	0.512657 (10)	+2.9	"
C0-3	3.11	16.1	0.1168	0.512702 (11)	+5.0	"
V 4	6.12	27.2	0.1360	0.512737 (12)	+4.8	"
P49	3.19	14.3	0.1354	0.512726 (10)	+4.6	"
4 P	4.53	21.7	0.1259	0.512680 (10)	+4.1	"
T37	6.77	27.8	0.1474	0.512593 (9)	+1.4	"
Beaumont						
Beau 2	3.94	17.9	0.1333	0.512579 (11)	+1.8	370
Beau 3	2.80	10.8	0.1567	0.512706 (9)	+3.2	"
Beau 4	2.47	9.47	0.1579	0.512718 (10)	+3.4	"
Beau 5	7.70	35.8	0.1300	0.512553 (12)	+1.5	"
Beau 6	5.78	30.6	0.1144	0.512537 (11)	+1.9	"
Beau 7	2.85	16.6	0.1039	0.512492 (10)	+1.5	"

! PLATEAU DES DÔMES					
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
! A0 3	66.2	752	.255	.70579	
! B0 3	37.0	587	.183	.70562	
! C0 3	50.7	583	.252	.70543	
! V 4	88.1	538	.205	.70515	
! P 49	27.0	580	.135	.70562	
! 4 P	43.8	357	.355	.70667	
! T 37	14.7	485	.088	.70497	
! RS	70	487	.42	.70673	
! VD	38	663	.17	.70502	
! Z 4	16	269	.17	.70453	
! M4C	5	562	.026	.70581	
! M 9	12	251	.14	.70504	
! M 11	32	320	.29	.70673	

! Beaumont				
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
! Beau 2	58.8	473	0.360	0.70658
! Beau 3	35.1	378	0.269	0.70654
! Beau 4	38.4	374	0.297	0.70694
! Beau 5	19.4	248	0.226	0.70601
! Beau 6	23.5	251	0.270	0.70619
! Beau 7	62.7	460	0.394	0.70694

Tableau 4

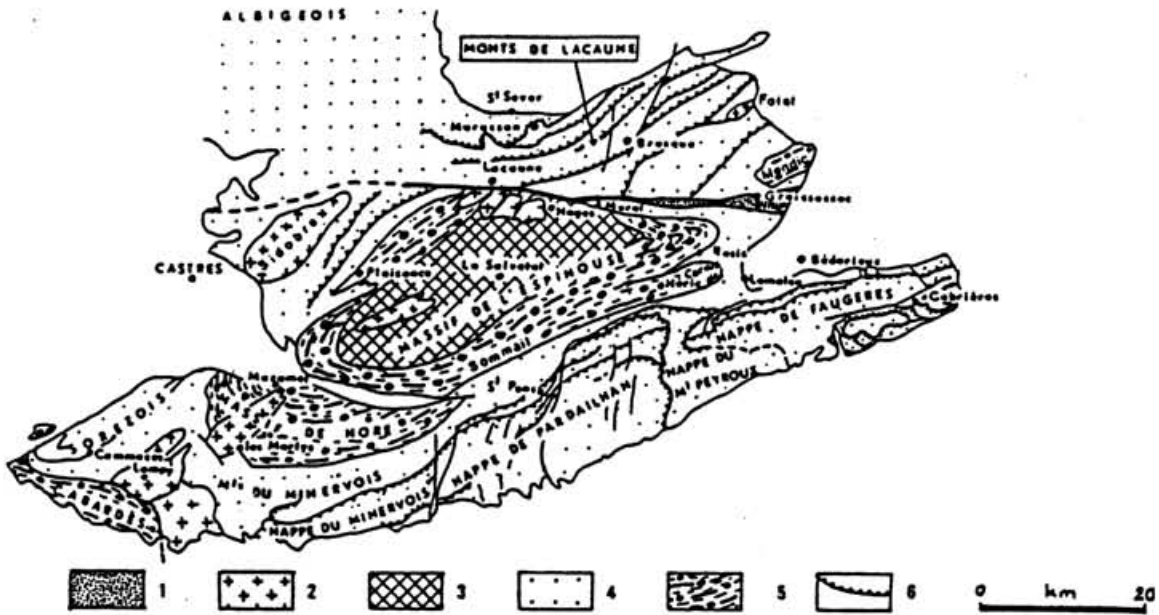


Fig. 1 - Situation géologique des Monts de Lacaune dans le cadre de la Montagne Noire (d'après Autran & Peterlongo, 1979)
 1: Stéphanien; 2: granites; 3: anatexites; 4: Paléozoïque et infra-Cambrien; 5: orthoigneiss s.l.; 6: charriages.

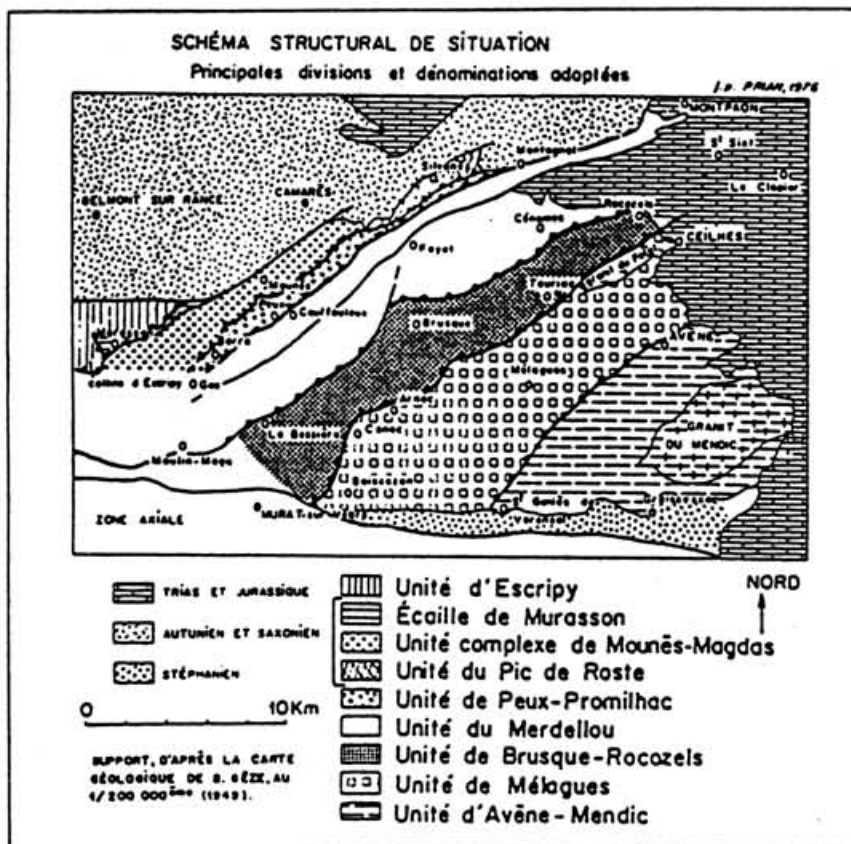


Fig. 2 - Les unités tectoniques des Monts de l'Est de Lacaune (d'après Prian, 1980).

L'ASSOCIATION SPILITE-KERATOPHYRE DU CAMBRIEN DES
MONTS DE LACAUNE (VERSANT NORD DE LA MONTAGNE NOIRE):
RESULTATS ISOTOPIQUES PRELIMINAIRES

I - Introduction

Le versant nord de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, Fig. 1) est constitué d'un empilement d'unités tectoniques, charriées vers le Sud lors des événements hercyniens (Gèze, 1949; Arthaud, 1970). Ces unités (Fig. 2) exposent des terrains peu ou pas métamorphiques, datés paléontologiquement du Cambrien au Silurien (Bergeron, 1889; Thorat, 1935). Des formations volcaniques relativement abondantes caractérisent les séries cambriennes et/ou infracambriennes des Monts de l'Est de Lacaune (C. Boyer, 1974). Parmi celles-ci, les termes volcano-clastiques acides (blaviérites) des unités structurales les plus basses (Avène-Mendic et Mélague), également connus dans la région de Lodève et le Sorèzois (Fig. 2), ont retenu l'attention depuis longtemps (Gèze, 1949; Carron & Collomb, 1959; Brunel, 1972; Hamet & Allègre, 1973).

Par contre, ce n'est que récemment que l'on s'est intéressé aux roches magmatiques basiques et acides interstratifiées dans les séries d'âge Cambrien inférieur (Donnot & Guérangé, 1978), ou moyen (Prian, 1980), des unités de Brusque et du Merdellou (Prian, 1980; Gachet, 1983).

Sur le terrain, ces paléovolcanites (cinérites, tufs, agglomérats, coulées, sills, filons) sont associées à des sédiments grésocarbonatés ou pélitocarbonatés; les pyroclastites prédominent sur les laves. Toutes ont subi diverses transformations (spilitisation, épidotisation), ainsi que les effets d'un métamorphisme hercynien anchi- à épizonal.

Par leurs caractères volcanologiques (prépondérance des faciès pyroclastiques) et leurs compositions chimiques, ces matériaux présentent le plus d'analogies avec les lignées calco-alcalines (Prian, 1980; Gachet, 1983; Guérangé-Lozes & Alsac, 1987). Les volcanites des Monts de l'Est de Lacaune pourraient donc être rapprochées des massifs de métadiorites qui affleurent dans les zones plus internes du Sud du Massif Central, et sont datées vers 540 Ma dans la Série du Lot (Pin & Lancelot, 1978) et le Rouergue (Lafon, 1984).

Afin de préciser l'origine et, si possible, l'environnement géodynamique de ce magmatisme, une étude combinée des éléments en traces réputés peu mobiles, et des isotopes du néodyme a été entreprise, en collaboration avec M. Piboule. Les échantillons analysés ont été choisis parmi ceux déjà étudiés par L. Gachet (1983), et se partagent entre metabasaltes (spilites) et métarhyolites (Kératophyres).

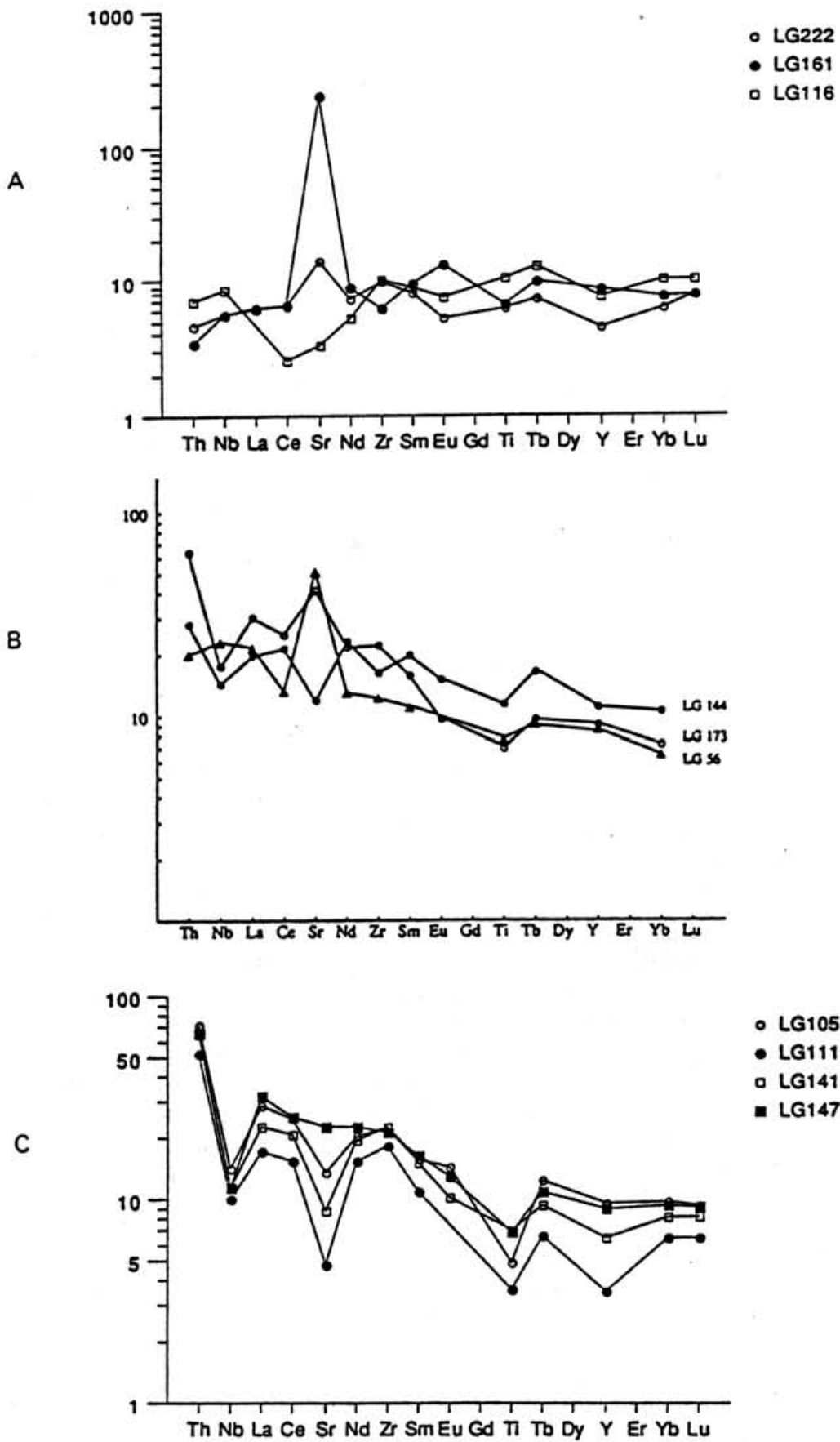


Fig. 3

II - Résultats

a) Eléments en traces:

Les éléments incompatibles peu mobiles (Sr excepté) ont été dosés par activation neutronique instrumentale à Grenoble, et par spectrométrie de fluorescence X (Zr, Nb, Y, Sr) à Lyon (Gachet, 1983 sauf Nb, ré-analysé). Leurs concentrations (Tab. 1) sont figurées sous forme de profils normalisés (Fig. 3).

D'une façon générale, tous les échantillons sont caractérisés par leurs faibles teneurs en éléments incompatibles, inférieures à 30 fois l'abondance chondritique.

Parmi les roches basiques, trois échantillons se distinguent par des concentrations particulièrement faibles (moins de 10 x CH), et un appauvrissement relatif marqué en Terres Rares légères (Fig. 3a). Ces échantillons ont aussi des Terres Rares lourdes peu fractionnées et pas d'anomalie notable en Nb.

Les autres metabasalts sont sensiblement plus riches en éléments incompatibles. Ils présentent un net enrichissement relatif en Terres Rares légères et en Th, et un fractionnement plus marqué des Terres Rares lourdes (Fig. 3b). Par contre, Nb (et/ou Ta), ainsi que Ti, correspondent à des anomalies négatives plus ou moins nettes.

Les kératophyres montrent, à des teneurs légèrement plus élevées, les mêmes caractères que le second groupe de roches basiques (Fig. 3c): enrichissement en Terres Rares légères et, surtout, en thorium, anomalies négatives bien marquées en Nb, Ti et, à un degré moindre, Eu. On note également de faibles anomalies positives en Zr.

b) Isotopes du néodyme:

11 échantillons ont pour l'instant été analysés. Reportés dans un diagramme isochrone $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 4), dix d'entr'eux définissent un alignement relativement grossier (MSWD=8.47), dont la pente correspond à un âge de 595 ± 21 Ma, et l'ordonnée à l'origine à un ENd initial égal à $+ 6.5 \pm 0.1$.

L'hypothèse selon laquelle cet alignement a une signification chronologique ne peut pas être rejetée a priori. Dans ce cas, la position plus basse de l'échantillon LG 116 témoignerait, soit d'un âge réel plus récent, soit d'un phénomène de contamination par du Nd moins radiogénique, hypothèse envisageable du fait de la faible concentration en Nd de cet échantillon (3.2 ppm), le rendant "vulnérable" vis-à-vis d'une éventuelle interaction avec des matériaux crustaux.

En revanche, si l'on suppose, pour cet échantillon à $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ très élevé, une composition isotopique initiale

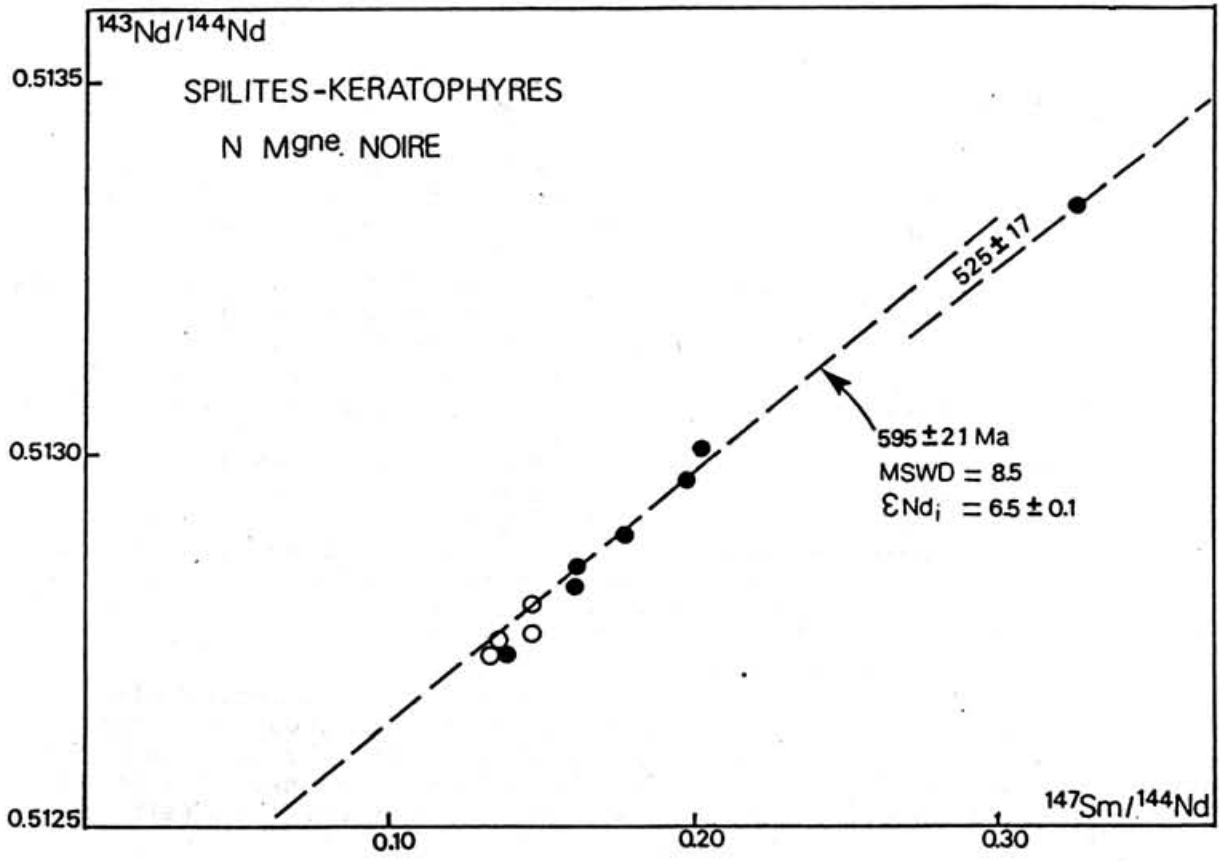


Fig. 4

identique à celle des autres roches ($\text{ENd} = +6.5 \pm 0.1$), un âge apparent de 525 ± 17 Ma peut être calculé. Alors, l'errorchrone à 595 ± 21 Ma pourrait ne pas avoir de signification chronologique, mais correspondre à une trajectoire de mélange s.l. Quoique cette hypothèse ne soit pas appuyée par l'absence d'alignement dans un diagramme "compagnon" $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-1/\text{Nd}$ (non figuré), elle ne saurait être écartée dans l'état actuel des données. Des dosages plus précis de Th et Nb aideront à mieux l'évaluer.

L'incertitude relative à l'attribution stratigraphique de ces roches (Cambrien inférieur selon Donnot & Guérangé, 1978; Cambrien moyen selon Prian, 1980), et le très mauvais "calage" radiométrique de l'échelle des temps géologiques cambriens à infracambriens (Harland, 1983) ne permettent pas d'évaluer plus précisément ce problème, ni d'assigner un âge précis à ces roches. Remarquons cependant que l'âge apparent à 525 Ma suggéré par l'échantillon LG 116 serait en excellent accord avec l'hypothèse défendue par Prian (1980). Dans l'attente d'autres informations, les compositions isotopiques ont été recalculées pour un âge de 550 Ma, qui représente une bonne estimation du milieu de la "fourchette" d'âges envisageables.

L'ensemble des échantillons se caractérise, qu'il s'agisse des spilites ou des kératophyres, par des compositions isotopiques "initiales" très radiogéniques (ENd_{550} compris entre +5.8 et +6.7). Seul l'échantillon LG 116, très sensible au calcul de correction d'âge en raison de son rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ extrêmement élevé (0.327), a un ENd_{550} inférieur à +5.

Les deux groupes individualisés parmi les spilites sur la base du fractionnement relatif des Terres Rares légères ne se distinguent pas du point de vue de leur composition isotopique du néodyme. En d'autres termes, ces deux groupes pourraient avoir été extraits de sources mantelliques ne différant que par un enrichissement récent en Terres Rares légères, sans apport notable de Nd peu radiogénique.

De même, le fait que les kératophyres sont caractérisés par des ENd_{550} quasi-identiques à ceux des metabasaltes montre qu'ils partagent avec ces derniers des relations génétiques étroites.

III - Discussion

Les valeurs, voisines et élevées, des ENd_{550} calculés pour l'ensemble des trois types principaux de l'association spilite-kératophyre montrent que leurs magmas parents ont été extraits d'une source ayant été caractérisée, pendant une longue période de temps, par un appauvrissement en Terres Rares légères. Compte tenu de leurs faibles concentrations en Nd, les valeurs élevées d' ENd des spilites excluent (hormis peut-être l'échantillon LG 116) une interaction majeure de leurs magmas parents avec des matériaux continentaux, lors de leur ascension et de leur mise en place. En particulier, les kératophyres ne peuvent en aucun cas contenir une proportion importante de produits de fusion partielle d'origine crustale.

De même, la différence entre basaltes appauvris en Terres Rares légères, et basaltes enrichis en Terres Rares légères, ne peut être attribuée à des phénomènes de contamination crustale.

D'une façon générale, des ENd largement positifs évoquent des affinités océaniques s.l.

A titre de comparaison, les ophiolites d'âge cambrien ou protérozoïque terminal étudiées jusqu'à présent ont permis de calculer les ENd initiaux suivants: - Bay of Island (Terre Neuve) : de +6.5 à +8.1 (Jacobsen & Wasserburg, 1979); - Ballantrae (Ecosse) : de +5.0 à +7.8 (Thirlwall & Bluck, 1984; Hamilton et al., 1984); - Chamrousse (France) : de +5.1 à +9.3 (Pin & Carme, 1987); - Jabal al Wask et Jabal Ess (Arabie Saoudite) : de +6.6 à +7.6 (Claesson et al., 1984).

Par ailleurs, le modèle d'évolution de Zindler (1982) permet de calculer un $ENd_{550} = +9.3$ pour la source des N-MORBs, tandis que l'évolution du "Depleted Mantle" de DePaolo (1981) conduirait à un $ENd_{550} = +6.9$.

Par conséquent, on peut estimer que, d'une façon générale, le manteau sous-océanique au Cambrien était caractérisé par une composition isotopique du Nd sensiblement plus radiogénique que celles observées dans l'association spilite-kératophyre des Monts de Lacaune.

A l'époque actuelle, des magmas à ENd légèrement plus faibles que ceux des N-MORB sont produits dans deux types d'environnements océaniques s.l.: les îles océaniques et les arcs insulaires.

L'absence de toute affinité avec les séries alcalines ou transitionnelles (en particulier les faibles teneurs en Zr et Nb des kératophyres, la présence de laves appauvries en Terres Rares légères, la faible abondance des éléments incompatibles en général), s'opposent à l'hypothèse d'un environnement intra-océanique de type "sea-mount", ainsi d'ailleurs qu'à celle d'un rift intra-continental.

En fait, les caractères essentiels à prendre en compte dans l'interprétation géodynamique de l'association semblent être:

- la pauvreté générale en éléments incompatibles de ces termes, d'origine lavique indubitable;
- la coexistence de laves basiques très appauvries en Terres Rares légères et de laves présentant un enrichissement relatif en Terres Rares légères;
- la dérivation de chacun de ces deux types à partir d'un manteau ancien, appauvri en Terres Rares légères,
- le caractère globalement cogénétique des termes acides, qui présentent la même signature isotopique, et la même pauvreté relative en éléments incompatibles, que les basaltes.

Mis en parallèle avec les affinités "calco-alcalines" déduites de l'utilisation de divers diagrammes discriminants "classiques" (Gachet, 1983; Guérangé-Lozes & Alsac, 1987), ces caractères suggèrent de très fortes analogies avec les laves émises dans des contextes d'arc intra-océanique relativement

immature (par exemple, Donnelly & Rodgers, 1980; Brouxel et al., 1987; Gill, 1987). En effet, à notre connaissance, ce n'est que dans ces sites que sont épanchées des suites bimodales caractérisées par une pauvreté générale en éléments incompatibles et réunissant:

- des laves basiques issues d'un manteau ancien fortement appauvri en Terres Rares légères;
- des laves basiques issues d'un manteau présentant le même appauvrissement séculaire, mais enrichies en Terres Rares légères (ce "découplage" traces-isotopes traduisant des processus d'enrichissement récents);
- des laves felsiques issues d'une même source appauvrie ancienne que les roches basiques, dont elles peuvent dériver soit par cristallisation fractionnée, soit par refusion en profondeur;
- des anomalies négatives en Nb.

IV - Conclusions

Par l'ensemble de ses caractères chimiques et isotopiques, l'association spilite-Kératophyre des Monts de l'Est de Lacaune se rapproche des suites volcaniques bimodales produites, aux époques plus récentes, en contexte d'arc intra-océanique jeune. Comme l'ont noté Guérangé-Lozes & Alsac (1987), il paraît a priori difficile d'intégrer un environnement de zone de subduction dans les schémas d'évolution anté-hercynienne couramment admis pour le Sud du Massif Central, qui supposent plutôt un environnement de plate-forme continentale, soumise à un régime de distension. Quoiqu'envisageable dans son principe, l'hypothèse que les affinités avec un magmatisme de zone de subduction puissent être héritées (A. Autran, in Guérangé-Lozes & Alsac, 1987), ne paraît pas s'imposer nécessairement, dans la mesure où les laves étudiées ne rappellent pas celles émises dans des sites de distension intracontinentale. De plus, les arguments qui suggèrent un contexte distensif intra-continental ne sont bien assurés que pour une époque nettement plus récente (Ordovicien inférieur). Enfin, les reconstructions paléogéographiques peuvent être hasardeuses dans un contexte tectonique d'écaillles déracinées.

En fait, le cadre sédimentologique à dominante carbonatée suggère seulement un environnement marin peu profond, pas nécessairement épicontinental, dont pourrait rendre compte la proximité, ou le début d'édification, d'un arc. Par ailleurs, le contexte général de subduction déduit des affinités chimiques est en bon accord avec celui documenté dans d'autres régions, telles que le NE du Massif Armoricaïn, à une époque un peu plus ancienne. De même, dans le massif de Belledonne, l'ophiolite de Chamrousse, légèrement plus récente (500 Ma), présente elle aussi des caractères suggérant la proximité d'un arc. L'éloignement actuel de ces régions pourrait être une conséquence de l'épisode d'ouverture océanique envisagé à l'Ordovicien inférieur.

Les modalités de mise en place de cet hypothétique assemblage d'arc immature sont cependant difficiles à imaginer.

Rien ne suggère en effet une obduction antérieure à l'épisode distensif de l'Ordovicien. Il paraît donc plus plausible d'envisager que la subduction, supposée à l'origine de la suite spilite-kératophyre, n'a été que de courte durée, par suite de l'établissement, dès le Cambrien supérieur, d'un régime distensif généralisé. Les restes d'un petit bassin océanique et d'un arc abortif auraient ainsi été préservés d'une fermeture complète, et enfouis sous le remplissage sédimentaire d'une marge passive ultérieure. Cette hypothèse est extrêmement fragile. En tout état de cause, ces données illustrent une nouvelle fois la complexité, parfois insoupçonnée, de l'évolution anté-hercynienne du Massif Central, et incitent à étudier de façon systématique toutes les formations paléovolcaniques.

REFERENCES

- Arthaud F., 1970 - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglessiente (Sardaigne). Thèse Doc. Sc., Montpellier, 175 p.
- Autran A. & Peterlongo J.M., 1979 - Massif Central. Livret-guide. Rev. Sci. Nat. Auvergne, 45.
- Bergeron, J., 1889 - Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif Central. Thèse, Paris.
- Boyer, 1974 - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn. Thèse Doc. Sc., Orsay, 384 p.
- Brouxel M., Lapièrre H., Michard A. & Albarède F., 1987 - The deep layers of a Paleozoic arc: geochemistry of the Copley-Balaklala series, northern California. Earth Planet. Sci. Lett., 85: 386-400.
- Brunel M., 1972 - Etude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire: versant nord de la Montagne Noire (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- Carron J.P. & Collomb P., 1959 - Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire. C. R. Somm. Soc. géol. France, 7: 196-197.
- Claesson S., Pallister J.S. & Tatsumoto M., 1984 - Samarium-neodymium data on two late Proterozoic ophiolites of Saudi Arabia and implications for crustal and mantle evolution. Contrib. Mineral. Petrol., 85: 244-252.

- DePaolo D.J., 1981 - Neodymium isotopes in the Colorado Front Range, and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- Donnelly T.W. & Rodgers J.J.W., 1980 - Igneous series in island arcs: the Northeastern Caribbean compared with worldwide island-Arc assemblages. *Bull. Volcanol.*, 43-2: 348-382.
- Donnot M. & Guérangé B., 1978 - Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les Monts de L'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). Versant Nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, 1: n°4, 333-363.
- Gachet L., 1983 - Volcanisme cambrien des unités de Brusque et du Merdellou (Monts de l'Est de Lacaune). Approches pétrographique et structurale. Thèse 3ème cycle, Univ. C. Bernard, Lyon I, 133p.
- Gèze B., 1949 - Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. Thèse Doc., Paris. *Mém. S.G.F.*, n°11 série, 62.
- Gill J.B., 1987 - Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji basin. *J. Geol.*, 95: n°5, 589-615.
- Guérangé-Lozes J. & Arzac C., 1986 - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*, n°3, 309-337.
- Hamet J. & Allègre C.J., 1973 - Datation $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ du Massif granitique du Mendic et des porphyroïdes de l'Est de la Montagne Noire: Un exemple de relations entre pluton et volcans. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38: n°4, 290-298.
- Hamilton P.J., Bluck B.J. & Halliday A.N., 1984 - Sm-Nd ages from the Ballantrae complex, SW Scotland. *Transac. Royal Soc.: Earth Sc.*, 75: 183-184.
- Harland W.B., 1983 - More time scales. *Geol. Mag.*, 120: 393-400.
- Jacobsen S.B. & Wasserburg G.J., 1979 - Nd and Sr isotopic study of the Bay of islands ophiolite complex and the evolution of the source of Midocean Ridge basalts. *J. Geophys. Res.*, 84: n°B13, 7429-7445.
- Lafon J.M., 1984 - La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Massif Central. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298: 595-600.
- Pin C. & Lancelot J.R., 1978 - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central: les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. géol. France*, 7:

XX, n°2, 203-208.

Pin C. & Carme F., 1987 - A Sm-Nd isotopic study of 500Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: The Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 406-413.

Prian J.P., 1980 - Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire, au Sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse Univ., Paris VI, 407p.

Thirlwall M.F. & Bluck B.J., 1984 - Sr-Nd isotope and chemical evidence that the Ballantrae "ophiolite", SW Scotland, is polygenetic. in: *Ophiolites and oceanic lithosphere*, I.G Gass, S.J. Lippard & A.W. Shelton, eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.* No 13: 215-230.

Thoral M., 1935 - Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire, 1ère Thèse. *Bull. Carte Géol., France*, 38: n°192, 320p.

Zindler A., 1982 - Nd and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. in: *Komatiites*, Arndt & Nisbet eds., 399-420.

	LG56	LG116	LG144	LG161	LG173	LG204	LG222	LG105	LG111	LG141	LG147
SiO2	49.68	47.85	52.35	49.40	62.65	49.95	52.22	62.45	72.81	69.00	63.05
Al2O3	18.20	18.85	16.95	18.30	16.50	22.05	18.18	17.30	15.23	16.95	16.45
Fe2O3	8.47	1.35	4.48	9.24	0.90	3.11	6.67	4.82	2.27	0.16	3.61
FeO	-	8.69	2.50	1.10	4.71	4.20	-	0.79	-	1.20	2.51
MgO	6.07	9.02	8.01	1.45	1.98	3.16	8.34	2.03	0.65	0.15	2.61
CaO	8.65	1.30	2.99	16.04	3.71	6.46	2.42	1.02	0.23	1.36	1.59
Na2O	3.02	5.48	6.15	0.94	4.97	4.38	5.76	8.56	6.94	8.87	6.17
K2O	0.98	0.43	0.40	0.21	1.17	1.77	0.45	0.17	0.28	0.34	1.57
TiO2	0.80	1.08	1.18	0.68	0.72	1.15	0.64	0.50	0.37	0.15	0.72
P2O5	0.11	0.04	0.16	0.07	0.14	0.14	-	0.13	0.11	0.02	0.13
MnO	0.16	0.10	0.14	0.14	0.08	0.14	0.12	0.02	0.03	0.84	0.05
H2O+	3.16	4.69	3.91	1.30	2.00	2.57	3.99	1.12	0.75	0.05	1.61
H2O-	0.00	0.19	0.07	0.07	0.13	0.14	0.00	0.14	0.00	0.05	0.03
Sr	564	37	130	2616	446		155	150	52	97	251
Zr	68	56	91	35	123		55	128	103	129	120
Hf	1.93	1.85	4.27	1.17	3.75		1.61	3.53	2.76	3.65	3.52
Nb	3	3	4	2	3		2	5	3.5	4	4
Y	17	15	22	17	18		9	19	7	13	18
Th	1	0.35	1.40	0.17	3.13		0.23	3.61	2.62	3.25	3.28
La	7.06	-	6.47	2.02	9.96		2.10	9.60	5.67	7.50	10.7
Ce	11.4	2.23	18.2	5.76	21.4		5.54	21.5	13.4	18.0	22.0
Nd	8.55	4.34	14.1	5.75	13.8		4.75	14.2	10.1	13.8	14.8
Sm	2.05	1.74	3.37	1.80	3.19		1.51	3.17	1.88	3.05	3.23
Eu	-	0.58	1.14	1.01	0.73		0.40	1.12	-	0.79	1.01
Tb	0.43	0.59	0.77	0.46	0.45		0.34	0.58	0.31	0.44	0.51
Yb	1.42	1.78	2.30	1.30	1.61		1.07	1.70	1.12	1.44	1.61

Tableau 1

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(550Ma)
Spilites					
LG 116	1.71	3.16	0.3268	0.513330 (13)	+4.3
LG 222	1.52	4.52	0.2027	0.513004 (12)	+6.7
LG 161	1.79	5.47	0.1978	0.512969 (12)	+6.3
LG 204	3.48	11.8	0.1774	0.512897 (11)	+6.4
LG 144	3.72	13.9	0.1615	0.512820 (12)	+6.0
LG 56	2.10	7.88	0.1611	0.512850 (12)	+6.6
LG 173	3.01	13.2	0.1381	0.512728 (10)	+5.8
Kératophyres					
LG 105	3.02	12.5	0.1468	0.512799 (11)	+6.6
LG 111	2.09	9.48	0.1335	0.512729 (16)	+6.2
LG 141-1	2.91	12.0	0.1472	0.512761 (11)	+5.8
LG 147	3.17	14.1	0.1362	0.512748 (17)	+6.4

Tableau 2

CHAPITRE IV

GRANULITES

ET

GRANITES

INTRODUCTION

L'âge et la nature de la croûte continentale du domaine hercynien d'Europe ont fait l'objet de nombreuses spéculations.

À l'exception de très rares reliques d'âge Protérozoïque inférieur, dans le Nord du Massif Armoricaïn, seules des formations d'âge de mise en place ou de métamorphisme Précambrien terminal ou Paléozoïque ont été identifiées.

L'interprétation des données de la géochimie isotopique du strontium a conduit la plupart des auteurs à considérer la formation de la croûte continentale d'Europe moyenne comme un événement relativement récent, d'âge Protérozoïque supérieur (Vidal, 1977; Jäger, 1977, 1983).

Cependant, sur la base de la composition isotopique du plomb des feldspaths des granites hercyniens, d'autres auteurs ont postulé un âge bien plus ancien, Archéen, de cette croûte (Michard-Vitrac et al., 1980).

La multiplication des datations par la méthode U-Pb, ainsi que l'utilisation du système Sm-Nd, peuvent permettre de mieux évaluer ces hypothèses contradictoires.

De plus, il apparaît que l'acquisition de données isotopiques sur la croûte inférieure est nécessaire pour obtenir une vision d'ensemble des questions relatives à l'origine et à l'évolution de la croûte du domaine hercynien.

Ce chapitre est consacré à l'étude des témoins de granulites basi-crustales, ramenés à des niveaux superficiels à la faveur de mouvements tectoniques d'âge Mésozoïque. Après un rappel des principales caractéristiques de ces "granulites de type II" vis-à-vis des granulites précoces déjà évoquées (Chap. II), on examine les exemples de la Zone d'Ivrée et de la Zone Nord-Pyrénéenne. Les résultats obtenus dans ces régions sont ensuite comparés à ceux publiés sur les autres témoins de la croûte inférieure du domaine varisque.

Par ailleurs, on présente les résultats d'une étude Sm-Nd des granitoïdes du Massif Central. Utilisées en conjonction avec des arguments obtenus par d'autres approches, structurale et pétrologique, ces données isotopiques peuvent contribuer à mieux définir les causes de l'abondance particulière des granites dans la Chaîne Hercynienne.

D'une façon générale, les enseignements tirés de l'étude de la croûte inférieure et des granitoïdes servent à illustrer d'une part l'importance des phénomènes de recyclage sédimentaire, et d'autre part le rôle majeur des événements hercyniens s.s. dans l'évolution et la structuration géochimique de la croûte continentale d'Europe moyenne.

Sommaire

A - LA CROUTE INFÉRIEURE DU DOMAINE VARISQUE DE L'OUEST DE L'EUROPE

1) Généralités

- Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian Belt.

(en collaboration avec Daniel Vielzeuf, Clermont)

Geol. Soc. Spec. Publ. "The Evolution of Metamorphic Belts" (sous presse)

2) La Zone d'Ivrée

- Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea Zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry.

(en collaboration avec Jane D. Sills, Leicester)

Geol. Soc. Spec. Publ. "The Nature of the Lower Continental Crust", n° 24, (1986), 231-249.

- Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie).

C. R. Acad. Sc. Paris, 303, (1986), 827-830.

- Evolution of the lower crust in the Ivrea Zone: a model based on isotopic and geochemical data.

3) Autres témoins de la croûte inférieure hercynienne

- Un exemple de granulite orthodérivée d'âge tardi-hercynien: la Norite de Treilles, Corbières (Aude, France).

(en collaboration avec Daniel Vielzeuf, Clermont)

- Le complexe stratifié de Saleix

- Le granite charnockitique d'Ansignan (Agly): résultats Sr-Nd préliminaires.

- Les granulites du Serre (Calabre) et de Santa Lucia (Corse)

- Les xénolithes granulitiques de Bournac et de La Roche Pointue: témoins de la croûte inférieure du Massif Central.

- Les xénolithes granulitiques d'Allemagne.

4) Conclusion

B - LES GRANITOÏDES VARISQUES DU MASSIF CENTRAL

1989
GSLSP v.43
p.343-348

**GEODYNAMIC IMPLICATIONS OF GRANULITIC ROCKS
IN THE HERCYNIAN BELT**

**Daniel Vielzeuf and Christian Pin
Département de Géologie, UA10 CNRS
5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand - France**

1 INTRODUCTION

Although volumetrically minor, granulites and related rocks are commonly exposed throughout Variscan Europe. Pin & Vielzeuf (1983) recognized two main groups among these granulites on the basis of marked differences in age, metamorphic conditions, and geological context.

- "Type I" granulites are high-pressure (HP) rocks, associated with eclogites, which result from the earliest stage of evolution of the Hercynian orogeny (ca. 430-400 Ma).

- "Type II" granulites typically display medium- to low-P parageneses and are characteristic of the late Hercynian (320-280 Ma) lower crust.

New data obtained on these rocks are discussed in the light of this partitioning. The geodynamic implications are also explored.

2 EARLY HIGH-P GRANULITES

2.1 Geology & petrology

HP-granulites occur in the internal parts of the orogen, i.e. NW Iberian Peninsula, S. Brittany, Massif Central, External Crystalline Massifs of the Western Alps, Maures, Corsica-Sardinia block, Vosges-Schwarzwald, and Bohemian Massif. They outcrop as lenses of variable size (from dcm³ to km³) within medium to high-grade series of paragneisses, orthoamphibolites and felsic gneisses of probable supracrustal origin. There is growing evidence that they are allochthonous units (Behr et al., 1984; Burg et al., 1984; Rajlich et al., 1986) belonging to thrust nappes emplaced at various stages during the tectonic evolution of the belt. These granulites occur as relict lenses rimmed by retrograde, often migmatitic envelopes with amphibolite-facies assemblages. Although these rocks come from widely separated areas, their parageneses are strikingly similar. A wide range of lithologic types has been described : granulitic paragneisses, catazonal marbles, felsic and mafic meta-igneous rocks, eclogites, and ultramafics.

HP-equilibration is the most significant feature common to these rocks. This is shown by the systematic occurrence of kyanite in aluminous rocks, the Cpx - Grt - Qtz association in mafic lithologies and the occurrence of eclogites and Grt-peridotites. A review of P-T estimates available up to 1982 is given in Pin & Vielzeuf (1983). More recently a geobarometric study of a phengite - quartz - eclogite from the Münchberg Gneiss Massif (Germany) indicates that mineral equilibration occurred at minimum P = 13-17 kbar, minimum T = 620 ± 50°C ; the retrograde symplectite stage occurred at a pressure between 8.5 and 12 kbar (Franz et al., 1986). Blastomylonitic eclogites from Lézou (Massif Central) indicate a pressure of crystallization of about 16 kbar at T = 720 ± 30°C (Bouchardon, 1987). In order to give a coherent picture of the pressure of crystallization of

the aluminous, supracrustal granulites, all along the Hercynian belt, a comparative study has been undertaken on the basis of the garnet - alumino-silicate - plagioclase - quartz geobarometer (Pin & Vielzeuf, 1987). Results indicate high crystallization pressures, mostly in the 13-15 kbar range for a temperature of 800°C. Values as high as 20 kbar have even been found in three localities and are considered to be meaningful at least locally. A pressure of 18 kbar has been found by applying the Cpx - Grt - Pl - Qtz geobarometer in adjacent mafic lithologies. Together with results from Scandinavian Caledonides, these estimates represent the highest pressures reported for granulites so far. These data are fully consistent with results from eclogites, and demonstrate that initially supracrustal sedimentary rocks were carried to mantle depths, and that an exotic origin is not required for eclogites. Thus, a low geothermal gradient may be inferred for the group I granulite-eclogite metamorphism.

Retrogression can be observed in all the different lithologies. It has been attributed to a decrease in pressure and thermal re-equilibration following post-tectonic relaxation (Albarède, 1976). However, it seems more likely that these low-pressure recrystallization events result from the overprinting of various subsequent thermal events that occurred during both the polyphase nappe tectonics, and the important "plutono-metamorphic" event which closed the thermal history of the belt around 300 Ma. Under such complex and unconstrained circumstances, the construction of PTt paths remains inappropriate for the moment.

2.2 Age

Classically, HP granulites and eclogites have been ascribed to Precambrian events (e.g. Zwart, 1976). However, a wealth of radiometric data provides compelling evidence for an Early Paleozoic age of igneous protoliths, thereby substantiating an even younger high-pressure overprinting (e.g. Pin & Lancelot, 1982).

In several eclogite occurrences, a Precambrian isotopic memory was found (Peucat et al., 1982 ; Gebauer & Grünenfelder, 1982; Paquette et al., 1985) and interpreted in terms of ancient relics of oceanic crust. In fact, new data (Paquette, 1987) and the recognition of zircon xenocrysts in mafic rocks (Compston et al., 1986) suggest that the old zircon signature may result from crustal contamination processes (Paquette, 1987). Thus, the bulk of materials involved in the HP metamorphism may have an Early Paleozoic depositional or igneous emplacement age.

An upper limit to the age of the metamorphic event that formed the eclogites and HP granulites is given by radiometric dating of anatexites which, in many places, post-date the granulite episode. Rb-Sr whole-rock isochrons (e.g. Bernard-Griffith et al., 1977; Cabanis et al., 1979), and U-Pb zircon dating of anatectic mobilisates (Lafon, 1986) yield ages in

the 400-370 Ma range. Likewise, K-Ar or Rb-Sr mineral data on phengites in eclogites yield ages between 380 and 360 Ma (e.g. Gebauer & Grünenfelder, 1978; van Calsteren et al., 1979). These cooling ages and the Early Devonian anatexis imply that the HP event occurred earlier than 380 Ma. In the Massif Central, this is corroborated by examples of direct dating of newly formed HP rocks (Pin & Lancelot, 1982), or rocks with zircons that crystallized during the HP episode (Ducrot et al., 1983). The results, at 415 ± 6 and $430 \pm 20/-10$ Ma, respectively, are consistent with a Silurian age. Although a larger scatter of ages is probable throughout the belt, there is strong evidence for a mid-Paleozoic, high-grade event.

However, the hypothesis of another significantly younger, HP event should not be dismissed since radiometric data at about 345 Ma have been reported from several areas. In SE Bohemia, U-Pb zircon and monazite results point to a strong event at 345 ± 5 Ma, interpreted as the granulite facies metamorphism (van Breemen et al., 1982). This interpretation is possible. However, the geochronologic data on which it is based were obtained on monazite, or zircon lower intersections. Such data are potentially sensitive to high temperature (HT) overprinting and a rejuvenation of older HP granulites, linked to pervasive metamorphism and nappe tectonics (e.g. Matte et al., 1985) cannot be precluded. Alternatively, it is possible that the ca. 345 Ma event itself reached granulite facies conditions, leading to the superimposition of two high-grade episodes in the area. Similar ca. 340 Ma ages have been obtained from a multi-isotopic study of the Granulitgebirge in Saxony (I.M. Gorokhov, 1987, pers. com.). This could also provide evidence for an Early Carboniferous, strong overprinting, possibly under granulite-facies conditions. An upper intersection zircon age of 355 ± 5 Ma reported from an eclogite of Argentera Massif, SE France (Paquette, 1987) may be relevant to this problem. If these zircons did not grow during retrogressive amphibolitization of the eclogite, they provide evidence for a second, Carboniferous, eclogite-forming event.

In summary, most HP/HT granulites can be ascribed to an early episode of the Variscan orogeny. However, a second, HP event possibly occurred during Early Carboniferous times.

3 LATE, MEDIUM- TO LOW-P GRANULITES

3.1 Geology & petrology

This second group encompasses uplifted segments of the lower crust related to deep-seated lineaments which acted as microplate boundaries during Alpine tectonic evolution (North Pyrenean Massifs, Ivrea Zone, Santa Lucia complex - Corsica, Southern Calabria), and xenoliths scavenged by Neogene volcanoes (Massif Central, Eifel).

Tectonic slices linked to Alpine events range in size from a few hectometers (some North Pyrenean occurrences) to several tens km² (Ivrea Zone). In all cases they exhibit a pervasive granulite-facies mineralogy, and truly constitute granulitic series. Xenoliths scavenged by Cenozoic volcanoes provide further sampling from the lower crust. These rocks have granoblastic textures. A wide range of meta-sedimentary rocks occur and mafic meta-igneous rocks are relatively abundant, either as layers of variable thickness, or as massive bodies that developed within deep-seated, stratified, igneous complexes (layered gabbro-peridotite bodies). According to several authors, some of these basic rocks were emplaced during the granulite-facies metamorphism.

The predominance of sillimanite and the common occurrence of prograde cordierite in metapelites, together with the Opx - Pl association in mafic rocks and the absence of eclogites, indicate low- to intermediate-pressure, granulite facies conditions. Recent geothermobarometric studies provide the following results :

Ivrea Zone : 8-9 kbar, 750°-800°C (Sills, 1984)

North Pyrenean Zone : 5-7.5 kbar, 700°-875°C (Vielzeuf, 1984)

Southern Calabria : 5-8 kbar, 650°-800°C (Schenk, 1984)

Santa Lucia - Corsica : 7 kbar, 800°C (Libourel, 1985).

As a result, a high geothermal gradient (greater than 25°C/km) may have prevailed during the Group II granulite metamorphism.

Retrogression is common in all the rock-types but, in contrast with what is observed in the group I rocks, it does not seem to be linked to major, penetrative deformation. Most reactions can be considered as the result of a decrease in temperature. However, in S. Calabria, it is proposed that a pressure decrease of approximately 2 kbar was followed by isobaric cooling in the middle crust; during this stage the high-pressure field of the granulites would have been reached (Schenk, 1984). The differences in the retrograde history of these rocks can be linked to different post-Hercynian and Alpine histories. The xenoliths display numerous characteristics that suggest their affiliation with this second group of granulites. However, some differences in their primary parageneses and in the nature of the retrogressive reactions need to be explained. The existence of high-pressure parageneses (such as Cpx-Grt-Qtz) might result from volcanic sampling of deeper levels in the crust than those exposed as massifs. However, it must be kept in mind that volcanoes located in the internal parts of the belt may scavenge any crustal level, including units belonging to Group I granulites. The reaction $\text{Grt} + \text{Sil} \rightarrow \text{Crd} + \text{Spl}$ commonly observed in the xenoliths (Downes & Leyreloup, 1986) results from a decrease in pressure at very high temperature. It suggests that xenoliths are samples of a lower crust greatly modified by the intense thermal event responsible for the volcanism.

3.2 Age

A survey of geochronological information available in 1982 favoured a Late-Hercynian age (ca. 300 Ma) for these comparatively low-P, lower crustal granulites (Pin & Vielzeuf, 1983). This has been confirmed by U-Pb zircon dating performed on the North Pyrenean granulites at Saleix (310 ± 10 Ma, Postaire, 1983), in Agly (305-315 Ma, Postaire, 1983; Respaut & Lancelot, 1983), and at Treilles (293 ± 14 Ma, Pin & Vielzeuf, in prep.). Likewise, the "diorites" of the Ivrea "Main Basic Body" yield a $285 \pm 7/-5$ Ma U-Pb zircon upper intersection, interpreted as the igneous emplacement age (Pin, 1986). This huge magmatic complex is generally taken to be the heat source for the granulite-facies metamorphism (Schmid & Wood, 1976 ; Sills, 1984) and itself displays granulite-facies assemblages in its lowest parts. Thus, we believe that the granulite facies metamorphism occurred in Late Hercynian times. This is in marked contrast with earlier interpretations which assumed a much older, ca. 480 Ma age (Hunziker & Zingg, 1980), but agrees well with the general post-kinematic character of granulitic textures, and other radiometric data (Köppel, 1974). Sm-Nd mineral studies provide evidence for younger, Mesozoic disturbances both in the Ivrea Zone (Polvé, 1983) and in the lower crust beneath Eifel (Stosch & Lugmair, 1984). Thus, the new data re-inforce the model of a pervasive, late tectonic granulitization of the lower crust.

4 GEODYNAMIC INTERPRETATION

4.1 High-P granulites

Two main hypotheses can be put forward to account for the genesis of HP granulites and eclogites.

(1) The HP parageneses could develop in an evolving continent - continent collision zone, through crustal stacking above a crust-mantle detachment zone (e.g. Carswell & Cuthbert, 1986). In this model, crustal thickening is responsible for the stabilization of eclogite- and HP granulite-facies assemblages within the lower crust.

(2) Great depths required by geobarometric estimates could be reached through the subduction of a former passive margin, triggered by a former intra-oceanic subduction (Le Pichon & Blanchet, 1978). In this scenario, equivalent to an arc-continent collision, HP conditions are realized within the mantle, and a large degree of crustal thickening does not appear to be necessary. Such subduction of significant amounts of continental lithosphere is not precluded by geophysical constraints (Molnar & Gray, 1979) and would be even more plausible if it involved a crust that had previously been thinned and densified via interaction with mafic intrusions.

In the Variscan case, several lines of evidence favour the arc/continent collision model :

- (1) Blueschist facies assemblages (Peucat, 1986; Munha et al., 1984; Guiraud & Burg, 1984) and arc-related volcanics (Thiéblemont & Cabanis, 1986; Narebski et al., 1986) of broadly similar age are reported in the Variscan belt. This occurrence of contemporaneous HP/LT and HP/HT assemblages is suggestive of subduction processes.
- (2) New barometric estimates obtained on both eclogites and granulites show that pressures up to 20 kbar were reached. Whilst these pressures are compatible with a deep, crustal root setting, they could readily be explained in terms of subduction of a continental segment into the mantle.
- (3) The crustal thickening hypothesis would imply concomitant, high surface elevation. However, the lack of significant relief in middle Paleozoic times is a well known feature of Variscan geology evidenced by the lack of voluminous sediments of molasse type in Silurian and Lower Devonian series (e.g. Heinisch & Schmidt, 1976).
- (4) A major difference between the crustal thickening model and the arc/continent collision hypothesis concerns their chronologic position in the orogenic timetable. Crustal stacking is a late process occurring in response to prolonged crustal shortening (Carswell & Cuthbert, 1986). In contrast, the subduction of a passive margin beneath an intraoceanic area would be a very early phenomenon in the geodynamic development of a chain. Clearly, the early ca. 430-400 Ma age of the HP metamorphism favours the subduction model.
- (5) Last, arc-continent collision (i.e. the passive margin subduction model) would account for the spatial superimposition of HP domains with the previously thinned and "basified" segments of Early Paleozoic age (Pin & Vielzeuf, 1987).

4.2 Medium- to low-P granulites

Although somewhat diachronous, the major continent-continent collision event occurred in Early Carboniferous times (ca. 350 Ma). It was followed by intracrustal evolution, characterized by nappe tectonics till 320 Ma. Therefore the type II granulite-forming event must be considered not only as a post-collisional process, but also as an event that occurred late relative to the bulk of the intracontinental convergence. Indeed, the 300-280 Ma time span corresponds closely to the Late-Hercynian wrench faulting stage (Arthaud & Matte, 1977) which accompanied and followed the last nappe emplacements.

The second major feature of the type II granulitization is its predominantly thermal character. This is suggested by the comparatively low-P, associated with high-T estimates. Moreover the occurrence of widespread coeval plutonic rocks both in the lower crust (gabbros, norites...) and the upper crust (granites) provides evidence of high heat flow.

The geodynamic interpretation of this late-stage, thermal event remains somewhat

problematical.

A first possible hypothesis involves only intracontinental heat sources. This would explain lower crustal granulites, medium crustal migmatites, and granites in terms of thermal relaxation of the previously thickened crust. Indeed, a thermal peak and late-stage intracontinental melting at ca. 300-280 Ma would be consistent with major thickening having occurred some 40-60 Ma earlier (cf. England & Thompson, 1984).

Alternatively, a sub-crustal heat source could be inferred. In this case, mantle-derived heat, transferred by conduction and/or by convection, would have promoted pervasive crustal melting and granulitization of the lower crust.

The reasons for a major, late-stage contribution of mantle sources to the heat budget of the chain remain unclear. It could tentatively be proposed that this thermal input directly resulted from the collision process. In this regard, a delamination model (Bird, 1978; Houseman et al., 1981) allowing HT asthenosphere material to rise to the crust-mantle boundary, as a result of lithospheric collision, would be appealing. This would account for both the high geothermal gradient and the late-stage character relative to the collision event.

5 CONCLUSION

Due to the level of erosion and the superposition of Alpine tectonic events, the Hercynian belt of Europe affords exposures of the various kinds of granulitic rocks occurring in a collisional belt.

High-P granulites and eclogites are associated with an early, pre-collisional, subduction event. Another high-P metamorphism may have accompanied the collision.

Medium- to low-P granulites are characteristic of the late-stage evolution of the belt and result from a very high heat flow. This pervasive thermal event, whose cause remains enigmatic, promoted differentiation of the Hercynian crust into a granulitic lower part and a migmatitic to granitic upper part.

Granulites and eclogites are good tracers of anomalous crustal P-T regimes. We speculate that the temporal succession of high-P then low-P granulites may be a normal feature in collisional orogens.

6 REFERENCES

- Albarède, F. 1976. Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). *Bulletin Société géologique France*, 18, 1023-1031.
- Arthaud, F. & Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1305-1320.
- 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.
- Bird, P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalayas. *Journal of Geophysical Research*, 83, 4975-4987.
- Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J.M. & Duthou, J.L. 1977. Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in W. Massif Central Français. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 61, 199-212.
- Bouchardon, J.L. 1987. Evaluation des conditions de Pression-Température du "top" métamorphique des écolites du Lézou (Rouergue, Massif Central français). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 305, 271-275.
- Burg, J.P., Leyreloup, A., Marchand, J. & Matte, P. 1984. Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. in: *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*. Geological Society Special Publication No 14, 45-61.
- Cabanis, B., Peucat, J.J., Michot, J. & Deutsch, S. 1979. Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique anté-cambrien dans le pays de Léon (domaine N.Armoricain). *Bulletin B.R.G.M.*, 1, 4, 357-364.
- Carswell, D.A. & Cuthbert, S.J. 1986. Eclogite facies metamorphism in the lower continental crust. in: *The Nature of the Lower Continental Crust*, Geological Society Special Publication No. 24, pp. 193-209.
- Compston, W., Williams, I.S., Campbell, I.H. & Gresham, J.J. 1986. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda-Norseman greenstones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 76, 299-311.
- Downes, H. & Leyreloup, A. 1986. Granulitic xenoliths from the French Massif Central - petrology, Sr and Nd isotope systematics and model ages estimates. in: *The Nature of the Lower Continental Crust*, Geological Society Special Publication No 24, 319-330.
- England P. & Thompson, A.B. 1984. Pressure-Temperature time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- Franz, G., Thomas, S. & Smith, D.C. 1986. High-pressure phengite decomposition in the Weissenstein eclogite, Münchberger Gneiss Massif, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 71-85.
- Gebauer, D. & Grünenfelder, M. 1979. U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country-rocks. Example: Munchberg Gneiss Massif, NE Bavaria. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 35-44.

- Gebauer, D. & Grünenfelder, M. 1982. Geological development of the Hercynian Belt of Europe based on age and origin of high-grade and high-pressure mafic and ultramafic rocks. 5th International Conference Geochronology Cosmochronology Isotope Geochemistry Nikko, Japan, 111-112.
- Guiraud, M. & Burg, J.P. 1984. Mineralogical and petrological study of a blueschist metatuff from the Zelezny Brod Crystalline Complex, Czechoslovakia. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 149, 1-12.
- Heinisch, H. & Schmidt, K. 1977. Zur kaledonische Orogenese in den Ostalpen. *Geologische Rundschau*, 65, 459-482.
- Houseman, G.A., McKenzie, D.P. & Molnar, P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research*, 86, 6115-6132.
- Hunziker, J.C. & Zingg, A. 1980. Lower Palaeozoic granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N. Italy). *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 60, 181-213.
- Köppel, V. 1974. Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units from the Ivrea and Ceneri Zones (S. Alps, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 43, 55-70.
- Lafon, J.M. 1986. *Geochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français: le Rouergue Oriental et le Limousin Central*. Doc. Thesis Univ. Montpellier, 152 p. (unpublished).
- Le Pichon, X. & Blanchet, R. 1978. Where are the passive margins of the western Tethys Ocean? *Geology*, 6, 597-600.
- Libourel, G. 1985. Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse): ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la Zone d'Ivrée. Doc. Thesis, Univ. Toulouse, 461 p.
- Matte, P., Maluski, H. & Echtler, H. 1985. Cisaillements ductiles varisques vers l'Est-Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (SE Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 301, 721-726.
- Molnar, P. & Gray, D. 1979. Subduction of continental lithosphere: Some constraints and uncertainties. *Geology*, 7, 58-62.
- Munha, J., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. 1984. Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Tras-os-Montes: NE Portugal). *Comunicacion Servicios Geologicos do Portugal*, 70, 31-53.
- Narebski, W., Dostal, J. & Dupuy, C. 1986. Geochemical characteristics of Lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic implications. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 155, 243-258.
- Paquette, J.L. 1987. Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Doc. Thesis Univ. Rennes I, 222 p.
- Paquette, J.L., Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J. & Marchand, J. 1985. Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of S. Brittany, France. *Chemical Geology*, 52, 203-216.
- Peucat, J.J. 1986. Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geological Society of America Memoir* 164, 229-238.

- Peucat, J.J., Vidal, P., Godard, G. & Postaire, B. 1982. Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S. Brittany (France): An old oceanic crust in the W. European Hercynian belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 70-78.
- Pin, C. 1986. Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbanò. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, 303, 827-830.
- Pin, C. & Lancelot, J. 1982. U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 1-12.
- Pin, C. & Vielzeuf, D. 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, 47-74.
- Pin, C. & Vielzeuf, D. 1987. Les granulites de haute pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bulletin Société géologique de France*, (in press).
- Polvé, M. 1983. Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques: contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. *Doc. Sc. Thesis, Univ. Paris*, 361 p.
- Postaire, B. 1983. Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade impliquées dans la chaîne hercynienne (W. Europe) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bulletin Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 15, 29-72.
- Rajlich, P., Synek, J., Sarbach, M. & Schulmann K. 1986. Hercynian thrust related zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites (S. Moldanubian, Bohemian Massif). *Geologische Rundschau*, 75, 665-683.
- Respaut, J.P. & Lancelot, J.R. 1983. Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 147, 21-34.
- Schenk, V. 1984. Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from S; Calabria, Italy: prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *Journal of Petrology*, 25, 255-298.
- Schmid, R. & Wood, B.J. 1976. Phase relationships in granulite facies metapelite from the Ivrea-Verbanò Zone (N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54, 255-279.
- Sills, J.D. 1984. Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, NW Italy. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 64, 169-191.
- Stosch, H.G. & Lugmair, G. 1984. Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, W.Germany. *Nature*, 311, 368-370.
- Thiéblemont, D. & Cabanis, B. 1986. Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 302, 641-646.
- van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D.R., Dudek, A., Misar, Z., Povondra, P. & Vrana, S. 1982. Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73, 89-108.

- van Calsteren, P., Boelrijk, N., Hebeda, E., Priem, H., den Tex, E., Verdurmen, E. & Verschure, R. 1979. Isotopic dating of older elements (including the Cabo-Ortega mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. *Chemical Geology*, 24, 35-56.
- Vielzeuf, D. 1984. Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Doc. Sc. Thesis, Clermont-Ferrand, 288 p.
- Zwart, H.J. 1976. Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. F. Kossmat Symposium, Karl-Marx-Stadt, Nova Acta Leopoldina, 224-45, 361-367.

CHAPITRE IV

PARTIE 1

LA CROUTE INFERIEURE DU DOMAINE VARISQUE DE L'OUEST DE L'EUROPE

INTRODUCTION

L'élaboration des modèles d'évolution géodynamique et géochimique d'un domaine continental passe nécessairement par une meilleure connaissance de la croûte inférieure. Cependant, bien que représentant près des deux tiers de la croûte dans son ensemble, les domaines les plus profonds sont généralement mal connus. En effet, la plupart du temps, seules les investigations géophysiques permettent d'obtenir des informations sur la croûte inférieure. Or, cette approche ne fournit qu'exceptionnellement des données directement interprétables du point de vue géologique. De plus, par essence, les méthodes géophysiques ne permettent qu'une vision de la croûte dans son état présent, intégrant à la fois les phénomènes actuels et l'ensemble des structures héritées de l'histoire antérieure. Compte-tenu de ce manque de pouvoir de résolution chronologique, l'exploitation des informations géophysiques est très complexe, voire peut-être illusoire en l'absence de données tirées de l'étude géologique directe. Le domaine hercynien d'Europe a l'avantage de permettre de telles études, grâce à l'existence d'assez nombreux témoins granulitiques, remontés à la surface par divers processus tectoniques ou volcaniques.

Ce chapitre rassemble les résultats obtenus dans le cadre de ce travail, ou tirés de la littérature, concernant un certain nombre d'exemples de granulites de la chaîne hercynienne. Les granulites reconnues par dragages sur les marges du Golfe de Gascogne (Capdevila et al., 1974, 1980; Didier et al., 1977) n'ont pas été prises en considération dans ce travail. En effet, les données radiométriques disponibles (Capdevila & Vidal, 1975; Postaire, 1983; Guerrot et al., 1987) montrent que ces granulites très anciennes n'ont pas enregistré les événements hercyniens, même en ce qui concerne un système aussi sensible que le couple Rb-Sr sur biotite. Cela indique que ces roches n'ont pas été directement impliquées dans la chaîne hercynienne. Quelle que soit leur origine précise, ces granulites semblent donc avoir appartenu à un bloc cratonique, peut-être responsable de la genèse de la virgation ibéro-armoricaine, et certainement extérieur à la chaîne hercynienne proprement dite. L'absence d'influence thermique hercynienne, malgré la relative proximité actuelle de ces granulites et des segments orogéniques hercyniens, suggère que des mouvements latéraux tardifs considérables ont rapproché ces domaines. De grands décrochements pourraient être invoqués, à moins de supposer l'existence d'un décollement de très grande ampleur à la base des segments hercyniens, ayant permis le charriage des zones internes et externes sur un avant-pays cratonique ancien totalement découplé.

CHAPITRE IV

PARTIE 1

A

LA ZONE D'IVREE

Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea Zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry

C. Pin & J.D. Sills

SUMMARY: Layered gabbros and ultramafics, well exposed in Val Sesia, have been interpreted as a layered complex. The lower part (LLG; up to 1 km thick) comprises well layered pyroxenites and gabbros with minor peridotite and harzburgite. The upper part consists of fairly homogeneous gabbros (MG), which grade into diorite (up to 5.5 km thick). This gabbro body intrudes already highly deformed metapelites, but is itself relatively undeformed.

These two groups (LLG and MG-diorite) are distinct on the basis of isotope, trace element and major element chemistry and cannot have been derived from the same liquid. The LLG has ϵ_{Nd} ranging from +1.5 to +2.5 and ϵ_{Sr} from +7 to -8 and was derived from a depleted source. The MG-diorite body has ϵ_{Sr} ranging from +40 to +60 and a wide range of ϵ_{Nd} from -2 to -6.

The LLG pyroxenites and gabbros are dominantly cumulates of clinopyroxene with lesser amounts of orthopyroxene. Cumulus plagioclase appears towards the top of the LLG. The LLG is strongly depleted in LREE and LIL elements and was derived from a basaltic liquid with relatively depleted trace element characteristics. It probably fractionated at moderate pressures and was emplaced into the Ivrea Zone along with the adjacent Balmuccia peridotite.

The MG comprises plagioclase \pm olivine cumulates with minor cumulus apatite, ilmenite and pyroxene. The diorites additionally contain cumulus biotite. The whole body has strongly LREE-enriched patterns (Ce_N 4.5–20) and large positive Eu anomalies (Eu/Eu* from 2–12). The MG has calc-alkaline features with high Ba and low Nb. The parental magma was also LREE-enriched, with low Ni, Cr and MgO and high Ba. It was possibly an andesite.

The spread in ϵ_{Nd} cannot be accounted for by contamination by any of the likely crustal contaminants. The spread in initial isotope ratios either results from a heterogeneous enriched mantle source or from a two stage process involving remelting of an intermediate mafic reservoir with moderate enrichment in Rb and LREE.

The MG-diorite body was emplaced into sediments already undergoing amphibolite-facies metamorphism at pressures of 5–7 kbar. It appears as if the development of magma chambers in the crust was an important process of crustal growth in the Ivrea Zone.

Introduction

The Ivrea Zone is of considerable interest as it is commonly considered to represent a cross-section through the lower continental crust (e.g. Mehnert 1975; Fountain & Salisbury 1981). It consists of a steeply dipping sequence of metasediments and metabasites separated from the Alps proper by the Insubric line (Fig. 1). The metamorphic grade decreases from granulite-facies in the NW to amphibolite-facies in the SE. Pressure estimates of 8–9 kbar, obtained from metasedimentary gneisses intercalated with metagabbros near the base of the Ivrea Zone in Val Sesia (Sills 1984; Fig. 1) show that parts of the Ivrea Zone are derived from the lower crust.

There are a variety of metabasic rocks; metagabbros and associated ultramafic rocks, best developed in Val Sesia, and thinner layers of amphibolite, or more rarely, basic granulite which are interbanded with metasedimentary gneisses and are probably of supracrustal origin

(Sills & Tarney 1984). It is the metagabbros which form the subject of this paper. Rivalenti *et al.* (1973, 1981a) proposed that they formed as a stratiform layered complex emplaced at depth. The metagabbros and ultramafics are less deformed than the metasediments which they clearly intrude in Val Sesia and Val Mastallone. The granulite-facies metamorphism of the metasediments may have been caused by the emplacement of this basic body at depth (Schmid & Wood 1976).

The aim of this paper is to examine the petrogenesis of metagabbros which form a significant proportion of the Ivrea Zone (Fig. 1) in order to understand the processes which generated this section of the lower crust. We present isotope, whole rock and mineral analyses in order to determine whether or not the gabbros and associated ultramafics formed as a stratiform complex. We concentrate on the central part of the Ivrea Zone, near Val Sesia where the metagabbros are best developed. Detailed geochrono-

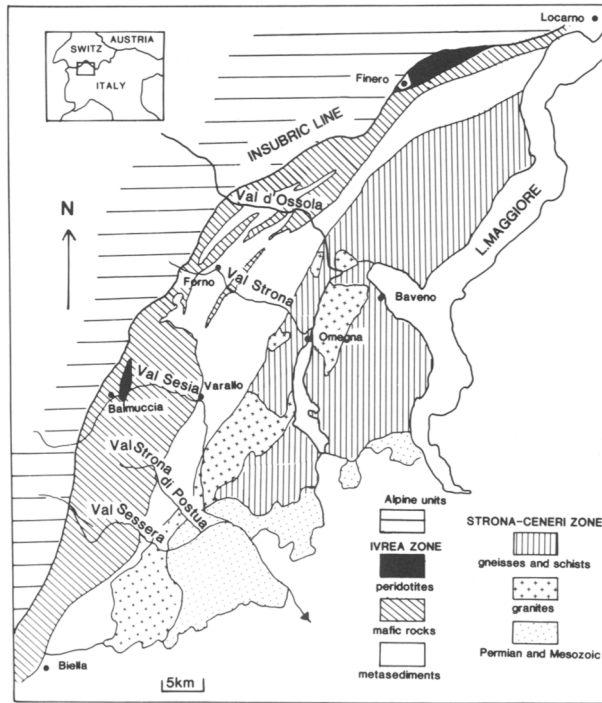


FIG. 1. Generalized map of the Ivrea Zone (after Zingg 1980).

logical implications of the isotope data will be discussed elsewhere (Pin *et al.* in prep.).

Geological setting

The layered gabbro/ultramafic complex in Val Sesia (Rivalenti *et al.* 1975, 1981a; Fig. 2) consists of the following sequence:

- (1) The Balmuccia peridotite presumed to be of mantle origin (Shervais 1979; Ernst 1978; Rivalenti *et al.* 1981a).
- (2) Deformed and partially recrystallized prominently layered pyroxenites and pyroxene-rich gabbros, up to 600 m thick, with subsidiary ultramafic layers, termed the lower layered group (LLG) by Rivalenti *et al.* (1975).
- (3) A zone up to 300 m wide with prominent peridotites and pyroxenites with interbanded gabbros. These have been ascribed either to a cumulate origin (Rivalenti *et al.* 1981a; 1981b) or to a mantle origin (Shervais 1979). These are referred to as the middle layered group (MLG).
- (4) A prominent layer, 50–100 m thick, of granulite-facies metasediment which separates the LLG and MLG from more homogeneous gabbros (Ferrario *et al.* 1982).

- (5) The upper layered group (ULG) of Rivalenti *et al.* (1975) is up to 500 m thick and consists of gabbros and nickeliferous pyroxenites near the village of Isola, and layered gabbros with anorthosite layers extending as far east as the village of Sassiglioni (Fig. 2). The chemistry shows that the Isola gabbros are anomalous (Sills, unpubl. data) and that the gabbros near Sassiglioni are better grouped with the main gabbro.

- (6) The main gabbro(MG)-diorite body which is up to 5.5 km thick. This comprises fairly homogeneous plagioclase-rich gabbros which grade, with increasing proportion of biotite, into rocks which have been termed diorite (Rivalenti *et al.* 1975; Bigoggero *et al.* 1978/79). 'Diorite' is used to cover a range of biotite-bearing rock types, mainly gabbros and monzogabbros, although towards the top of the body true diorites occur. Angular xenoliths of metasediment are found towards the top of the body ranging from a few cm to a few m across. The metasediments are extremely highly deformed (Zingg 1980) whereas igneous textures are preserved in the the main gabbro and diorite.

Rivalenti *et al.* (1975; 1981a) suggested the whole body (LLG, MLG, ULG, MG and diorite) formed as a single stratiform complex but Fer-

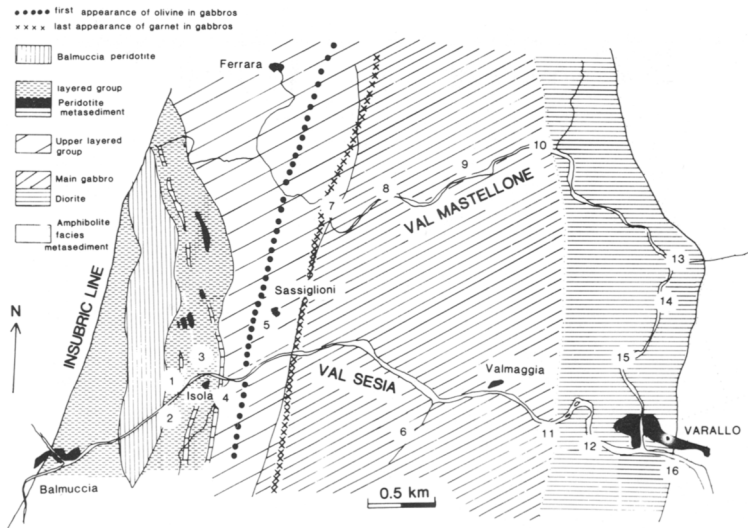


FIG. 2. Generalized map of the layered complex in Val Sesia (after Rivalenti *et al.* 1981a). Sample locations are as follows: 1—IV33, IV35, IV36, IV41, IV301, GZ8, GZ7, GZ10; 2—IV117, IV118; 3—IV176, Fe36, Fe41; 4—GM90, MZ131, IV31; 5—IV305, IV322, IV323; 6—IV46; 7—IV139, IV140, IV142, MAS6, MAS5; 8—MAS4, IV145, IV146, IV147; 9—MAS3; 10—MAS2, IV148, IV104; 11—IV319; 12—IV50; 13—MAS1b; 14—IV107; 15—MAS1a, MAS0; 16—IV313, IV341, IV342.

rario *et al.* (1982) suggested that the MG-diorite body might represent a new influx of magma. Rivalenti *et al.* (1984) suggest that the LLG, MLG and ULG could be derived from a common parental magma, but with the different layers fractionating at different pressures. In contrast to the assumption of Voshage *et al.* (1983), chemical and isotope compositions, considered together, indicate that the LLG and the MG-diorite body are not co-genetic but formed from different magmas, so in the following they will be discussed separately.

Analytical techniques

Isotope analyses were obtained using standard techniques at the Open University and LA10, following Hawkesworth *et al.* (1983). BCR-1 gave a value of 0.51262 ± 2 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ during the period of analysis.

Chemical analyses were obtained using a Philips 1400 X-Ray fluorescence spectrometer at the University of Leicester following Weaver *et al.* (1983). Some rare-earth element analyses were performed by instrumental neutron activation analysis at the Open University following Potts *et al.* (1981) and some were performed by inductively coupled plasma emission spectrometry at Kings College, London following Walsh *et al.* (1981). Precision and comparison of the two techniques are given in Sills & Tarney (1984). Mineral analyses were obtained from a Cambridge Instruments Microscan V electron micro-

probe at the University of Leicester. Space allows only very few data to be presented, so full rock and mineral analyses can be obtained from JDS on request.

Samples GZ7, GZ8, GZ10, FE36, FE41, GM90 and MZ131 were supplied by G. Rivalenti; all the remaining samples were collected by the authors. Location of samples is shown in Fig. 2.

Lower layered group (LLG)

Petrography and mineral chemistry

The contact between the LLG and Balmuccia peridotite is generally tectonic, but at one locality on the south bank of the River Sesia near Isola (Fig. 2) an igneous contact occurs. The LLG is quite strongly deformed with a subvertical foliation parallel to the layering. There are several concordant lenses of granulite-facies metasediment within the LLG and these are often adjacent to nickeliferous pyroxenites (Ferrario *et al.* 1982). The significance of these lenses is not known and it is possible that they indicate strong isoclinal folding or thrusting. Detailed descriptions of the stratigraphy, mineralogy and mineral chemistry of the layered series are given in Rivalenti *et al.* (1975, 1981a, 1981b, 1984), Ferrario *et al.* (1982) and Sills (1984). In this work we review the overall chemistry of the layered series and present isotope analyses.

A diagrammatic cross section through the

TABLE 1. Representative analyses of the lower layered group (IV35–GZ8), the upper layered group (IV322 and 323), the main gabbros (IV146–MAS3) and biotite-rich gabbros and diorites (IV52–IV313). Elements analysed by isotope dilution are in **bold**. — means element analysed but not detected

Rock	IV35	IV33	IV117	IV118	IV36	IV301	IV41	GZ8	IV322	IV323	IV146	IV46	MAS6	MAS5	MAS4	MAS3	IV52	IV319	MAS2	MAS1b	MAS1	IV107	IV313
SiO ₂	43.2	41.9	45.3	46.2	43.5	47.0	49.4	44.8	44.4	52.9	52.1	40.6	47.3	50.9	48.5	45.5	48.3	44.4	45.2	47.0	45.8	48.8	52.3
TiO ₂	0.44	1.29	1.21	1.07	2.80	0.93	0.37	0.61	2.99	0.11	0.29	3.37	2.59	0.65	0.70	0.73	1.09	2.13	1.70	1.86	1.36	1.29	1.36
Al ₂ O ₃	5.2	15.4	11.0	10.0	13.1	16.8	15.4	7.3	21.9	28.9	29.0	20.2	16.6	26.0	21.4	19.9	16.9	20.0	24.1	22.6	20.7	19.1	21.6
Fe ₂ O ₃	13.54	13.20	11.60	11.48	17.42	8.21	10.94	14.90	12.83	1.07	1.48	14.27	12.78	4.73	8.87	11.24	10.61	12.49	8.49	8.77	9.81	10.14	9.03
MnO	0.20	0.22	0.20	0.20	0.30	0.13	0.18	0.22	0.20	0.02	0.02	0.16	0.20	0.07	0.14	0.18	0.22	0.18	0.09	0.11	0.15	0.19	0.22
MgO	32.78	14.27	14.10	14.98	8.11	13.98	15.95	27.35	5.83	0.23	0.33	6.10	7.00	3.08	5.85	9.81	6.62	4.89	4.32	4.20	6.21	5.91	2.16
CaO	3.80	12.78	15.93	14.85	13.25	11.84	8.25	4.29	10.10	11.65	12.51	10.44	11.44	11.84	12.08	11.66	11.89	10.21	12.14	9.76	11.92	9.72	6.40
Na ₂ O	0.34	1.22	0.74	0.80	1.83	2.30	0.52	0.23	2.70	4.68	4.43	2.73	2.46	3.40	2.44	1.46	2.52	2.93	2.95	2.56	2.16	2.41	3.56
K ₂ O	0.01	0.08	0.01	0.01	0.06	0.02	0.02	0.00	0.25	0.38	0.39	0.23	0.23	0.34	0.34	0.22	1.29	1.40	0.99	1.97	0.76	1.81	2.63
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.04	0.06	0.03	0.38	0.38	0.38	0.03	0.06	0.03	0.28	0.95	0.70	0.50	0.17	0.14	0.54
Total	99.52	100.36	100.10	99.40	100.39	101.05	101.05	99.71	101.24	100.00	100.58	99.66	100.98	101.04	100.38	100.70	99.72	99.58	100.29	99.72	99.04	99.51	99.80
LOI	0.58	0.72	1.63	1.15	0.36	0.71	0.43	0.59	0.16	0.52	0.62	—	—	—	0.09	0.55	0.37	—	0.20	1.29	1.12	0.77	1.39
mg	84.5	70.9	73.2	74.6	51.2	74.0	76.6	80.5	50.6	32.6	33.4	49.0	55.2	59.4	59.7	66.3	58.4	46.8	53.4	51.9	58.8	56.7	35.0
Trace elements PPM																							
Ni	1586	210	664	187	91	497	78	1067	9	5	6	4	11	7	4	23	28	13	10	11	17	21	3
Cr	4041	366	616	314	112	559	593	4931	27	30	13	16	64	73	81	203	225	23	37	33	33	115	160
V	155	479	448	483	646	214	255	212	239	35	62	388	431	100	190	119	177	287	408	287	294	150	102
Rb	—	—	—	—	0.4	—	0.2	0.11	—	—	0.7	0.8	0.6	1.0	2.2	1.7	21	23	16	31	6.7	36	45
Sr	21	68	28	30	112	363	142	11	525	1085	928	688	452	507	672	442	400	478	685	530	423	473	419
Ba	6	36	6	15	2	12	30	9	1004	1629	372	245	290	380	296	175	1600	1596	1718	3798	346	6470	3878
Zr	18	50	54	35	75	50	12	20	76	23	13	40	67	12	62	50	251	391	78	89	194	162	1044
Nb	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	3	4	2	3	4	3	7
Y	9	41	38	33	56	23	6	11	2	1	1	15	16	2	9	5	22	16	15	10	21	12	14
CIPW Norms wt. %																							
qz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
cor	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
or	—	0.4	—	0.1	0.4	0.1	0.1	—	1.5	2.3	2.3	1.4	1.4	2.0	2.0	1.1	7.6	8.3	5.9	11.6	4.5	10.7	15.5
ab	2.9	1.1	3.7	6.8	10.9	15.2	4.4	2.0	21.2	37.5	32.9	18.8	20.8	28.8	20.7	12.4	19.0	17.8	20.4	17.2	20.4	15.0	15.5
an	12.7	36.3	26.7	23.7	27.4	35.4	39.6	18.9	46.9	56.7	58.1	41.7	33.6	54.7	46.5	47.2	31.0	37.3	51.4	42.6	44.6	36.0	30.1
ne	—	5.0	1.4	—	2.5	2.3	—	—	0.9	1.2	2.5	2.3	—	—	—	—	1.3	3.8	2.7	2.5	0.6	—	—
di	4.9	21.8	42.1	40.1	31.6	18.5	1.0	1.8	2.4	0.6	3.2	—	17.0	2.7	10.8	8.5	21.5	6.0	3.6	2.0	11.1	9.3	—
hy	18.2	—	—	—	17.8	—	48.5	34.3	—	—	—	—	9.8	5.8	6.7	7.2	—	—	—	—	—	5.6	—
ol	56.5	29.8	20.9	21.4	3.0	25.7	3.8	37.7	19.2	1.2	0.6	21.7	9.3	4.4	10.1	20.0	13.9	17.0	13.1	13.6	15.7	12.1	—
mgt	2.3	2.3	2.0	2.0	5.3	1.4	1.9	2.6	2.2	0.2	0.3	2.5	2.2	0.8	1.5	1.9	1.8	2.2	1.5	1.5	1.8	1.8	1.6
ilm	0.8	2.5	2.3	2.0	—	1.8	0.7	1.2	5.7	0.2	0.6	6.3	4.9	1.2	1.3	1.4	2.1	4.1	3.3	3.5	2.6	2.5	2.6
ap	—	—	—	—	—	0.1	—	—	0.1	0.1	0.1	3.7	0.9	0.1	0.1	0.1	0.7	2.2	1.6	1.2	0.4	0.3	1.3

LLG (Rivalenti *et al.* 1981b) shows a series of pyroxenites and gabbros, with layers generally 3–5 m thick, with the proportion of gabbros increasing up the section. Within gabbro layers thinner, 5–10 cm pyroxenite layers occur. Subsidiary harzburgite and peridotite layers, 1–2 m thick, occur near the base. The thicker peridotite of the MLG (Rivalenti *et al.* 1981b) is possibly discordant.

In pyroxenites clinopyroxene (cpx) is generally much more abundant than orthopyroxene (opx). Pyroxenes are very aluminous with up to 10 wt. % Al_2O_3 in cpx and 1.5 wt. % TiO_2 (Sills 1984). Where plagioclase is interstitial it is about An_{50} , but where there is cumulus plagioclase (indicated by high Sr and Eu concentrations) it is much more calcic (as high as An_{88}). These gabbros contain more magnesian pyroxenes than some of the pyroxenites. The hornblende is kaersutite (Leake 1978) with TiO_2 up to 5 wt. %, Na_2O up to 4 wt. % but K_2O is below detection (<0.15 wt. %). The mg nos. (100 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) for pyroxene are quite variable ranging from 85 in harzburgite to 70 in gabbro. Olivine in the basal harzburgite is about Fo_{83} with about 0.4 wt. % NiO. No systematic change in mineral composition has been observed across the LLG (Rivalenti *et al.* 1984).

Chemistry

Representative analyses for a range of rock types are shown in Table 1. The data show clearly that the rocks are cumulates, e.g. many samples have much higher CaO than basalts reflecting cumulus clinopyroxene. The major element chemistry is variable depending on the cumulus mineralogy. Compatible elements such as Ni and Cr are high in ultramafics and decrease rapidly with MgO. V is high in cpx-rich samples. Many incompatible elements, such as P_2O_5 and K_2O are low. TiO_2 ranges up to 3 wt. %. Sr is fairly low in pyroxenites, pyroxene-rich gabbros and ultramafic layers, ranging from 2–100 ppm but is significantly higher in some gabbros (200–400 ppm). There is a reasonable correlation (best held for ultramafic samples) between Ti and Zr ($r=0.89$) suggesting both elements acted incompatibly. Magnetite can only have been a minor cumulus phase, otherwise samples would have had much higher Ti/Zr ratios. There is also a reasonable correlation between Zr and Y but Zr/Y ratios are very low (average 1.3) when compared with basaltic liquids (Wood *et al.* 1979), implying a phase which concentrates Y relative to Zr. This could either be clinopyroxene or hornblende (Pearce & Norry 1979). Hornblende, however would also concentrate Ti relative to Y which is

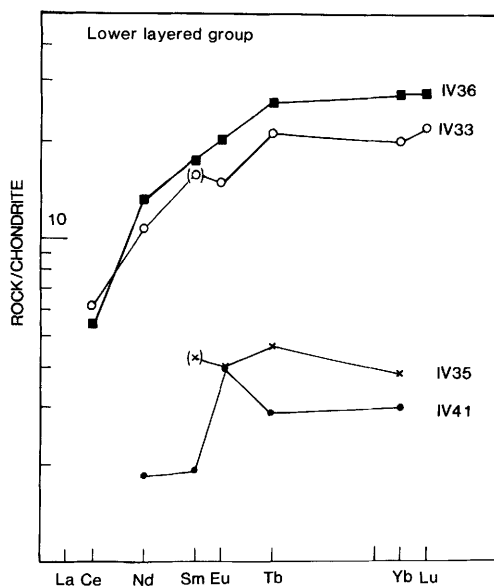


FIG. 3. REE data for the lower layered group, normalized to the chondrite data of Nakamura (1974). IV41—gabbro; IV35—harzburgite; IV33—pyroxenite; IV36—pyroxene-rich gabbro.

not seen as Ti/Y ratios are also quite low. The very low level of K_2O (<0.10 wt. %) also argues against hornblende accumulation. It is concluded that the main cumulus phase in the pyroxenites and pyroxene-rich gabbros is clinopyroxene, with a lesser amount of orthopyroxene (in the ratio 2:1). The subsidiary ultramafic layers are orthopyroxene-olivine cumulates and gabbros towards the top of the section contain cumulus plagioclase. Hornblende, although modally quite abundant, cannot have been a significant cumulus phase.

REE data (Fig. 3, Table 3) are presented for four samples: a harzburgite (IV35), a gabbro (IV41), a pyroxenite (IV33) and a more evolved pyroxene-rich gabbro (IV36). La is below detection in all samples and Ce is below detection in the gabbro and harzburgite. Nd and Sm were measured by isotope dilution for IV41 and IV36; these data suggesting that the INAA Sm analyses were slightly overestimated. A slight negative Eu anomaly for IV36 is removed when the I.D. Sm is plotted, suggesting the slight Eu anomalies in IV33 and IV35 may not be real. The two pyroxenite samples are strongly LREE depleted with Ce_N/Yb_N of 0.2–0.3. IV35 has very low levels of REE, about $4\times$ chondrite. The gabbro has even lower levels, about $3\times$ chondrite, but has a positive Eu anomaly, indicating cumulus plagioclase.

TABLE 2. Trace element and isotope data for the metaigneous rocks from Val Sesia and Val Mastallone. Concentrations are in $\mu\text{g/g}$. ϵ values are calculated for 600 Ma and 300 Ma using the parameters of Jacobsen & Wasserburg (1980). Analyses for metasedimentary rocks and leucosomes were of totally spiked samples using a ^{150}Nd – ^{149}Sm tracer. Two additional samples (ST8 and ST13) are from Ben Othman et al. (1984)

Sample rock type	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{600}	ϵ_{300}	$\epsilon_{\text{sp-300}}$
GZ10	.04	14	.889	2.641	.009	.70416	.1994	.512757 20	+2.1	+4.1	+2.2 –0.4
GZ8	.11	11	.974	2.628	.029	.70347	.2241	.512826 17	+1.5	–8.1	+2.6 –11
IV41	.17	142	.393	1.168	.004	.70964	.2034	.512369 19	–5.8	+83	–5.5 +78
IV36	.44	112	3.863	8.33	.011	.7042	.2924	.513105 18	+1.7	+7.3	+5.4 +0.1
GZ7	.29	21	1.902	4.96	.04	.70465	.2318	.512857 22	+1.5	–4.4	+2.1 +5.0
FE36	—	—	.144	.374	—	.70898	.2315	—	—	—	—
FE41	.37	246	3.481	9.91	.004	.70352	.2123	.512779 30	+1.5	–4.4	+2.1 –9
IV176	.61	377	1.044	3.432	.005	.70732	.1839	.512368 38	–4.3	+50	–6.0 +45
GM90	.20	18	.774	2.433	.032	.70849	.1923	.512325 21	–5.8	+63	–6.0 +60
MZ131	2.68	459	1.076	6.712	.017	.70756	.0969	.512245 64	0.0	+52	–3.9 +47
IV146	.66	928	.281	2.561	.002	.70788	–0.651	.512082 40	–0.8	+58	–5.8 +53
IV46	.83	688	5.17	27.19	.004	.70802	.1127	.512289 18	–0.4	+60	–3.6 +55
IV144	2.11	539	1.518	8.26	.011	.70779	.1088	.512212 40	–1.6	+56	–5.0 +51
MAS6	.56	452	2.901	13.40	.004	.70807	.1309	.512215 21	–3.2	+60	–5.8 +56
MAS5	1.01	507	.445	2.875	.006	.70776	.0936	.512295 38	+1.2	+56	–2.8 +51
MAS4	2.18	672	1.668	8.9	.009	.7079	.1147	.512159 46	–3.1	+57	–6.2 +53
MAS3	1.71	442	.669	3.221	.011	.70713	.1256	.512359 48	0.0	+46	–2.8 +42
MAS2	15.90	685	5.18	27.91	.067	.70819	.1122	.512258 20	–1.0	+54	–4.2 +53
MAS1B	30.80	530	3.431	20.40	.168	.70894	.1017	.512174 24	–1.8	+53	–5.5 +58
MAS1	6.72	423	5.51	28.08	.036	.7078	.1186	.512210 20	–2.4	+51	–5.4 +49
MAS0	30.30	428	4.29	26.07	.205	.70928	.0994	.512250 43	–0.1	+53	–3.9 +61
Metasediments											
IV13	39.8	321	5.26	29.8	.358	.71861	.1066	.512007 50	—	—	–8.9 +184
IV27	38.3	224	4.71	23.1	.494	.71607	.1232	.511967 22	—	—	–10.3 +139
IV31	25.1	303	2.86	16.6	.315	.7136	.1043	.512016 19	—	—	–8.6 +120
IV332	85.8	379	9.42	55.0	.656	.7136	.1036	.512092 18	—	—	–7.1 +95
IV342	9.2	259	5.24	43.2	.103	.71702	.0733	.512011 18	—	—	–7.5 +177
IV370	7.9	492	1.23	10.6	.046	.71247	.0704	.511914 40	—	—	–9.3 +115
IV374	169	73	11.1	62.4	6.71	.75032	.1071	.511987 26	—	—	–9.3 +249
IV384	42.4	223	6.86	33	.55	.71532	.1257	.512158 47	—	—	–6.7 +125
ST8*	32.9	228	5.17	24.9	.417	.71352	.125	.51237 5	—	—	–2.4 +91
ST13*	101	105	3.08	11.8	2.79	.72618	.158	.51237 3	—	—	–3.7 +141

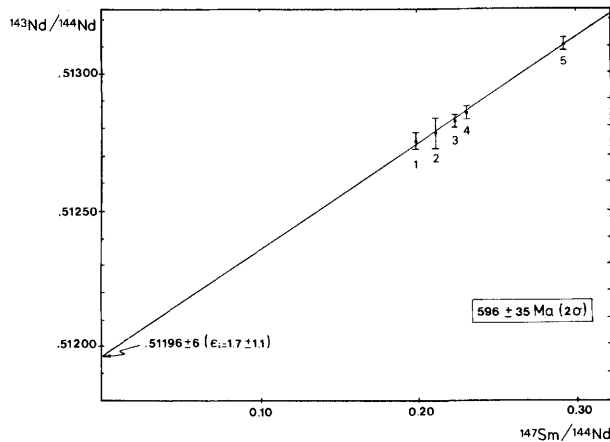


FIG. 4. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ isotope evolution diagram for the lower layered group (whole rock). 1—GM10; 2—Fe41; 3—GZ8; 4—GZ7; 5—IV36.

Isotopic composition

Six samples ranging from peridotite to gabbro have been analysed for Sr and Nd isotopes (Table 2). They are firstly characterized by low present-day $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7035–0.7047). Extremely low Rb/Sr make these isotope ratios nearly independent of age corrections, whatever the real age of the LLG.

Nd isotopes exhibit fairly radiogenic compositions, corresponding to positive present day ϵ values (for details on ϵ notation see DePaolo & Wasserburg 1976). For both Rb–Sr and Sm–Nd systems, sample IV41 appears highly anomalous both with its high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70968, duplicate analysis, 0.70964), not supported by a higher Rb/Sr ratio than other samples, and its much lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512369, corresponding to a very negative present day ϵ value of -5.3). In contrast to the main gabbros (see later) this sample has a LREE depleted pattern as shown by its $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of 0.212, higher than the chondritic value of 0.1967 (Jacobsen & Wasserburg 1980).

In a Nd isotope evolution diagram (Fig. 4), experimental points plot along a reasonably good linear array (MSWD = 1.99), corresponding to an age of 596 ± 35 Ma (error quoted at the 95% confidence level) with an initial ϵ value of 1.7 ± 1.1 (see also Voshage *et al.* 1983). The geological significance of this array is uncertain. It could well date the separation of the parental magma to the LLG from a mildly LREE-depleted mantle source. Alternatively, this linear array could be a two component mixing line, without any time significance, but the lack of correlation between $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $1/\text{Nd}$ does not support this. As

our samples have Rb/Sr and Sm/Nd significantly different from those of the model bulk Earth, their position in the $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ diagram depends on their geological age. However for ages in the 600–300 Ma range (assumed to be realistic) the points plot in the time-integrated LREE and LIL-depleted source quadrant; the grouping being better for a 600 Ma age correction of the Sm–Nd isochron (Fig. 5). Whatever the real geological age of the LLG, the Nd isotopes point to an origin from a time-integrated moderately LREE-depleted source (ϵ_{Nd} c. +2 at 600 Ma; c. +4 at 300 Ma).

As already mentioned, sample IV41, strongly departs from other LLG samples, its isotopic composition suggesting contamination by a crustal component. Bulk mixing calculations show that it could result from about 25% contamination of material having the Sr–Nd characteristics of granulitic leucosomes such as IV31 or IV370 ($\epsilon_{\text{Nd}} = -8-9$, $\epsilon_{\text{Sr}} = 150-200$, fairly high Sr/Nd = 20–50; Table 2). A further limit to the amount of contamination could be provided by the still LREE depleted pattern (Sm/Nd = 0.336). Thin layers of metasediment occurring within the LLG (Ferrario *et al.* 1982) perhaps lend support to the contamination hypothesis.

In summary, apart from sample IV41, for which some evidence of crustal contamination is found, the LLG is shown to be derived from a time-integrated LREE-depleted reservoir. There is some shift to more radiogenic ϵ_{Sr} values when compared to typical mantle domains, which might point to either source contamination effects or to late addition(s) of ^{87}Sr , although uncertainty in the age correction makes this

TABLE 3. Rare-earth analyses for the LLG (IV35, IV33, IV36 and IV41) and for the ULG-MG-diorite body, IV322, 323, 319, 313 and 341 were analysed by ICP, the remaining by INAA. IV322 and 323 are from the ULG; IV139-IV147 are gabbros and IV148-IV341 are biotite-bearing gabbros or diorites

Rock	IV35	IV33	IV36	IV41	IV322	IV323	IV139	IV140	IV142	IV145	IV147	IV46	IV148	IV319	IV50	IV104	IV107	IV313	IV341
La	—	—	—	—	4.8	6.0	22.3	16.0	6.7	10.7	19.8	17.0	7.3	36.3	31.0	17.3	9.8	31.0	29.7
Ce	—	(5.3)	(5.5)	—	8.7	10.4	57.7	44.4	15.4	20.2	44.1	39.9	14.4	73.9	72.0	39.7	19.6	57.3	60.5
Nd	—	—	8.33	1.17	4.7	4.8	38.9	30.1	8.9	8.6	27.3	27.2	8.5	40.4	38.0	30.0	13.4	30.0	30.9
Sm	0.87	3.2	3.9	0.97	0.8	0.5	5.2	4.4	1.7	1.3	4.5	5.2	1.8	7.1	6.4	8.1	3.4	4.8	5.4
Eu	0.31	1.14	1.57	0.31	2.45	2.56	4.2	3.8	2.25	2.26	4.1	3.7	2.45	3.35	3.2	4.3	4.02	5.08	5.4
Gd	—	—	—	—	0.5	0.2	—	—	—	—	—	—	—	6.5	6.8	6.1	—	4.6	5.2
Tb	0.24	1.1	1.36	0.15	—	—	0.71	0.65	0.33	0.18	0.53	0.65	0.26	—	0.78	0.88	0.41	—	—
Dy	—	—	—	—	0.4	0.16	—	—	—	—	—	—	—	4.1	—	—	—	2.5	3.5
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.79	—	—	—	0.48	0.69
Yb	0.84	4.4	6.16	0.66	0.26	0.11	1.12	1.20	0.77	0.40	0.64	0.76	0.68	1.82	1.70	2.01	1.07	1.07	1.61
Lu	—	0.75	0.95	—	—	0.02	0.14	0.17	—	—	—	—	—	0.30	0.27	0.28	—	—	0.28
Ce _N /Yb _N	—	—	0.21	—	8.7	24.6	13.4	9.6	5.2	13.0	17.9	13.7	5.5	10.6	11.0	5.1	4.7	17.4	9.8

problem difficult to resolve. Sm–Nd systematics favour an age of about 600 Ma for the formation (not emplacement) of the LLG.

Composition of parental liquid

There are considerable difficulties in interpreting cumulates in terms of their equilibrium liquid, particularly when metamorphism and recrystallization have obscured the textural evidence for the cumulus and intercumulus mineralogy. The major element composition is obviously dependent on the cumulus mineralogy and bears no simple relationship to the equilibrium liquid composition and cannot be used for modelling fractionation processes. It is not possible to determine the composition of the magma directly as there are no chilled margins. The high Ni and Cr of ultramafic rocks together with the relatively high MgO contents of pyroxenites and gabbros suggest the magma was basic. Gabbro and pyroxenite dykes cutting the Balmuccia peridotite have similar chemical features to the LLG cumulates (Sinigoi *et al.* 1983), but no dykes have been seen to cross the peridotite–LLG contact. Rivalenti *et al.* (1981b, 1984) proposed that gabbro pods within the mantle peridotite near the contact (e.g. IV301, Table 1) might represent the parental liquid to the LLG cumulates, although these too appear to have a cumulate component. The similarity between the pyroxenite and gabbro dykes to the LLG does suggest however that there may be some genetic relationship.

Harzburgite layers are olivine-orthopyroxene cumulates; both minerals having negligible partition coefficients for Ti, Zr and Y. These elements were presumably located in the intercumulus liquid and the ratios of these element pairs should equal that of the liquid from which they fractionated. The observed correlations give Ti/Zr=115, Ti/Y=290 and Zr/Y=2.2, values which are typical of many basaltic liquids (Wood *et al.* 1979). Similar values are obtained from pyroxenites. REE and other trace element levels have been estimated, making reasonable assumptions as to the original cumulus mineralogy. These calculations yield the following composition for the equilibrium liquid: TiO₂ from 2.0–2.5 wt. %, Y 30–40 ppm, Zr 80–140 ppm, Sm 2–3 ppm, Eu 1–1.7 ppm, Tb 1–1.5 ppm and Yb 3–6 ppm. This wide range results from uncertainties in the proportion of intercumulus liquid. The level of HREE calculated depends on the $K_{\text{HREE}}^{\text{cpx/liq}}$, for which published values show a considerable range (Henderson 1982). The clinopyroxene is very aluminous, which might favour substitution of the HREE, leading to higher $K_{\text{Yb}}^{\text{cpx/liq}}$ than used in the calculations. This would

slightly reduce the calculated levels of HREE in the equilibrium liquid. K₂O, Rb and LREE are at or below detection limit, implying the equilibrium liquid was depleted in these elements relative to Ti, Zr and HREE.

The trace element ratios calculated above, together with Ni, Cr and MgO contents suggest the parental magma was basaltic. The isotope data, REE and LILE suggest it was derived from a time-integrated depleted mantle source. Rivalenti *et al.* (1981b) proposed that the LLG fractionated at moderate pressure as cpx rather than ol is the main cumulus mineral, supported by the high Al₂O₃ content of the pyroxene (Thompson 1974).

Cumulates like the LLG are only found adjacent to the Balmuccia peridotite in Val Sesia, and to the south of Val Strona near the Insubric line (Ferrario *et al.* 1982; Fig. 1) and are separated from the main gabbro-diorite body by a layer of metasediment. We suggest that the LLG fractionated at greater depth than the main gabbro body (Rivalenti *et al.* 1984) and was emplaced into the Ivrea Zone along with the Balmuccia peridotite. The relative age of the LLG and main gabbro is not yet known.

Main gabbro diorite body

The main gabbro-diorite body reaches a maximum thickness of 5.5 km and is well exposed in Val Sesia and Val Mastallone (Fig. 2). The lower part (ULG of Rivalenti *et al.* 1975; 1984) comprises layered gabbros with minor pyroxenites and anorthosites. It grades into fairly homogeneous plagioclase-rich gabbros, with an average of 65–70% plagioclase and occasional anorthosite layers. Modal biotite increases gradually up the section to form biotite-gabbros, monzogabbros and, at the top, diorites. The lower part of the body has often completely recrystallized to a polygonal equigranular texture but igneous textures are preserved higher up. In Val Sesia and Val Mastallone the diorite is unfoliated and contains numerous sedimentary xenoliths and in this area is clearly intrusive. Further south in Val Strona di Postua, the situation is more complex and the contact between diorite and metasediment is less well defined.

Detailed descriptions of the petrography and mineral chemistry can be found in Rivalenti *et al.* (1975). Unlike the LLG, gabbros contain olivine which is always in reaction relationship with plagioclase (Sills 1984). The main gabbro grades into 'diorite' by the gradual increase in biotite and hornblende. The diorites are olivine free and within a few metres of the top of the body contain

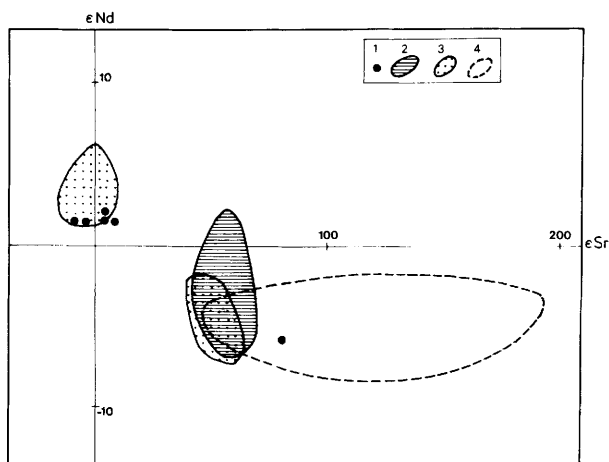


FIG. 5. ϵ_{Nd} - ϵ_{Sr} diagram for all samples (lower layered group and main gabbro-diorite body). Due to the uncertainty in the age (see discussion in text), two limiting situations are shown at 600 Ma and 300 Ma respectively. 1—data points for the LLG at 600 Ma (note the discrepant position of IV41 at $\epsilon_{Sr} \sim 80$). 2—fields for the ULG-MG-diorite body at 600 Ma. 3—fields for the LLG (top left) and the ULG-MG-diorite body (bottom right) at 300 Ma. 4—field of metasediment at 600 Ma.

very irregular shaped garnet. Biotite occurs as flakes up to 1 cm long and in many cases is clearly cumulus. Some samples near the top of the complex contain quartz and k-feldspar.

Chemistry

Representative analyses are given in Table 1. The AFM plot (Fig. 6) shows that the main gabbro-diorite body broadly follows a calc-alkaline

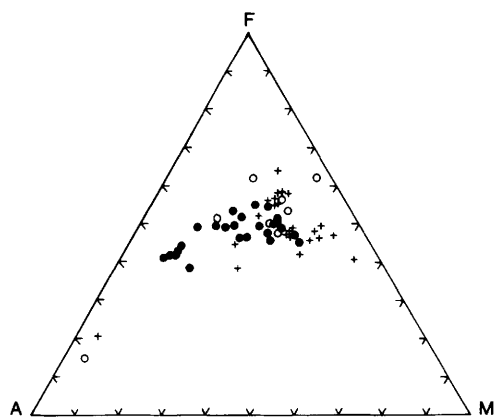


FIG. 6. $A(Na_2O+K_2O)$ - $F(FeOT)$ - $M(MgO)$ (wt. % oxide) plot for the ULG-MG-diorite body. Symbols: open circles, ULG; crosses, main gabbro; full circles, diorites.

trend. The major and trace element compositions are consistent with the textural observation that the majority of gabbros are plagioclase cumulates. The REE data (Table 3) show very large Eu anomalies with Eu/Eu^* from 2–12, and very steep patterns with Ce_N/Yb_N from 4.5–20. It is impossible to generate such steep patterns from the same liquid that fractionated the LLG without garnet as a major fractionating phase, but the only occurrence of garnet in the LLG is the reaction coronas that developed during slow cooling. The isotope data, REE patterns and many other elements, such as Sr and Ba, indicate that the ULG-MG-diorite body and the LLG had different parental liquids.

A few parameters vary from the base to the top of the body, although none vary smoothly. The diorites show an increase in SiO_2 , but SiO_2 is generally low, ranging from 42–57 wt. % (Fig. 7). There is a tendency for mg no. to decrease, but it varies erratically within the gabbro. Pyroxene compositions vary widely (Fig. 8) with mg no. generally decreasing up the section. Al_2O_3 in cpx ranges from 6 wt. % near the base to less than 1 wt. % near the top. CaO decreases while Na_2O increases reflecting the changing plagioclase composition. Plagioclase compositions vary greatly depending on the degree of metamorphic re-equilibration and the stratigraphic position. K_2O (and Rb) increase up the complex, gabbros generally having quite low K_2O from 0.2–0.5 wt. %, but the K_2O , Rb and Ba contents increase

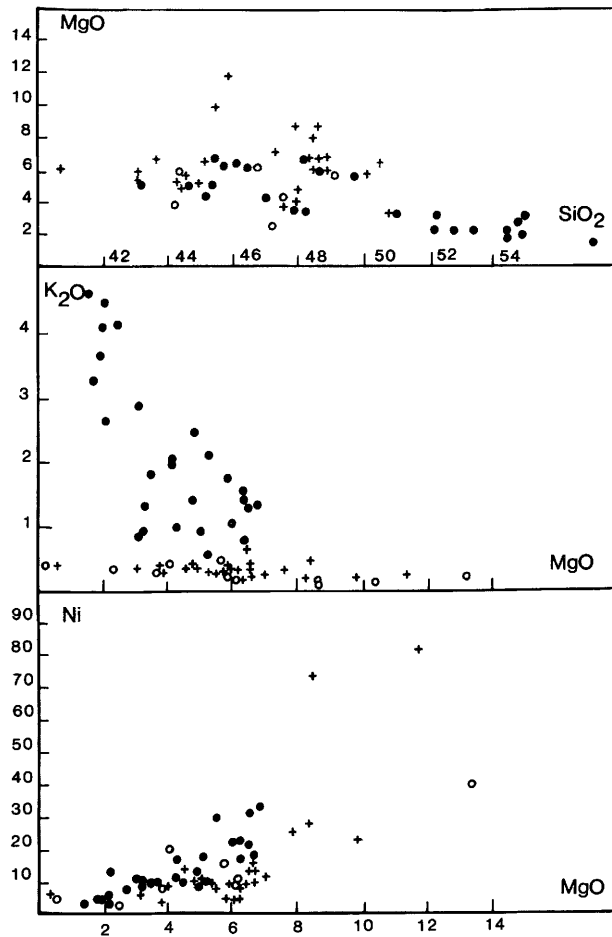


FIG. 7. MgO vs. SiO₂ and K₂O and Ni vs. MgO for the ULG-MG-diorite body. Symbols as in Fig. 6.

markedly with the presence of biotite which correlates with decreasing mg no. in the diorites (Fig. 7). Ba contents are quite high in all rocks and increase dramatically to 8000 ppm near the top of the body, where biotite may contain as much as 3 wt. % BaO. Zr is also very high in some diorites reflecting cumulus zircon. P₂O₅ varies within the gabbros depending on whether cumulus apatite is present or not. Ni tends to decrease with mg no. (Fig. 7) but levels are generally low, about 10 ppm. At the same MgO level, hornblende-biotite rich 'diorites' tend to have higher Ni than plagioclase rich gabbros. Hornblende changes from a brown kaersutite near the base to a green pargasitic hornblende near the top and in contrast to the LLG K₂O contents are moderate (1-2 wt. %).

The Sr vs. Ba plot (Fig. 9) shows the importance of plagioclase fractionation. In the LLG, Sr and Ba increase together, both being incompatible, whereas in the MG, Sr varies from about 250-900 ppm correlating with the modal percentage of plagioclase. Ba increases up the complex whereas in the diorites Sr is rather invariant, indicating the fractionating phase(s) had a $K_{Sr}^{min/liq}$ of about 1 and a $K_{Ba}^{min/liq}$ of <1. Plagioclase is the most likely phase. Some diorites with very high Ba contain biotite as a cumulus phase for which K_{Ba} is about 3.

In contrast to the LLG, TiO₂ vs. Zr shows considerable scatter reflecting the presence of cumulus ilmenite or magnetite. Y contents are generally quite low, reaching a maximum of 35 ppm in some hornblende-rich 'diorites'. Zr/Y

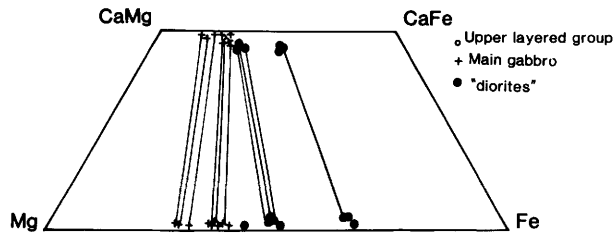


FIG. 8. Pyroxene compositions plotted in part of the Ca–Mg–Fe triangle. Tie lines join grains from the same sample.

ratios are very high: excluding samples with zircon, Zr/Y is an average of about 7.5. The levels of Y and HREE do not increase much up the section. Nb reaches a maximum of 10 ppm, which is low relative to other trace elements such as LREE, Ba and K. This together with the very high Ba is characteristic of calc-alkaline suites (e.g. Pearce 1983).

REE chemistry

REE data for sixteen samples from the ULG, MG and 'diorite' are presented in Fig. 10 a–d and Table 3. All samples have very large positive Eu anomalies, the largest being in plagioclase-rich samples. The ULG samples (IV323 an anorthosite, and IV322 a plagioclase-olivine gabbro) have low total REE abundances which are very similar to some Proterozoic massif anorthosites (Simmons & Hanson 1978) and to plagioclase separated from massif anorthosites (Griffin *et al.* 1974). The smallest Eu anomalies and highest REE abundances occur in biotite-rich gabbros in the transition zone between the MG and true diorites. In general the REE patterns are parallel and increase up the body, which may reflect increasing REE contents in the residual liquids in equilibrium with the more evolved cumulates. IV145 a plagioclase-rich gabbro from the MG has higher REE content than IV322, a gabbro from the ULG with similar plagioclase content.

The textural evidence that the main fractionating phase was plagioclase with olivine, minor pyroxene, apatite and ilmenite and, at a late stage, biotite and zircon, is confirmed by the REE data. Ce correlates quite well with Yb, with the exception of three Yb-rich samples from the transition zone between MG and diorite. There is no systematic change of Ce_N/Yb_N with fractionation, which would be expected if hornblende or garnet were fractionating phases. Zircon, which appears in the biotite-rich gabbros would deplete the evolved liquids in HREE. Gabbros with abundant apatite, tend to have slightly higher REE contents than apatite-free samples.

Isotopic composition

Thirteen samples spanning the 'stratigraphic' section collected in both Val Sesia and Val Mastallone have been analysed (Table 2). All samples have high present-day $^{87}Sr/^{86}Sr$, irrespective of their major element composition. Except for the diorites, Rb/Sr ratios are very low resulting in negligible age correction for *in situ* decay of ^{87}Rb . Thus the ULG–MG–diorite unit is unexpectedly characterized by a fairly radiogenic Sr isotope composition, quite different from 'normal' mantle-derived rocks. In a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{87}Rb/^{86}Sr$ plot (Fig. 11a), the ultramafic and gabbroic rocks cluster in an elliptical domain elongated parallel to the $^{87}Sr/^{86}Sr$ axis, while diorites define a slightly concave down curve. It is not possible to obtain any age information from the Rb/Sr systematics, but it is worth mentioning that a tie-line between the most evolved (in terms of Rb–Sr) mafic rock (GM90) and the most evolved diorite (Mas0) would correspond to a 'date' of 320 Ma.

Nd measurements exhibit less radiogenic $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios than the chondritic value. In contrast to the LLG they show considerable scatter in an isotope evolution diagram (Fig. 11b) and cannot be fitted to a straight line. This implies either late disturbances of the whole-rock Sm–Nd system or a large initial isotope heterogeneity, or both. As the whole-rock Sm–Nd system is generally considered fairly resistant to resetting, it can be reasonably considered that the ULG–MG–diorite body was highly heterogeneous with respect to Nd isotopes.

Model ages relative to a reservoir with chondritic characteristics (T_{CHUR} , De Paolo & Wasserburg 1976; McCulloch & Wasserburg 1978) range between 0.5 and 1.0 Ga, with the majority clustering between 0.6 and 0.8 Ga. Ages calculated relative to a model depleted mantle source (De Paolo, 1981a) are of course significantly older (1–1.5 Ga). However both calculations assume a simple two-stage history, which is unlikely in this case. The geological age of the ULG–MG–diorite body is not well constrained as yet: three a priori

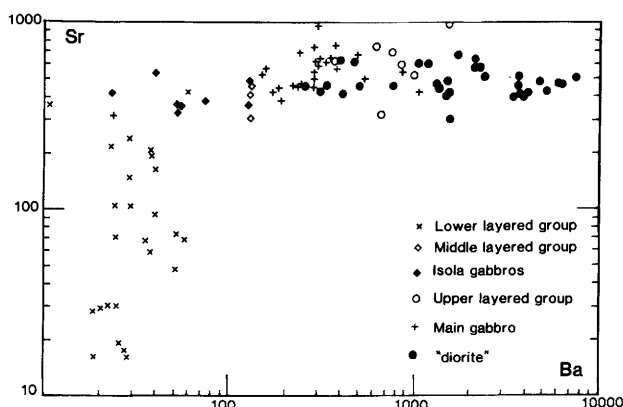


FIG. 9. Sr vs. Ba for all samples analysed.

geological ages have therefore been considered for computation of the initial ϵ_{Sr} and ϵ_{Nd} . Firstly, 600 Ma, which is the age suggested for the neighbouring LLG (Fig. 4), although the LLG is different from both the trace element and isotopic points of view. Secondly, 480 Ma, which could be the age of the peak of granulite-facies metamorphism, according to Hunziker & Zingg's (1980) interpretation of Rb–Sr data on large whole-rock samples. Several authors suggest that the granulite-facies metamorphism and emplacement of the mafic complex were contemporaneous (Schmid & Wood 1976). Thirdly, 300 Ma, which is also a possible age, as indicated by U–Pb data from zircons and monazites (Köppel 1974). There is no consensus concerning the interpretation of these data. Hunziker & Zingg (1980) interpret all the data in terms of very slow cooling from the inferred peak of metamorphism at c. 480 Ma to about 180 Ma (the closure of K–Ar systems).

In every case the ULG–MG–diorite body has initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respectively less and more radiogenic than bulk earth at the time considered, pointing to a bulk long term LREE and LILE enrichment of its source material. The only possible exception is sample MAS5, for which a positive ϵ_{Nd} is calculated at 600 Ma; however, a distinctly positive ϵ_{Sr} (+56) remains, so that this sample would have an unusual position in an $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ plot. Owing to its low Sm/Nd ratio ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ is very different from the chondritic value), this sample is quite sensitive to age correction, and its discrepant ϵ_{Nd} could suggest that 600 Ma does not represent a proper age for correction of *in situ* decay of ^{147}Sm . A total spread of seven ϵ_{Nd} units is found at 600 Ma, against 4.8 at 480 Ma and 3.4 units at 300 Ma.

The major isotope feature of the ULG–MG–

diorite body, whatever its age, is the position of the data points in the negative ϵ_{Nd} , positive ϵ_{Sr} quadrant of the $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ diagram (Fig. 5). Such a position is unusual for mantle derived rocks, and points either to a source enriched in Rb and LREE for a long time before magma generation, or to significant contamination of more 'normal' depleted mantle material by crustal components with high ϵ_{Sr} and low ϵ_{Nd} (e.g. Hawkesworth *et al.* 1983). It is worth noting that no clear relationship between rock type, or 'stratigraphic' position, and position on the $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ can be seen.

Petrogenesis

The major, trace element and REE data are all consistent with the ULG and MG being $\text{plag} \pm \text{ol} \pm \text{ap} \pm \text{ilmt} \pm \text{opx} \pm \text{cpx}$ cumulates; with pyroxenes being only minor cumulus phases. Hornblende is present as an intercumulus phase. This assemblage is characteristic of low pressure fractionation, in contrast to the LLG, which is dominated by clinopyroxene fractionation. Towards the top of the body, zircon and biotite become fractionating phases. The fractionation of large amounts of plagioclase has restricted the SiO_2 enrichment of more evolved compositions. Late stage cumulates are enriched in Ba, Zr, and K_2O .

The growth of garnet and pyroxene + spinel reaction coronas between plagioclase and olivine and the recrystallization of some gabbros to two pyroxene granulites suggests the lower parts of the body recrystallized at about 750°C and about 7–7.5 kbar (Sills 1984). This either means the body was buried and recrystallized after emplacement, or it was emplaced at these depths and the coronas grew during slow cooling from igneous

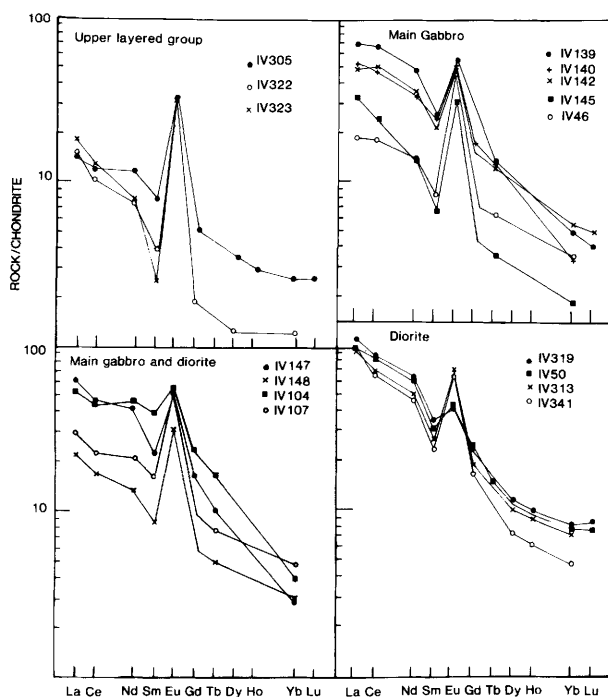


FIG. 10. Chondrite normalized REE plots for the ULG-MG-diorite body.

temperatures. As deformation in the upper part of the MG is localized and igneous textures are commonly preserved, we favour the latter interpretation.

It is interesting to attempt to estimate the composition of the parental liquid. The AFM plot, Ba and Nb suggest calc-alkaline affinities. The very low levels of Ni and Cr, even in olivine bearing samples suggests the liquid had low abundances of these elements. The chemistry suggests that even the most evolved rocks are cumulates. The changing composition of the minerals (e.g. the wide range in mg no., Fig. 8) suggests that the liquid in equilibrium with successive cumulates had evolved.

There are no chilled margins so the composition of the parental liquid must be estimated from the composition of the cumulates. As there is some growth of new minerals during metamorphic re-equilibration, particularly in olivine-bearing samples, the original igneous mineralogy has been inferred from the CIPW norms (Table 1). Trace element concentrations, in particular REE, have been calculated for those samples with low levels of incompatible trace elements, that can reasonably be inferred to have low amounts of intercumulus liquid. Samples with low levels of

P_2O_5 have been chosen as the $K_{REE}^{ap/liq}$ depends critically on the liquid composition (Watson & Green 1981). Partition coefficient data are from Drake & Weill 1975; Arth 1976; Pearce & Norry 1979 and Watson & Green 1981.

There is a fair range of permitted values depending on the proportion of intercumulus liquid assumed and on the value of K_D chosen. However, all the calculations give liquids with LREE-enriched patterns and small positive Eu anomalies. The level of LREE ranges from 60–100 times chondrite and HREE from 5–10 times chondrite. These patterns are very similar to some of the biotite-rich gabbros on the transition zone between gabbros and diorite, such as IV50, IV319 and IV104 (Table 1, Fig. 10). The liquid may have had about 500 ppm Sr and 300–500 ppm Ba. The levels of Ni and Cr in the liquid were probably low, which together with the low mg no. of olivine and the generally low MgO contents of the gabbros, suggest that the liquid was probably intermediate in composition, possibly andesite.

Isotopic constraints

Several occurrences of mafic intrusions contaminated by crustal material are well documented

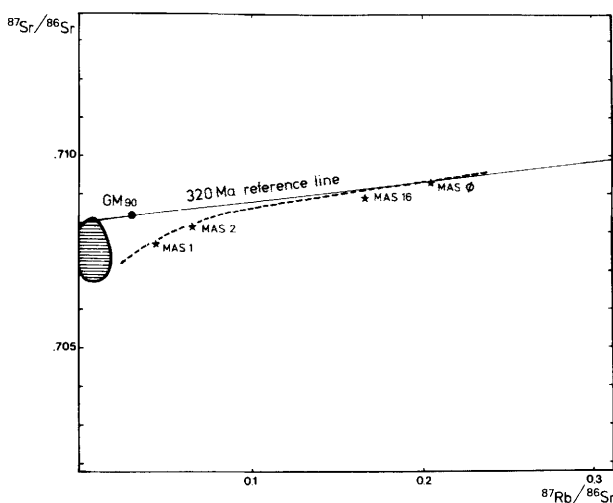


FIG. 11a. Sr isotope evolution diagram for the ULG-MG-diorite body. Data points for the gabbroic cumulates plot in the hatched area, with the exception of GM90. * are diorite samples.

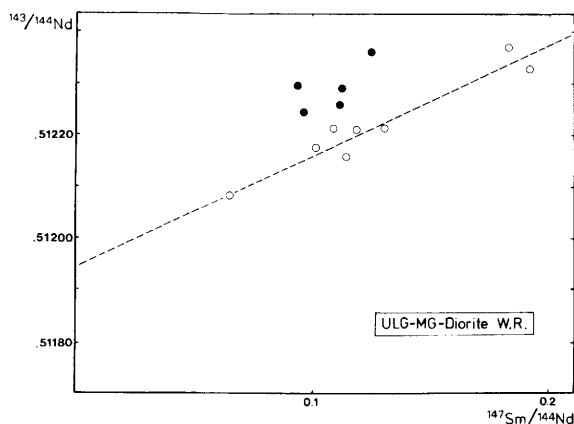


FIG. 11b. Nd isotope evolution diagram for the ULG-MG-diorite body (whole rock). The regression line through 8 data points corresponds to age of 330 Ma.

(Gray *et al.* 1981; Zindler *et al.* 1981). In the present case of a deep seated intrusion in already hot country-rocks affected by high grade metamorphism, contamination by bulk assimilation or by mixing with silicic partial melts would seem likely. Grove & Baker (1984) show large amounts of country rock can be assimilated by a magma undergoing fractional crystallization.

The data points define an elliptical domain in the $\epsilon_{\text{Sr-Nd}}$ plot with a steep slope (Fig. 5). This internal variation could possibly be explained as a result of variable degrees of contamination of a mafic, high Sr/Nd melt by crustal components

with a much lower Sr/Nd (De Paolo & Wasserburg 1979). The presence of metasedimentary xenoliths within the diorite attests to the likelihood of this process.

In order to assess the contamination hypothesis more quantitatively, eight samples of metasedimentary rocks and derived mobilizates from the country rocks to the complex have been analysed (Table 2) so that the isotopic range of likely contaminants could be evaluated. It is manifest that these rocks are variable both in their isotope characteristics (ϵ_{Nd} from -7 to -11 at 300 Ma) and concentrations (Sr 75–500 ppm, Nd 10–60

ppm). More particularly, Sr/Nd ratios, which are an important parameter in mixing models, scatter widely (1–46). With the exception of IV374, an amphibolite facies-metasediment, samples display low Rb/Sr ratios, typical of the granulite-facies. The definition of the isotope characteristics of the local contaminant is dependent on the age chosen. Again ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} have been computed for the three possible ages, 600, 480 and 300 Ma; however, mixing calculations have been performed for the 300 Ma situation only because of the best grouping of the ULG–MG–diorite data points obtained at this time, and because leucosomes (some of which are discordant) are not likely to be older than the Hercynian event recorded by the U–Pb system of zircons and monazites. However, if the data for the older ages are used, the conclusions are unaffected.

The large variability of Sr/Nd displayed by analysed metasediments and leucosomes allows a large flexibility in bulk mixing models. However to account for the steep trend of the ULG–MG–diorite data in the $\epsilon_{\text{Sr-Nd}}$ diagram, mixing curves characterized by large $R(=(\text{Sr}/\text{Nd})_{\text{mafic melt}}/(\text{Sr}/\text{Nd})_{\text{contaminant}})$ have to be proposed, viz. $2 \leq R \leq 10$ for an initial magma plotting near the ‘depleted mantle field’, or $5 \leq R \leq 20$ for an initial magma with $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 0$, $\epsilon_{\text{Sr}} \sim 40$. If Sr/Nd of 10–20 is taken as a reasonable estimate for the primary mafic melt, the situation with high R requires fairly low Sr/Nd for the contaminants, which is not in good agreement with the likely contaminants (Table 2). Moreover, taking into account the likely absolute Sr and Nd contents of mafic melt and metasedimentary material, a bulk assimilation process would require a very large amount of contamination which is not permitted by major and trace element data (i.e. 30–60% if the starting magma had $\epsilon_{\text{Nd}} = +3$, $\epsilon_{\text{Sr}} = 0$; 10–15% if $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ and $\epsilon_{\text{Sr}} = 40$, with $\text{Nd}_{\text{mafic melt}} = 25$ ppm, $\text{Sr} = 400$ ppm, $\text{Nd}_{\text{contaminant}} = 30$ –60 ppm, $\text{Sr} = 100$ –300 ppm).

These difficulties are even greater if the highly probable mechanism, combined assimilation and fractional crystallization (AFC) (De Paolo 1981b) is considered. In the present case where plagioclase fractionation is the dominant process, the bulk distribution coefficients, D_{Sr} and D_{Nd} , are > 1 and < 1 respectively. This means the shift in ϵ_{Nd} will be much smaller than the concurrent shift in ϵ_{Sr} (De Paolo, 1981b), e.g. for a mass assimilated/mass crystallized $M_a/M_c = 0.1$, and for $D_{\text{Sr}} = 2$, $D_{\text{Nd}} = 0.15$, a 20 ϵ_{Sr} displacement is correlated to a shift of only 1 ϵ unit in ϵ_{Nd} . Thus if the spread in ϵ_{Sr} of about 20 units exhibited by the ULG–MG–diorite body is ascribed to an AFC process, the concurrent effect on the Nd isotopes is not enough to account for the observed spread of 3.5 ϵ_{Nd} units. The lack of any obvious relation-

ship between the stratigraphic position and the isotopic composition also argues against a significant amount of contamination. It is however acknowledged that the most obvious effects of crustal contamination, such as enhanced Rb and K_2O contents, are less likely to be observed in cumulates than in the evolved liquids, but Gray *et al.* (1981) did observe an increase in silica saturation in contaminated gabbros, marked by increased orthopyroxene. In the MG–diorite body there is no correlation between the degree of contamination indicated by the isotope data and the amount of opx, K_2O , Rb or Ba. It is possible that the onset of biotite fractionation was induced by a certain amount of crustal assimilation which increased the K_2O , Rb and H_2O contents of the magma, but the biotite-bearing samples are not obviously more contaminated, in terms of their isotopes, than other samples. The garnet-bearing samples in the top few metres of the diorite may reflect contamination, but unfortunately we have no isotope analyses of these. The more unusual features of the diorites such as high Ba and Zr cannot be due to sediment contamination as these elements are very much higher in the diorites.

In conclusion, although contamination is likely to have affected the ULG–MG–diorite body, this process alone cannot explain all the isotopic features, in particular the large spread in ϵ_{Nd} . We must therefore consider the possibility of some kind of isotopic heterogeneity and the long-term enrichment of the ULG–MG–diorite source.

Old enriched mantle domains commonly exhibit the isotopic features ascribed to contamination by continental crust (Hawkesworth *et al.* 1983), and the possibility that the primary magma for the ULG–MG–diorite originated from such a source must be considered. Indeed, enriched phlogopite–peridotite does exist in the Finero massif (Ernst 1978). This type of peridotite has very high Rb/Sr ratios and the same problems are encountered in attempting to explain the wide spread in ϵ_{Nd} values as for the crustal contamination model. Hawkesworth *et al.* (1983) show that the mantle underlying some Karoo basalts has very negative ϵ_{Nd} for only very small positive ϵ_{Sr} . A liquid derived from this type of mantle which then suffered some crustal contamination might have isotopic characteristics resembling the parental liquid to the ULG–MG–diorite body.

As the contamination hypothesis is not really satisfactory and the enriched mantle hypothesis highly speculative, we have to examine other possible models for the genesis of the ULG–MG–diorite body. A two-stage model, involving two events widely separated in time and an intermediate reservoir between typical mantle and crust, could account for the available chemical and

isotopic data. Firstly, consider the generation of a LREE-enriched, rather high Rb/Sr mafic reservoir from an undepleted or slightly depleted mantle, which would evolve to positive ϵ_{Sr} and negative ϵ_{Nd} with time. Secondly, melting of this reservoir to produce a calc-alkaline magma which was intruded into the lower crust and fractionated extensively to produce the ULG–MG–diorite body. The time of residence required in the mafic reservoir depends on the degree of LREE and Rb/Sr enrichment which occurred during the first event. It is possible to consider an island arc tholeiite protolith with mildly enriched LREE patterns (Nd *c.* 20 times chondrite, Sm *c.* 15 times chondrite, i.e. with a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of *c.* 0.14; cf. Ishizaka & Carlson 1983). Such a material would develop *c.* $-2 \epsilon_{\text{Nd}}$ units per 100 Ma. If it is considered that assimilation during emplacement of the ULG–MG–diorite caused only a minor effect ($\leq 1 \epsilon_{\text{Nd}}$), the initial values at 300 Ma of -2 to -6 show that the LREE enriched protolith(s) had to exist for at least 100–300 Ma, if it itself had a chondritic source. If this were derived from a depleted mantle these residence times are underestimates. The range of ϵ_{Nd} could be ascribed either to a variable Sm/Nd in the protolith, or to variable residence times, or both. Similar calculations show that a shift of 20 ϵ_{Sr} units could have developed in a time of 300 Ma in a reservoir with an Rb/Sr of 0.12 (cf. island arc basalts, Ishizaka & Carlson 1983).

The two stage evolution discussed above has some similarity to Green's (1982) model for the genesis of calc-alkaline andesites. It could involve the generation (and underplating?) of an hydrous basaltic parent, enriched in trace elements, 600–700 Ma ago, the later partial melting of which *c.* 300 Ma ago would produce a low Ni, low Nb, high Al, high Ba liquid with enriched isotopic characteristics. Other models such as the melting of a mixed amphibolite–metasedimentary pile as proposed for Hercynian granitoids elsewhere (Michard-Vitrac *et al.* 1980) might be appropriate, but we lack isotope data on the amphibolites in order to test this hypothesis. It is worth noting that the high-K, high Rb/Sr, *c.* 280 Ma old granites of the Strona Ceneri zone (e.g. Baveno, Mte Orfano; Fig. 1) have initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of about 0.708 (Hunziker & Zingg 1980), essentially similar to that of the ULG–MG–diorite, and it is tempting to infer some genetic links between them. Preliminary Sm–Nd data suggests a similar spread of negative ϵ_{Nd} values. If such a hypothesis is viable, these high level granites could represent the residual liquids which escaped after extensive fractionation in the lower crust to form the ULG–MG–diorite body. This hypothesis still requires further work, in particular precise dating of the

ULG–MG–diorite body and a geochemical study of the granites.

Discussion and conclusions

Despite the many problems still unresolved, we can say that the ULG–MG–diorite is a cumulate body derived from a LREE and Ba-enriched calc-alkaline melt, probably of andesitic composition, which was emplaced and fractionated in the mid to lower continental crust. Isotope data show that the source was heterogeneous, but the present data are unable to distinguish between a variably enriched mantle source or a two stage model involving the remelting of an intermediate mafic reservoir. The extent of crustal contamination is also uncertain. It is hoped that O and Pb isotope data will help the resolution of these uncertainties.

The sequence of events in the Ivrea Zone seems to be firstly the deposition of a series of metasediments, now extremely highly deformed and intercalated with amphibolites, possibly in an accretionary wedge (Sills & Tarney 1984). These sediments were then intruded by (and possibly partially assimilated by) an andesitic melt which fractionated extensively to form the ULG–MG–diorite body. The lower layered group and Bal-muccia peridotite were emplaced together, but we do not know whether they originally underlay the metasedimentary sequence or whether they were emplaced at a later stage. One of the main agents of crustal growth in the Ivrea Zone is thus seen to be the addition of a crustal magma chamber (which may possibly be related to the Hercynian granitoids?).

The main conclusions are:

- (1) The lower layered group consists of clinopyroxene dominated cumulates, which fractionated at high pressure. The parental magma was basaltic and derived from a time-integrated depleted mantle source at about 600 Ma.
- (2) The ULG–MG–diorite body is completely independent of the LLG and is a plagioclase dominated cumulate body, fractionated from a LREE and Ba enriched calc-alkaline magma. The isotope data point to a heterogeneous source with long term enrichment in Rb and LREE.

ACKNOWLEDGEMENTS: CP would like to thank C.J. Hawkesworth for access to isotope facilities at the Open University and P. van Calsteren and A. Gledhill for instruction and guidance during the Nd-analyses. JDS would like to thank P.J. Potts and O.W. Thorpe at the Open University for INAA data and J.N. Walsh at

Kings College for ICP REE data. We would like to thank G. Rivalenti for supplying some of the samples and JDS is very grateful for the assistance of G.

Rivalenti, S. Sinigoi and F. Siena in the field. This study was undertaken whilst JDS was in receipt of a NERC research fellowship which is gratefully acknowledged.

References

- ARTH, J.G. 1976. Behaviour of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.* **4**, 41–7.
- BEN OTHMAN, D., POLVE, M. & ALLEGRE, C.J. 1984. Nd–Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, **307**, 510–5.
- BIGIOGGERO, B., BORIANI, A., COLOMBO, A. & GREGNANIN, A. 1978–79. The diorites of the Ivrea basic complex, Central Alps, Italy. *Mem. degli Inst. de Geol. e Min. Univ. Padova*, **33**, 71–85.
- DE PAOLO, D.J. 1981a. Neodymium isotopes in the Columbia front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**, 193–6.
- 1981b. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**, 189–202.
- & WASSERBURG, G.J. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 249–52.
- & — 1979. Petrogenetic mixing models and Nd–Sr isotope patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 615–27.
- DRAKE, M.J. & WEILL, D.F. 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid; an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 689–712.
- ERNST, W.G. 1978. Petrochemical study of lherzolite rocks from the western Alps. *J. Petrol.* **19**, 341–92.
- FERRARIO, A., GARUTI, G. & SIGHINOLFI, G.P. 1982. Platinum and palladium in the Ivrea–Verbano basic complex, western Alps, Italy. *Econ. Geol.* **77**, 1548–55.
- FOUNTAIN, D.M. & SALISBURY, M.H. 1981. Exposed cross sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **56**, 263–77.
- GRAY, C.M., CLIFF, R.A. & GOODE, A.D.T. 1981. Neodymium–strontium isotope evidence for extreme contamination in a layered basic intrusion. *Earth Planet. Sci. Lett.* **56**, 189–98.
- GREEN, T.H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallisation of andesite. In: THORPE, R.S. (ed) *Andesites* (John Wiley), **4**, 465–87.
- GRIFFIN, W.L., SUNDVOLL, B. & KRISTMANNSDOTTIR, H. 1974. Trace element composition of anorthositic plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.* **24**, 213–223.
- GROVE, T.L. & BAKER, M.B. 1984. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *J. Geophys. Res.* **89**, 3253–74.
- HAWKESWORTH, C.J. & VAN CALSTEREN, P.W.C. 1984. Radiogenic isotopes—some geological applications. In: HENDERSON, P. (ed) *Rare Earth Geochemistry*. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, 375–421.
- , ERLANK, A.J., MARSH, J.S., MENZIES, M.A. & VAN CALSTEREN, P.W.C. 1983. Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern Africa. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press, Nantwich, 111–138.
- , HAMMIL, M., GLEDHILL, A.R., VAN CALSTEREN, P.W.C. & ROGERS, G. 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the high Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**, 240–54.
- HENDERSON, P. 1982. *Inorganic Geochemistry*. Pergamon, Oxford. 353 pp.
- HUNZIKER, J.C. & ZINGG, A. 1980. Lower Palaeozoic granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (southern Alps, northern Italy). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **60**, 181–213.
- ISHIZAKA, K. & CARLSON, R.W. 1983. Nd–Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, SW Japan: a clue to the origin of orogenic andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **64**, 327–40.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. 1980. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **50**, 139–55.
- KÖPPEL, V. 1974. Isotopic U–Pb ages of monazites and zircons from the crust–mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri Zones (S. Alps, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* **43**, 55–70.
- MCCULLOCH, M.T. & WASSERBURG, G.J. 1978. Sm–Nd and Rb–Sr geochronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1002–11.
- MEHNERT, K.R. 1975. The Ivrea Zone. A model for the deep crust. *N. Jb. Miner. Abh.* **125**, 156–99.
- MICHARD-VITRAC, A., ALBAREDE, A., DUPUIS, C. & TAYLOR, H.P. 1980. The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb and O studies on the Malateda igneous complex. Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* **72**, 57–72.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 757–75.
- PEARCE, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press, Nantwich, 230–49.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**, 33–47.
- POTTS, P.J., THORPE, O.W. & WATSON, J.S. 1981.

- Determination of the rare-earth element abundances in 29 international rock standards by instrumental neutron activation analysis: a critical appraisal of calibration errors. *Chem. Geol.* **34**, 331–52.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G. & ROSSI, A. 1975. The origin of the Ivrea–Verbano basic formation (western Italian Alps)—whole rock geochemistry. *Boll. Soc. Geol. It.* **94**, 1149–86.
- , —, — & SIENA, F. 1981a. Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea Zone of the western Alps. *J. Petrol.* **22**, 127–53.
- , —, —, — & SINIGOI, S. 1981b. Chromian spinel in the Ivrea–Verbano basic complex, western Alps, Italy. *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* **29**, 33–53.
- , —, —, SIENA, F. & SINIGOI, S. 1984. The layered series of the Ivrea–Verbano igneous complex, western Alps, Italy. *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* **33**, 77–99.
- SCHMID, R. & WOOD, B.J. 1976. Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea–Verbano Zone (northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**, 255–79.
- SHERVAIS, J.W. 1979. Thermal emplacement model for the Alpine lherzolite massif at Balmuccia, Italy. *J. Petrol.* **20**, 795–820.
- SILLS, J.D. 1984. Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, N.W. Italy. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **64**, 169–91.
- & TARNEY, J. 1984. Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with the metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, southern Alps, Northwest Italy. *Tectonophysics*, **107**, 187–206.
- SIMMONS, E.C. & HANSON, G.N. 1978. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 119–135.
- SINIGOI, S., COMIN-CHIARAMONTI, P., DEMARCHI, G. & SIENA, F. 1983. Differentiation of partial melts in the mantle: evidence from the Balmuccia peridotite, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* **82**, 251–9.
- THOMPSON, R.N. 1974. Some high pressure pyroxenes. *Mineral. Mag.* **39**, 768–87.
- VOSHAGE, H., HUNZIKER, J. & HOFMANN, A.W. 1983. Sm–Nd and Rb–Sr evidence for the evolution of the Ivrea Zone (southern Alps). *Terra Cognita*, **3**, 205.
- WALSH, J.N., BUCKLEY, F. & BARKER, J. 1981. The simultaneous determination of the rare-earth elements in rocks using inductively coupled plasma source spectrometry. *Chem. Geol.* **33**, 141–53.
- WATSON, E.B. & GREEN, T.H. 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the REE and Sr. *Earth Planet. Sci. Lett.* **56**, 405–21.
- WEAVER, B.L., MARSH, N.G. & TARNEY, J. 1983. Trace element geochemistry of basaltic rocks recovered at site 516, Rio Grande Rise, D.S.D.P. Leg 72. *In: Initial Repts. of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.*, **72**, 451–55.
- WOOD, D.A., JORON, J.-L., MARSH, N.G., TARNEY, J. & TREUIL, M. 1979. Major and trace element variations in basalts from the north Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project. Leg 58. A comparative study of back-arc basin basalts from Japan and mid-ocean ridges. *In: Initial Repts. of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.* **58**, 873–94.
- ZINDLER, A., HART, S.R. & BROOKS, C. 1981. The Shabogamo Intrusive Suite: Sr and Nd isotopic evidence for contaminated mafic magmas in the Proterozoic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **54**, 217–35.
- ZINGG, A. 1980. Regional metamorphism in the Ivrea Zone (southern Alps, N-Italy): field and microscopic investigations. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **60**, 153–70.

C. PIN, Lab. de Chron. des Terrains Crist. et Volc. (LA10), Université de Clermont-Ferrand, 5 Rue Kessler, 63068 Clermont-Ferrand CEDEX, France.

JANE D. SILLS, Department of Geology, University of Leicester, Leicester, LE1 7RH, UK.

GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE ISOTOPIQUES. — *Datation U-Pb sur zircons à 285 M.a. du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbanò (Italie).* Note de **Christian Pin**, présentée par Maurice Roques.

Une diorite prélevée à la partie supérieure du complexe basique majeur de la zone d'Ivrée a été datée à 285+7/-5 M.a. par la méthode U-Pb sur zircons. Le caractère syn-métamorphe de l'intrusion de ce complexe montre qu'un âge hercynien tardif doit être retenu pour le métamorphisme granulitique de la zone d'Ivrée. La contemporanéité de ce massif cumulatif basique mis en place en base de croûte, avec les granitoïdes intrusifs aux niveaux supérieurs suggère des relations génétiques étroites.

ISOTOPIC GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY. — 285 M.a. U-Pb zircons dating of the gabbro-dioritic complex of Val Sesia-Val Mastallone and late-hercynian age of granulite facies metamorphism in the Ivrea-Verbanò zone (Italy).

A diorite from the upper part of the Main Basic Body of the Ivrea-Verbanò zone yields a 285+7/-5 M.a. U-Pb zircons age. The emplacement of this mafic complex is generally considered as responsible for the granulite facies metamorphism of the Ivrea zone, which is therefore of late-hercynian age. Besides, it is worth to notice that this lower crustal cumulative mafic complex is coeval with granitoids plutons emplaced in the upper crust, and a genetic link is strongly suggested.

INTRODUCTION. — La zone Ivrea-Verbanò est située dans le Nord-Ouest de l'Italie, dans la courbure interne de l'arc alpin, dont elle est séparée par un accident majeur, la Ligne Insubrique. Des arguments géophysiques [1] montrent qu'une remontée très importante du Moho s'est produite sur le bord oriental de la Ligne Insubrique, et on considère généralement que les séries catazonales qui affleurent à cet endroit constituent un vaste panneau basculé exposant sur près de 10 km d'épaisseur une coupe de la croûte continentale inférieure ([2], [4]). À l'Est, la zone d'Ivrée est en contact tectonique avec la Série des Lacs (ou zone Strona-Ceneri), mésozonale, par l'intermédiaire de la Ligne de Pogallo [5].

CADRE GÉOLOGIQUE. — La séquence lithologique de la zone d'Ivrée est constituée par :

- une série d'origine supracrustale de paragneiss métamorphisés dans les conditions du faciès granulite (stronalites) au nord-ouest, et du faciès amphibolite profond (kinzigites) au sud-est. Cette série renferme également de nombreuses intercalations lenticulaires de taille modeste d'orthoamphibolites [6];

- un complexe basique majeur (« Main Basic Body » [7], [9]) regroupant de bas en haut une série rubanée de cumulats gabbroïques, pyroxénitiques et péridotitiques, et un corps principal de gabbros homogènes passant progressivement à des termes dioritiques [10];

- des massifs de péridotites à caractère de tectonites, adjacents à la Ligne Insubrique, et interprétés comme des écaïlles d'origine mantellique (par exemple, la péridotite de Balmuccia).

L'âge du métamorphisme granulitique pose un problème essentiel encore controversé, malgré de nombreuses études géochronologiques ([11] à [16]). Parmi les divers modèles proposés, résumés par Zingg [17], deux hypothèses principales sont en présence. Pour les uns [16], le pic du métamorphisme se serait produit dès l'Ordovicien (isochrone Rb-Sr à 478 +/- 20 M.a. obtenue sur un échantillonnage régional de paragneiss de grosse taille), et aurait été suivi par un refroidissement très lent jusqu'à l'époque tardi-hercynienne. Pour les autres, l'âge du métamorphisme granulitique serait hercynien, comme indiqué par les âges à 275-300 M.a. obtenus par intercepts inférieurs sur zircons et monazites concordantes, sur des échantillons de granulites paradérivées. Il est à remarquer que ces études radiométriques ont été réalisées sur des matériaux métasédimentaires pour lesquels l'interprétation des âges est souvent délicate.

Or, à la suite de Schmid et Wood [18], la plupart des auteurs s'accordent pour considérer que c'est l'intrusion du complexe basique majeur, dans un contexte déjà soumis à des conditions de faciès amphibolite, qui a causé le métamorphisme de faciès granulite de relativement basse pression. Il était donc particulièrement intéressant d'essayer de dater la mise en place du complexe basique, et d'obtenir ainsi de façon indirecte une bonne estimation de l'âge de la granulitisation.

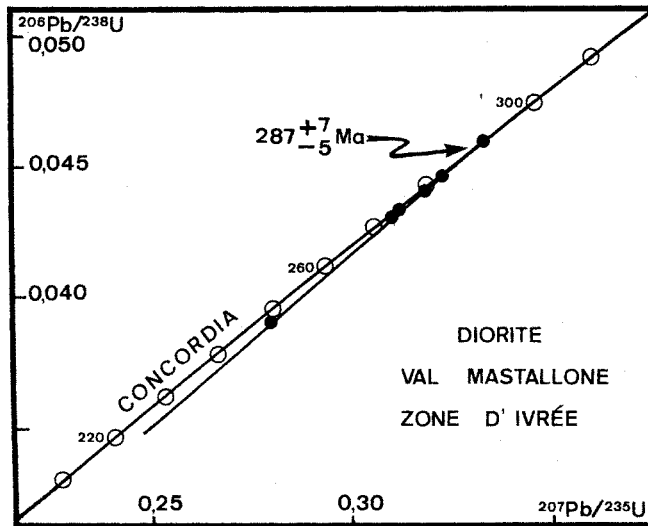


Diagramme Concordia. Constantes de désintégration utilisées :

$$\lambda^{235}\text{U} : 9,848\ 5 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}; \lambda^{238}\text{U} : 1,551\ 25 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}.$$

Concordia diagram. Decay constants:

$$\lambda^{235}\text{U} : 9,848\ 5 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}; \lambda^{238}\text{U} : 1,551\ 25 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}.$$

Le complexe basique majeur a été interprété par Rivalenti et coll. ([7], [9]) comme un vaste massif stratifié mis en place en base de croûte et différencié à partir d'un même magma. En fait, des études ultérieures ([19], [20]) ont montré que deux ensembles génétiquement différents, et séparés sur le terrain par un écran de métasédiments, devaient être distingués au sein de ce complexe :

- une série rythmique inférieure (env. 900 m d'épaisseur) composée de rubanements cumulatifs basiques et ultrabasiques, dérivant d'une liquide parent basaltique, et d'âge possible Précambrien terminal (isochrones Sm-Nd à env. 600 M.a. ([20], [21]);

- une partie supérieure, constituée par 500 m de gabbros rubanés, avec pyroxénites et anorthosites subordonnées, et par une énorme masse (env. 5 km d'épaisseur) de gabbros homogènes faisant place vers leur sommet à des monzogabbros et diorites [10]. L'étude géochimique et isotopique [20] montre que le liquide parent de ce second ensemble était probablement de nature andésitique, et avait pour origine une source enrichie en éléments incompatibles. Aucun âge Sm-Nd ou Rb-Sr n'a pu être obtenu.

RÉSULTATS. — L'échantillon étudié est une diorite de la partie supérieure du complexe basique majeur, prélevée dans le Val Mastallone 3 km en amont de Varallo, à mi-chemin entre Pte di Cervarollo et Pte della Gula. Les zircons, extraits d'un bloc d'environ 50 kg, sont bien cristallisés, limpides et de teinte rose orangé peu prononcée. Les inclusions sombres sont fréquentes. Six fractions individualisées en fonction de la granulométrie et de la susceptibilité magnétique ont été analysées selon la procédure chimique de Krogh [22], et au moyen d'un spectromètre de masse « Cameca TSN 206 S » équipé d'un multiplicateur d'électrons.

Les points représentatifs (tableau), reportés dans le diagramme $^{206}\text{Pb rad.}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb rad.}/^{235}\text{U}$ (fig.), sont très peu discordants et définissent un alignement dont l'intercept supérieur avec la courbe Concordia détermine un âge de $285 + 7 / - 5$ M.a. (2σ) [23]. Du fait du groupement des points près de l'intercept supérieur, l'intercept inférieur est entaché d'une grande marge d'erreur ($22 + / - 72$ M.a.), et ne diffère pas significativement de l'époque actuelle. Aucune signification géologique simple ne peut lui être attribuée. Le faible degré de discordance de ces zircons, pauvres en U, laisse peu de doute quant à l'interprétation géologique de l'âge à 285 M.a. qui doit être considéré comme celui de la formation des zircons lors de la cristallisation des diorites. Ces diorites passent

TABLEAU

Résultats analytiques. Les rapports $^{206}\text{Pb rad.}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb rad.}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb rad.}/^{206}\text{Pb rad.}$ ont une précision de 0,8, 1,2 et 0,4 %, respectivement. Composition isotopique utilisée pour la correction du Pb commun: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17,80; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,40; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37,35. Blanc de chimie: 0,5 ng Pb.

Analytical results. $^{206}\text{Pb rad.}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb rad.}/^{235}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb rad.}/^{206}\text{Pb rad.}$ are precise to 0.8, 1.2 and 0.4%, respectively. Isotopic composition used for common lead correction: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17.80; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.40; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37.35. Total chemical blank: 0.5 ng Pb.

Fractions	Concentrations ($\mu\text{g/g}$)		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré	Rapports corrigés		
	U	Pb rad		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{245}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
< 60 μm , NMO ⁰	123,7	6,04	5 741	0,045 95	0,330 4	0,052 16
60-80 μm , NMO ⁰	148,1	7,07	7 890	0,044 62	0,320 6	0,052 11
80-100 μm , NMO ⁰	99,3	4,66	3 098	0,044 24	0,317 1	0,051 99
100-120 μm , NMO ⁰	77,4	3,53	6 109	0,043 13	0,308 2	0,051 83
120-160 μm , NMO ⁰	90,6	4,15	4 417	0,043 43	0,310 0	0,051 98
80-100 μm , MO ⁰ -2 ⁰	129,7	5,33	3 200	0,038 70	0,277 4	0,051 98

progressivement aux gabbros sous-jacents, avec lesquels elles partagent des caractères géochimiques et isotopiques communs [20]. On peut donc admettre que l'âge à $285 \pm 7/-5$ M.a. est celui de la mise en place de l'ensemble du complexe basique majeur.

Ce complexe montre le passage de textures magmatiques préservées dans sa partie supérieure (à encaissant de faciès amphibolite), à une texture granoblastique équi-granulaire dans sa partie inférieure (à encaissant granulitique). En outre, les estimations thermo-barométriques ([24], [25]) indiquent des conditions de cristallisation de 700-800°C, 7-8 kb, en équilibre avec l'encaissant métasédimentaire. Il est par conséquent possible de conclure que le métamorphisme granulitique, contemporain des intrusions basiques, est d'âge hercynien tardif.

Ce résultat est en accord avec les données obtenues en plusieurs autres secteurs de la Chaîne Varisque qui montrent qu'un épisode granulitique d'assez basse pression généralisé a affecté la base de la croûte à l'époque tardi-hercynienne [26]. Il pose également le problème des relations génétiques probables entre les roches basiques de base de croûte et les plutons granitiques tardi-tectoniques des niveaux structuraux supérieurs (granites de Mt Orfano, Baveno, . . .). La contemporanéité de leur mise en place, et leur grande similitude isotopique ([16], [20]) suggère que l'hypothèse de l'existence de vastes complexes cumulatifs basiques à l'aplomb de certains massifs granitiques est tout à fait vraisemblable.

Reçue le 23 juin 1986.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] P. GIESE, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1968, p. 261-284.
- [2] K. R. MEHNERT, *N. Jb. Min. Abh.*, 125, 1975, p. 156-199.
- [3] H. BERCKHEMER, *Tectonophysics*, 8, 1969, p. 97-105.
- [4] D. M. FOUNTAIN et M. H. SALISBURY, *Earth Plan. Sc. Lett.*, 56, 1981, p. 263-277.
- [5] A. BORIANI et R. SACCHI, *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 28, 1973, p. 1-25.
- [6] J. D. SILLS et J. TARNEY, *Tectonophysics*, 107, 1984, p. 187-204.
- [7] G. RIVALENTI, G. GARUTI et A. ROSSI, *Boll. Soc. geol. Ital.*, 94, 1975, p. 1149-1186.
- [8] G. RIVALENTI, G. GARUTI, A. ROSSI, F. SIENA et S. SINIGOI, *J. Petrol.*, 22, 1980, p. 127-153.
- [9] G. RIVALENTI, G. ROSSI, F. SIENA et S. SINIGOI, *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 33, 1984, p. 77-99.

- [10] B. BIGIOGGERO, A. BORIANI, A. COLOMBO et A. GREGNANIN, *Mem. Ist. Min. Petr.*, Milano, Italy, 33, 1978, p. 71-85.
- [11] S. GRAESER et J. C. HUNZIKER, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1968, p. 189-204.
- [12] F. W. Mc DOWELL et R. SCHMID, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 1968, p. 205-210.
- [13] J. C. HUNZIKER, *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 31, 1974.
- [14] V. KÖPPEL, *Contr. Min. Petr.*, 43, 1974, p. 55-70.
- [15] C. J. ALLÈGRE, F. ALBARÈDE, M. GRUNENFELDER et V. KÖPPEL, *Contr. Min. Petr.*, 43, 1974, p. 163-194.
- [16] J. C. HUNZIKER et A. ZINGG, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 60, 1980, p. 181-213.
- [17] A. ZINGG, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 63, 1983, p. 361-392.
- [18] R. SMID et B. J. WOOD, *Contr. Min. Petr.*, 54, 1976, p. 255-279.
- [19] A. FERRARIO, G. GARUTI et P. SIGHINOLFI, *Econ. Geol.*, 77, 1982, p. 1548-1555.
- [20] C. PIN et J. D. SILLS, *Lower Crust Meeting*, Londres, 1984 et *Spec. Publ. Geol. Soc. London* (sous presse).
- [21] H. VOSHAGE, J. C. HUNZIKER et A. W. HOFMANN, *Terra Cognita*, 3, 1983, p. 205.
- [22] T. E. KROGH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1973, p. 485-494.
- [23] K. R. LUDWIG, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46, 1980, p. 212-220.
- [24] A. ZINGG, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 60, 1980, p. 153-179.
- [25] J. D. SILLS, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 64, 1984, p. 169-191.
- [26] C. PIN et D. VIELZEUF, *Tectonophysics*, 93, 1983, p. 47-74.

Département de Géologie et L.A. n° 10, C.N.R.S.,
Université de Clermont-Ferrand, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.

Evolution of the lower crust in the Ivrea Zone: a model based on isotopic and geochemical data.

ABSTRACT

This paper, which focuses on the lower crust in the Ivrea Zone, presents a critical review of published and new isotopic data concerning 1) the age and the origin of meta-sedimentary and meta-igneous protoliths, 2) the age and geodynamic significance of granulite facies metamorphism, and 3) the mechanism and timing of uplift of this lower crustal unit.

The composite character of the Main Basic Body, a typical feature of the Ivrea Zone, is emphasized. Besides the Balmuccia mantle peridotite (emplaced ca. 250 Ma) this body contains two, quite distinct units. The Lower Layered Group (LLG), ca. 600 Ma old, is a cumulate body with mildly depleted Sr and Nd isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.704$, $\text{ENd}_i=+1.7$), though Pb isotopes point to a crustal involvement (Cumming et al., 1987). The remainder of the complex ("Mafic Body", MB) is a plagioclase-dominated mafic cumulate, emplaced ca. 290 Ma. This fractionated from a LILE-enriched magma, with crustal Sr, Nd and O isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7070/0.7092$, $\text{ENd}_i=-2.9/-6.4$, $\delta^{18}\text{O}=+8/+11$). The continental crust-like character of the MB cannot be accounted for by in situ crustal contamination. Several hypotheses, not mutually exclusive, may be put forward; 1) large-scale mixing in the unexposed, lowermost crust, of mantle-derived magmas with crustal melts, 2) high degree of partial melting of a pre-Hercynian, heterogeneous crust, composed of metasediments and metabasalts, 3) melting of an anomalous mantle source, strongly enriched through massive recycling of crustal components, and 4) melting of foundered, initially supracrustal, mafic protoliths of Late Precambrian age. The Mafic Body bears close isotopic similarity with coeval granites, emplaced at higher crustal levels. It is suggested that these granites are residual liquids produced by extensive fractionation and that the Mafic Body represents the complementary crystals cumulates.

The amphibolites, forming elongated layers and boudins within the metasedimentary sequence, were previously subdivided into two groups, showing affinities with N-MORB and E-MORB, respectively. This partition is confirmed by Sm-Nd isotope data. The E-MORB-type metabasalts yield a line corresponding (if interpreted as an isochron) to a 511 ± 28 Ma (2σ) age, with $\text{ENd}_i=+3.4 \pm 0.2$. Assuming a similar age for the N-MORB-type group, ENd_i values between +5.2 and +6.7 are obtained. These results further substantiate an oceanic origin, as do Pb isotope data (Cumming et al., 1987). Although their ages are not markedly different, their contrasting isotopic ratios preclude any genetic link between these amphibolites and the LLG.

A tentative, geodynamic model is presented in an attempt to synthesize the available data. Formation of the LLG may have

occurred in a subduction-related environment, ca. 600 Ma ago. The association of oceanic basalts and sediments may have originated in an accretionary wedge. Alternatively, this association could have been formed through intrusion of dykes and/or sills into an opening basin, during an Early Paleozoic rifting episode. The Early Ordovician Rb-Sr ages, previously referred to the peak of granulite-facies metamorphism, are here interpreted in terms of homogenization linked to diagenesis or mild metamorphism.

On the basis of U-Pb zircon dating of the syn-metamorphic Mafic Body, the granulite facies episode is considered to have occurred near the Carboniferous-Permian boundary. This major, magmato-metamorphic period, occurred in an extensional regime and was a late-stage event relative to the Hercynian collision belt. It allowed the differentiation of a restitic/cumulative, comparatively mafic, lower crust and a more felsic, LILE-enriched, upper crust. It is inferred that the heat source required for this post-kinematic, high-T event, was provided by delamination of the upper mantle, with concomitant rise of asthenospheric material to shallow depths.

The uplift of the lower crust, to near surface level, occurred through crustal thinning in Permian-Triassic times. This might be interpreted as the consequence of tectonic unloading, accompanying a down-to-the-west normal detachment, as a prelude to the formation of the eastern, passive margin of the Ligurian Ocean. The final emplacement, and the strongly-dipping attitude of the Ivrea series, probably resulted from high-level, Alpine folding and back-thrusting during the Neogene.

(1) INTRODUCTION

A better understanding of the genesis and chemical evolution of the continents requires enhanced knowledge of the lower crust (about two thirds of the whole), and its interactions with both the mantle and the upper crust. However, the lower crust remains an enigmatic domain, due to the scarcity of samples and the lack of large-scale natural sampling processes (e.g. production of clastic sediments) such as have simplified geochemical modelling of the upper crust (Taylor & McLennan, 1985). So far, most geochemical studies have dealt either with granulite facies terrains from old shield areas, or with xenoliths scavenged by recent volcanic pipes and diatremes (e.g. Kay & Kay, 1981). These approaches are valuable and complementary, but suffer respectively from bias towards Archaean examples and lack of spatial control.

In this respect, the Ivrea Zone (Southern Alps, Italy) is an area of outstanding interest. This unit is located above a large, positive, gravity and magnetic anomaly interpreted in terms of a rise of the mantle to shallow depth (e.g. Berckhemer, 1969). It is considered that a cross-section of the Phanerozoic crust is exposed there. This section is characterized by the granulite/amphibolite facies transition, and a variation in bulk chemistry, as indicated by the

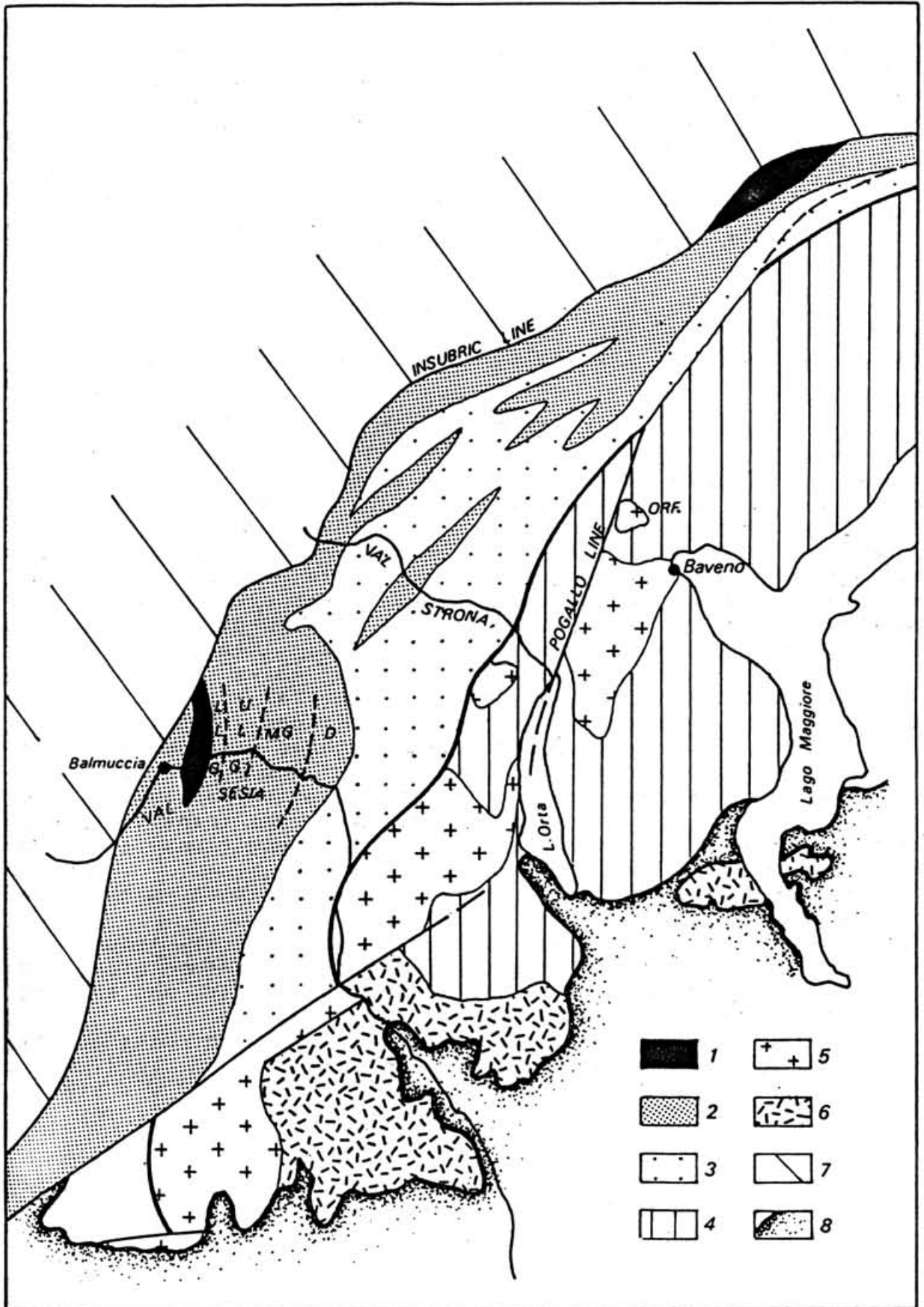


Fig. 1

decrease of the abundance of mafic rocks from the lower parts, in the west, to the upper levels in the east (e.g. Mehnert, 1975; Fountain & Salisbury, 1981).

Despite numerous multidisciplinary studies of this key-region (see review in Zingg, 1983, and more recent works quoted later), there remains considerable uncertainty as to its chronological development. Important pending questions concern:

- 1) the age and the origin of metasedimentary and metaigneous protoliths;
- 2) the age and geodynamic significance of granulite facies metamorphism;
- 3) the mechanism and timing of uplift of this lower crustal body.

In this paper, a critical review of the available data as well as new isotopic results are presented, together with a tentative model for the geologic evolution of the Ivrea Zone.

(2) BRIEF GEOLOGICAL OUTLINE

The Ivrea Zone consists of a steeply dipping sequence of metasediments and metabasites, which is separated from the Alps proper by the Insubric Line (Fig. 1 and 2).

Although calc-silicate rocks and marble lenses occur, the metasedimentary sequence mainly consists of highly deformed, pelitic to arenitic rocks. These are best exemplified in Val Strona, where they range from biotite-garnet gneisses (kinzigites) in the south-east to anhydrous, garnet-plagioclase-K-feldspar-sillimanite rocks (stronalites) in the north-west. They thus display a transition from amphibolite to granulite facies conditions (Schmid & Wood, 1976). The LILE-depleted character of these metasediments was emphasized by Sighinolfi & Gorgoni (1978) and Schmid (1978-79) who interpreted them as residues left after partial melting and extraction of a granitic component. The transition zone between amphibolite and granulite facies conditions is marked by abundant migmatites (Mehnert, 1975).

Two main kinds of mafic rocks are associated with these metasediments.

First, relatively thin (up to 100m thick) lenses of meta-igneous amphibolites and mafic granulites form elongated layers, interspersed with felsic metasediments, and showing the same degrees of deformation.

Secondly, massive metagabbros and ultramafic rocks occur. These form a huge mafic complex, 2 to 10 km thick, best developed in Val Sesia (Fig. 1 and 2). Rivalenti et al. (1975, 1981, 1984) studied this "Main Basic Body" and divided it, from bottom to top, into:

- the Balmuccia peridotite, of inferred mantle origin (Shervais, 1979, Rivalenti et al., 1981); (other peridotite massifs occur near both ends of the Ivrea Zone, at Baldissero and Finero);

- the Lower Layered Group (hereafter LLG), made up of deformed and partially recrystallized, prominently layered pyroxenites and pyroxene-rich gabbros, up to 600m thick. A

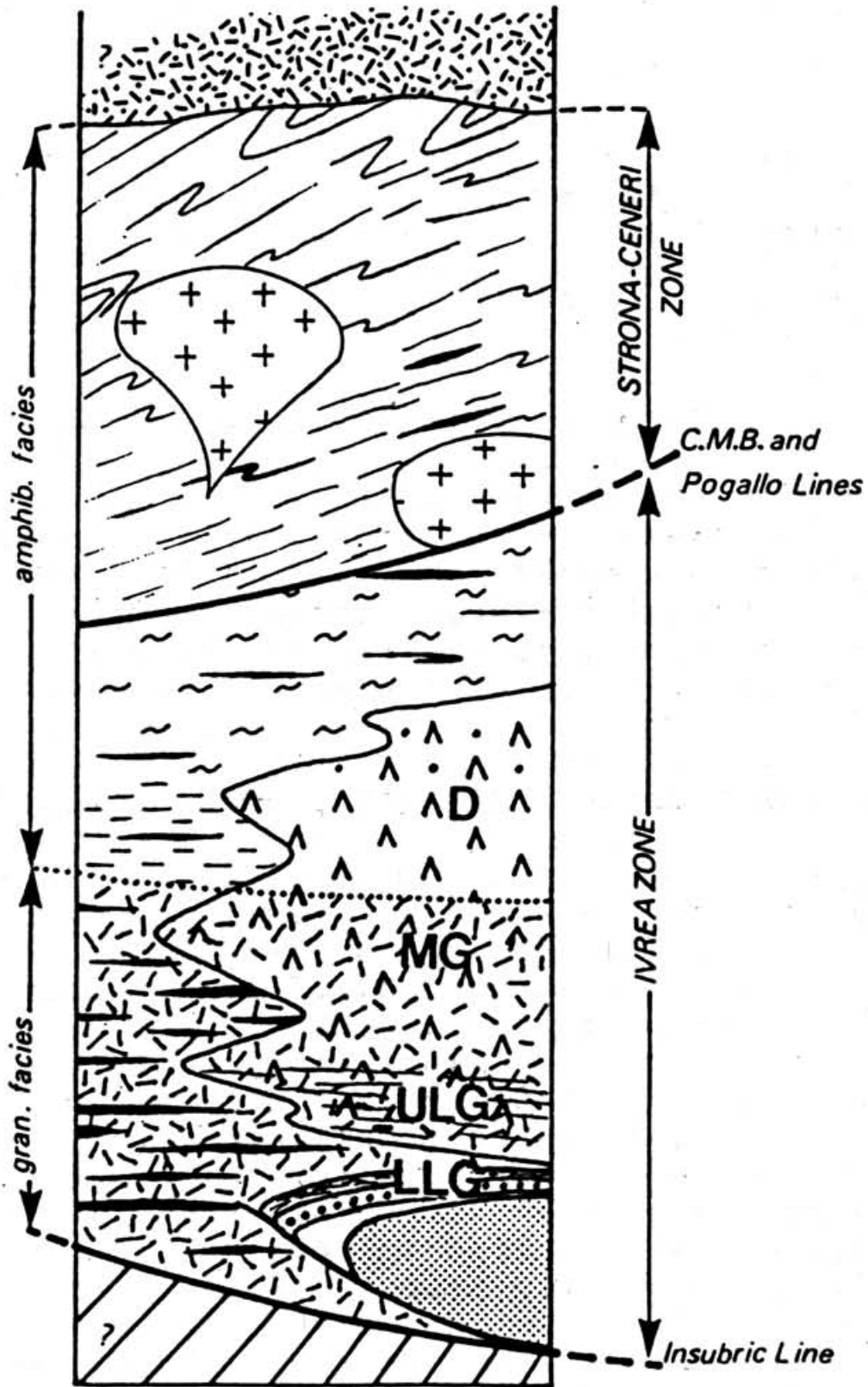


Fig. 2

strip of granulitic metasediments, or faults (Ferrario et al., 1982, Rivalenti et al., 1984), generally separate the LLG from:

- the Upper Layered Group (ULG), consisting of weakly deformed gabbroic, pyroxenitic and anorthositic layers, and
- the Main Gabbro (MG) and Diorite (D) formation, up to 6km thick, consisting of homogeneous, plagioclase-rich gabbros which grade, with increasing biotite content, into monzogabbros and diorites towards the top of the body (Biggiogero et al., 1978-79).

The preservation of igneous textures in the Main Gabbro and Diorites contrasts with the highly deformed character of the surrounding sediments. In the next sections, the last-mentioned units (ULG-MG-D) will be referred to as the "Mafic Body" (MB).

To the south-east, the Ivrea Zone is separated from the Strona-Ceneri Zone by two major faults, the Cossato-Mergozzo-Brissago (CMB) Line and the Pogallo-Lago d'Orta Line (Boriani & Sacchi, 1973), across which the deletion of as much as 15km of crustal section (Early Permian to Early Jurassic) has been proposed (Hodges & Fountain, 1984). As a result, the present-day profile cannot provide a complete cross-section of the crust. The Strona-Ceneri Zone is composed of amphibolite facies gneisses and mica schists, with subordinate amphibolites, intruded by high-level, post-tectonic granites of Late Hercynian age (ca. 280Ma, Boriani et al., 1987a).

(3) DISCUSSION OF THE CHRONOLOGICAL DATA

Most recent models for the evolution of the Ivrea Zone rely heavily on the assignment of the granulite facies episode to the Early Ordovician (Hunziker & Zingg, 1980). However, new radiometric data enable a different scheme to be put forward. In this section, these results will be reviewed and discussed in order to try to set up a new chronological framework.

(3.1) Sm-Nd data in the 600 Ma-500 Ma range

(3.1.1) Lower Layered Group: A Sm-Nd isochron at 596 ± 35 Ma (2σ , MSWD=1.99), with an initial ratio corresponding to $ENd=+1.7 \pm 0.2$ (uncertainty calculated with the "offset origin method" of Fletcher & Rosman, 1982) has been obtained on five whole-rock samples of the LLG (Pin & Sills, 1986). This line was constructed by including cumulate gabbro and ultramafic samples since these exhibit similar trace element features and are likely to be co-genetic and coeval. Although it would be worthwhile cross-checking this age by another method, it seems possible to interpret it as the crystallization age of this layered igneous body.

Voshage et al. (1987) also report a five point whole-rock isochron at 607 ± 19 Ma, with $ENd=0.4 \pm 0.3$. This line was drawn by grouping two samples from the Baldissero and Balmuccia mantle peridotites, and three metagabbros from the "Mafic Body" (i.e. ULG-MG-Diorite) which yielded a U-Pb zircon

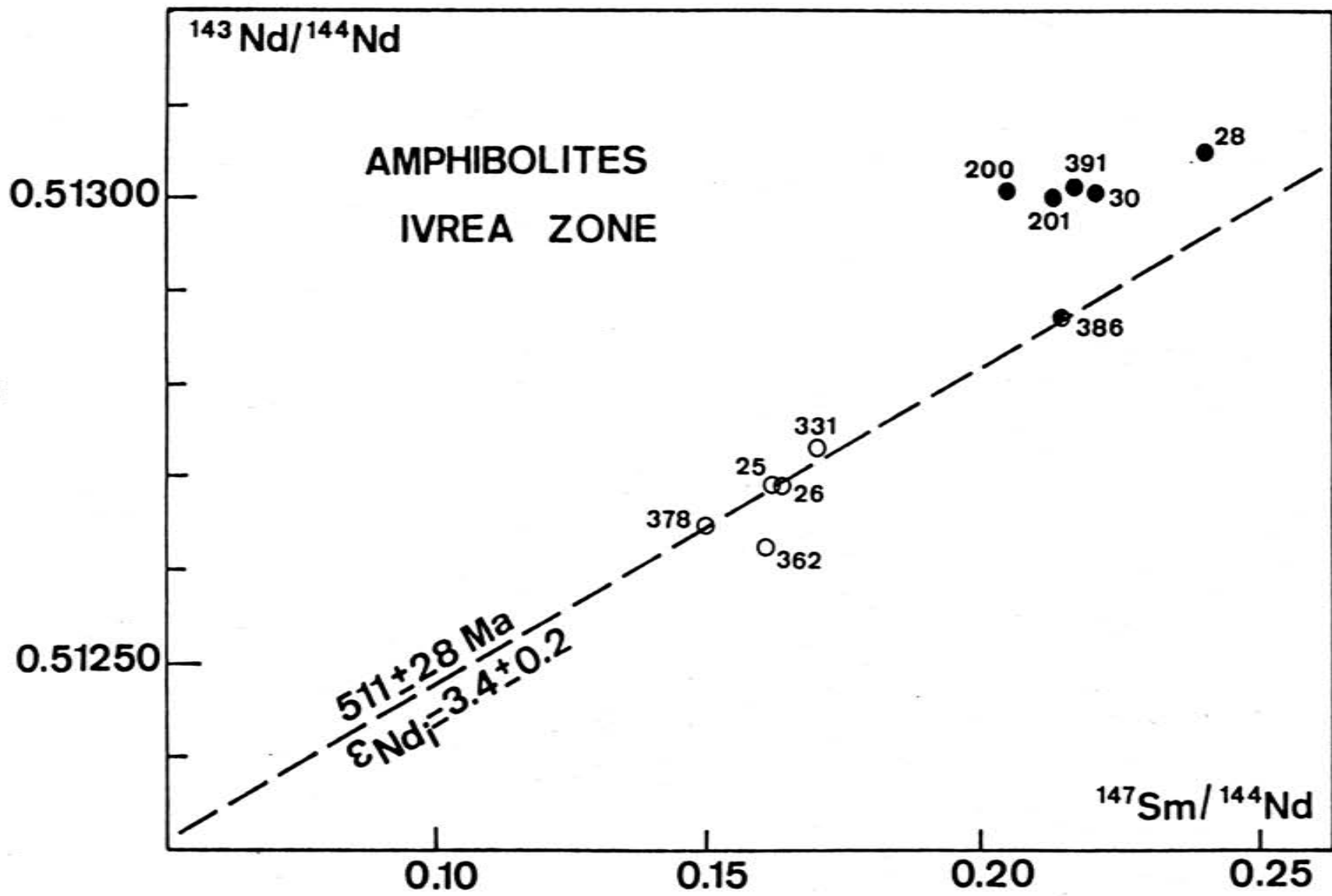
upper intercept age of 287 Ma for its upper, dioritic part (Pin, 1986 and section 3.3). It is obvious that the 607 Ma line cannot refer to the actual age of the mafic-ultramafic complex. If not fortuitous, this line could rather be ascribed (as Voshage et al. pointed out) to an early geochemical event within the mantle (i.e. a "mantle isochron"). In that case, the Baldissero-Balmuccia peridotites and the source of Val Sesia gabbros might have differentiated from a common source about 600 Ma ago. Geologically, this event could correspond to an internal differentiation, creating complementary enriched and depleted reservoirs from a parent, almost primitive ($ENd=0$) mantle. Alternatively, it could be an enrichment event caused by extraneous melts or fluids. In this case, the 607 Ma line could also be a mixing line of non-zero initial slope. It would then not directly date the enrichment event, which could be younger since such a mixing line would have a positive slope in a $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ diagram.

A regression line, calculated through the samples from the LLG (Pin & Sills, 1986) and the two mantle peridotite samples (Balmuccia and Baldissero) analysed by Voshage et al. (1987), would correspond, if interpreted as an isochron ($MSWD=3.36$), to a 560 ± 30 Ma (2σ) age, with an initial $ENd=1.8 \pm 0.2$. Discarding the more remote, Baldissero sample, a line ($MSWD=3.71$) corresponding to a 582 ± 43 Ma age with $ENd=1.7 \pm 0.2$ would be obtained. Making allowance for possible interlaboratory bias, these data might be consistent with the interpretation of the Lower Layered Group and the Balmuccia/Baldissero mantle peridotites as two complementary reservoirs which differentiated from a moderately depleted mantle, ca. 600 Ma ago. In this scheme, the mantle peridotites would represent the residue left after partial melting, while the LLG would represent a remnant of a deep, stratified, magma body.

(3.2.2) Amphibolites: On the basis of trace element data, Sills & Tarney (1984) and Mazzucchelli & Siena (1986) proposed that the amphibolites, occurring as elongate lenses and boudins, intercalated within the metasedimentary sequence, originated as ocean floor basalts. Two groups were distinguished, corresponding to N-type (depleted) and E-type (transitional or enriched) MORBs (Sills & Tarney, 1984). In order to put isotopic constraints on the origin of these amphibolites, and assess their possible relationships with the Main Basic Body, Sm-Nd analyses (Table 1) have been performed on representative samples, already studied for major and trace elements by Sills & Tarney (1984).

The subdivision of these mafic rocks into two groups (Dostal & Capedri, 1979; Sills & Tarney, 1984; Mazzucchelli & Siena, 1986) is substantiated by the isotopic data in a Sm-Nd isochron diagram (Fig. 3). The amphibolites having N-MORB-like trace element features, plot above those similar to transitional or E-type oceanic basalts. The sample IV 386, which plots in an intermediate position, was ascribed to the depleted group on the basis of its low incompatible element contents and its LREE-depleted pattern (Sills & Tarney, 1984). However, this sample differs from the other amphibolites that display similar degrees of LREE-depletion (e.g. IV 201 and IV

Fig. 3



391), by having much higher mg number and Ni (230ppm), Cr (600ppm) and CaO (16.5%) abundances. This suggests substantial accumulation of clinopyroxene and olivine. The low contents in incompatible elements, and the LREE-depleted pattern, could result from this cumulative character, and constitute only ambiguous evidence for the assignment of this sample to the N-MORB-like group.

Discarding sample IV 362, which plots distinctly below the other data points, a regression line through the E-type rocks would correspond to an imprecise, 614 ± 95 Ma (2σ) age with $ENd_i = 3.9 \pm 0.4$. Taking into account its peculiar features, sample IV 386 might be included in the best-fit line calculation, resulting in a line ($MSWD=2.46$) with a slope corresponding to an age of 511 ± 28 Ma (2σ) and an intercept equivalent to $ENd_i = 3.4 \pm 0.2$.

Considering the uncertainties of the isochron calculations, it would be desirable to confirm this age by independent evidence. This Sm-Nd linear array might have no time significance if the trend is due to some kind of crustal Nd addition. Contamination, possibly at the time of metamorphism, could have been favoured by the smaller thickness of these amphibolites compared to the layers exhibiting N-MORB affinity (Sills & Tarney, 1984). However, this hypothesis is supported neither by Pb isotope (Cumming et al., 1987) nor by trace element data (Sills & Tarney, 1984). Sample IV 362, displaying lower ENd_{511Ma} , might be interpreted as evidence of local crustal contamination processes.

When corrected for in situ radioactive decay of ^{147}Sm , the N-MORB type amphibolites would have ENd_{511Ma} ranging between +5.2 and +6.7. This is consistent with a marked, time-integrated LREE depletion of their mantle source. Voshage et al. (1987) analysed a kelyphite-bearing peridotite from a small occurrence, embedded within paragneisses in Val Strona. This rock has a similarly high ENd_{511Ma} (+7.3), and might belong to the same, N-MORB-like group.

To conclude, it can be inferred that the amphibolites embedded within metasediments were basalts which originated, probably in the Late Proterozoic-Early Paleozoic, from variously depleted oceanic mantle.

Although their ages may overlap, the differences in isotopic ratios preclude any direct genetic link between these amphibolites and the LLG ($ENd_i = +1.7 \pm 0.2$), a view also substantiated by the contrasting Pb isotope systematics (Cumming et al., 1987).

(3.2) The Ordovician Rb-Sr ages

Hunziker & Zingg (1980) reported a Rb-Sr whole rock date of 478 ± 20 Ma ($R_i = 0.7086 \pm 8$) on large samples (30-50 Kg) of paragneisses, collected over several kilometer long sections. They interpreted this as the age of the peak of metamorphism at granulite facies conditions. It is noteworthy that the amphibolite facies metasediments of the Strona-Ceneri Zone yield a similar isochron: 473 ± 29 Ma ($R_i = 0.7107 \pm 18$), also interpreted as the age of metamorphism (Hunziker & Zingg, 1980).

This interpretation meets with some problems, however, as it is not substantiated by the other radiometric data, which generally point to Hercynian ages. Moreover, according to Hunziker & Zingg's model, a very slow cooling period followed the granulite facies metamorphism, from 480 Ma to 280 Ma. This does not appear geologically plausible in the general framework of Median Europe. In fact, the interpretation of the isochron in terms of large-scale Sr isotope equilibration at the peak of metamorphism is non-unique. As Hunziker & Zingg (1980) noted, it is equally possible to refer Sr isochrons on metasediments to much weaker and earlier events such as sedimentation, or diagenetic dewatering. In that case, sea water, or pore fluids, would provide efficient vectors for isotopic homogenization. Incidentally, it may be pointed out that the initial ratio (0.7086 ± 8) lies within the range of Lower Ordovician sea-water isotopic compositions (Burke et al., 1982), making this hypothesis a viable alternative. Moreover, since this Rb-Sr age (478 ± 20 Ma) overlaps, within error, the Sm-Nd result obtained in this work on the interlayered amphibolites (511 ± 28 Ma), a depositional age as young as the Early Ordovician cannot be ruled out.

Boriani et al. (1985) reported a 466 ± 10 Ma (2σ), whole-rock Rb-Sr age for orthogneisses of the Strona-Ceneri Zone, interpreted as the age of magmatic emplacement. In connection with this magmatism, an anomalously high heat flow presumably prevailed and might have enhanced diagenesis, or caused a weak metamorphism of slightly older sediments (Boriani et al., 1985). This may lend support to the hypothesis that Sr isotope equilibration occurred during a thermal pulse linked to a magmatic episode.

Re-interpretation of Hunziker & Zingg's data in terms of either diagenesis or weak metamorphism would obviate the need for an improbable, protracted cooling between 480 Ma and Variscan times.

(3.3) Late Hercynian ages

A substantial body of evidence supports the importance of metamorphic events in Hercynian times s.s. (350-320 Ma) in the Southern Alps (Boriani & Giobbi Origoni, 1984, and Table 2). This metamorphic evolution was characterized by an early, Barrovian type, synkinematic phase. A widespread overprinting by higher T, lower P, post-kinematic parageneses is documented (Boriani & Giobbi Origoni, 1984).

The higher T/P gradient displayed by the second metamorphic phase, at medium crustal levels, is consistent with the dominantly post-kinematic character of the granulite facies event in the lower crust, as inferred from the typically granoblastic structures in the granulites.

Indeed, most radiometric data yield Late Hercynian ages (300-270 Ma). Examples include U-Pb lower intersections of zircons from paragneisses (Köppel, 1974), concordant monazites (Köppel, 1974; Köppel & Grünenfelder, 1978-79) and small scale whole-rock Rb-Sr isochrons (Graeser & Hunziker, 1968; Zingg & Hunziker, 1981).

Since 1980, however, the U-Pb data have been interpreted as

cooling ages, unrelated to the granulite facies metamorphism which was thought to be much older (Hunziker & Zingg, 1980). In large part, this problem arose from the difficulty of interpreting Concordia lower intersections of U-Pb zircon data.

Most authors recognize a close relationship between granulite facies metamorphism and the emplacement of mafic and ultramafic material, which presumably causes or accompanies the thermal peak (e.g. Schmid & Wood, 1976; Hunziker & Zingg, 1980; Rivalenti et al., 1981). The Main Basic Body in Val Sesia (Rivalenti et al., 1981, 1984; Ferrario et al., 1982; Mazzucchelli, 1983) displays a gradual change from well preserved magmatic structures and intrusive contacts at its top, to granoblastic textures at lower levels. This is consistent with a syn-metamorphic intrusion and cooling. The U-Pb analyses of zircons from the diorites, which form the upper part of this body, yield an upper intersection age of $287 \pm 7/-5$ Ma (Pin, 1986 and Fig. 4). Moreover, a 271 ± 22 Ma Sm-Nd age was obtained for a garnet/whole-rock pair on a gabbro sampled in the lower part of the Main Gabbro in Val Sesia (Voshage et al., 1987). This definitely places the emplacement of the Mafic Body close to the Carboniferous-Permian boundary. Therefore, as far as its genetic connection with the emplacement of the Mafic Body holds, the granulite facies metamorphism appears to be a Late Hercynian event. This is in agreement with the geological interpretations of Boriani (1983). Likewise, a 293 ± 13 Ma Rb-Sr whole-rock errorchron, obtained on the phlogopite-bearing peridotites from Finero and Balmuccia (Voshage et al., 1987), provides additional evidence for a Late Hercynian event. Voshage et al. (1987) favoured an interpretation in terms of alkali metasomatism by crustal fluids derived from the paragneisses. In contrast, Exley et al. (1982) found a mantle origin more likely for the K-rich fluids responsible for the formation of phlogopite peridotite. The three other, phlogopite-free, Finero samples analysed by Voshage et al. have markedly different, highly positive ENd values, irrespective of the age chosen for the calculation ($ENd_{290Ma} = +7.3/+7.5$; $ENd_{600Ma} = +3.9/+6.7$), pointing to long-term LREE-depletion of these rocks.

(3.4) Post-Hercynian ages

Late-Hercynian events did not close the geological evolution of the Ivrea Zone. This is indicated by a wealth of mineral radiometric ages ranging from 270 to 180 Ma. These ages are of great importance as regards the uplift history and the emplacement of the Ivrea Zone at near surface levels. In this section, the available data are summarized (Table 2), and some possible links with other events, recorded at higher levels in the Southern Alps, are suggested.

From the radiometric data, the most obvious feature is firm evidence for a ca. 250 Ma event, as indicated by:

1) precise Sm-Nd mineral isochrons obtained on both a "basic stronalite" at 240 ± 6 Ma (Polvé, 1983) and a garnet metagabbro (from the ULG) at 248 ± 8 Ma (Voshage et al.,

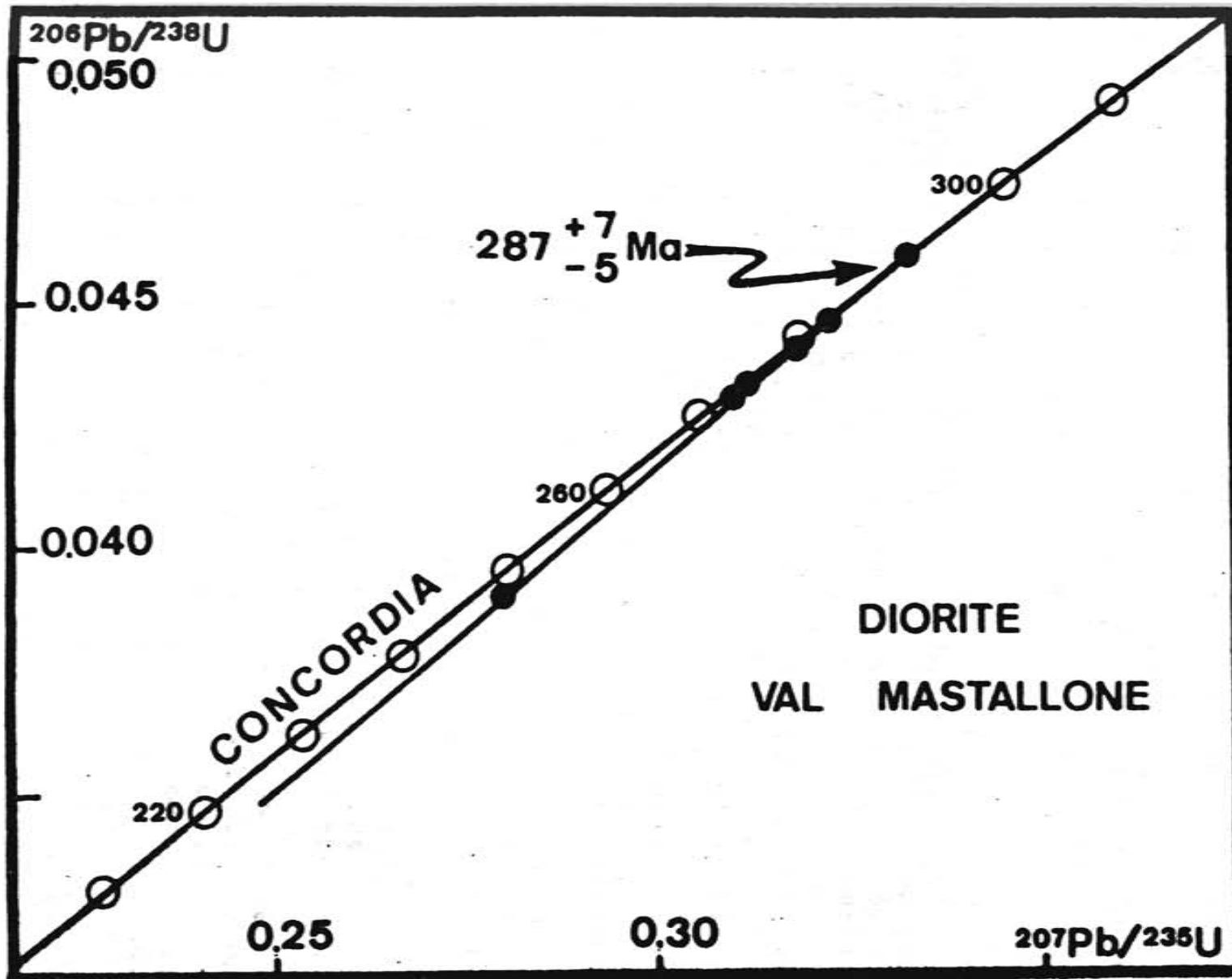


Fig. 4

2) a concordant 251 ± 2 Ma age reported for a zircon megacryst from an albite granite pod, embedded within a pegmatoidal pyroxenite, which was sampled at the interface between the Balmuccia lherzolite and the granulites (Wright & Shervais, 1980). This age most probably refers to local partial melting at the time of tectonic emplacement of the peridotite sliver into the crust.

3) the Rb-Sr age of 252 ± 10 Ma on a muscovite from a pegmatite at Candoglia (Hunziker, 1974). According to available evidence, a closure temperature as high as $600^{\circ}\text{--}650^{\circ}\text{C}$ is suggested for coarse-grained muscovite (Cliff, 1985), and the 252 Ma age can therefore be referred to the crystallization of the pegmatite. Another pegmatite studied by Hunziker (1974) at Quarona yielded K-Ar ages of 215 ± 11 Ma and 230 ± 9 Ma for biotite and muscovite, respectively. These should be interpreted as minimum ages, due to the lower blocking temperature of K-Ar system. Moreover, Boriani et al. (1987a) report a 259 ± 8 Ma age for the muscovite of a pegmatite from Mte Zuccaro (Lake Massif), on the Cossato-Mergozzo-Brissago Line.

Shervais (1979) suggested that the Balmuccia peridotite was emplaced in the lower crust as a solid mantle wedge during uplift and extension. On the basis of the closely similar radiometric data, it is argued that this major event was accompanied by hydrothermal activity and intrusion of pegmatites at higher levels.

The remaining mineral ages scatter on a time span corresponding to the entire Triassic period (230-180 Ma). It is not clear whether they should be interpreted in terms of protracted cooling after the 250 Ma event, or ascribed to the occurrence of several thermal pulses. The second hypothesis appears more likely, in view of the pronounced mobility of the Southern Alps domain during the Triassic. This is well documented by radiometric data (Mottana et al., 1985), several rifting and sedimentary cycles, block faulting (Winterer & Bosellini, 1981), and widespread volcanism (Castellarin et al., 1980) initially silicic, then mafic to intermediate (Crisci et al., 1984).

(4) PETROGENETIC PROBLEMS

Perhaps the main petrogenetic problem of the lower crust is focused on its relationships and exchanges with both the mantle and the upper crust. In this respect, the Main Basic Body, which makes up a significant part of the crustal section in the Ivrea Zone, and the upper crustal granitoids of the Strona-Ceneri Zone, are of special interest.

(4.1) Origin of the Main Basic Body

This body was interpreted by Rivalenti and co-workers (1975, 1981) as a single, large, stratiform complex which differentiated in the lower crust from a common parental magma. However, Ferrario et al. (1982) questioned the homogeneity of the mafic complex and suggested that the Main

Gabbro and Diorites were derived from a new influx of magma. This view is fully corroborated by trace element and isotopic data which demonstrate that the LLG and the ULG-MG-D ("Mafic Body"), which are separated, in the field, by a strip of metasediments (Ferrario et al., 1982), crystallized from contrasting magmas (Pin & Sills, 1986). Briefly, the LLG fractionated at moderately high pressure (8-11 Kb) from a basaltic parent having relatively depleted trace element and isotopic characters: $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{600\text{Ma}}=0.704$ and $\text{ENd}_{600\text{Ma}}=+1.7 \pm 0.2$. In contrast, the remainder of the complex is interpreted as a lower pressure (5-7 Kb), plagioclase-dominated cumulative assemblage, emplaced ca. 290 Ma. These cumulates fractionated from a parent magma with calc-alkaline affinity, enriched in LILE, and exhibiting continental crust-like isotopic ratios ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{290\text{Ma}}=0.7070-0.7092$, $\text{ENd}_{290\text{Ma}}=-2.9/-6.4$, Table 3). Interestingly, Pb isotopes (Cumming et al., 1987) point to high U/Pb and Th/Pb ratios for the source of both parts of the complex.

It is argued that the distinction between the LLG and the ULG-MG-D group, respectively, is of major significance. By constructing a 600 Ma "isochron" which encompasses three samples belonging to the ULG-MG-D group and two mantle peridotites, Voshage et al. (1987) suggest that these rocks may be cogenetic, while they interpret three other samples from the MB, plotting below this line, as either contaminated or not cogenetic. This interpretation is considered to be misleading for the following reasons:

- first, the 287 Ma U-Pb age of the upper part of the complex proves that it cannot belong to a 600 Ma old complex;
- secondly, it is emphasized that the gabbroic rocks of the ULG and Main Gabbro display the same degree of LREE enrichment, high $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratios and low ENd as the diorites (Table 3). Moreover, there is apparently no correlation between isotopic characteristics and the lithology, or "stratigraphic positions", of the samples within the Mafic Body (Pin & Sills, 1986). This seems inconsistent with a major role of in situ assimilation, a conclusion also reached by Cumming et al. (1987) on the basis of Pb isotope data.

In order to further evaluate the above point, two additional diorite samples, collected from the margin of the mafic complex, have been analysed for Sr, Nd and O isotopes (IV 107 and IV 341, Table 1). These samples are likely to have suffered the more contamination at the time of emplacement. The results show that IV 107 has $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{290\text{Ma}}=0.7084$ and $\text{ENd}_{290\text{Ma}}=-4.7$, within the range of values for the whole complex. Only its slightly higher d_{180} (+9.3, Sills et al., 1986) may suggest enhanced contamination. Sample IV 341 has $\text{ENd}_{290\text{Ma}}=-5.9$, similar to the other samples, but its $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{290\text{Ma}}=0.7092$ is outside the range observed elsewhere and points to a higher degree of contamination, as does its d_{180} (+11). The minor shift in ENd compared to $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio could be interpreted in terms of an AFC model with $D_{\text{Sr}} \gg D_{\text{Nd}}$, as may be expected for these plagioclase-dominated cumulates, or in terms of selective, fluid-controlled contamination.

In summary, although some evidence exists for crustal contamination in the boundary zone of the diorites with the metasedimentary country-rocks, this process played a minor role, and can only account for second order variations of Sr and Nd isotopes in the complex. Therefore, the peculiar, continental crust-like, isotopic signature of the Mafic Body existed prior to its final emplacement, and precludes any direct genetic link with depleted or primitive mantle.

The continental crust-like character of the MB results either from a previous, deep crustal mixing, between mantle-derived and continental materials, or is inherited from an old, enriched-mantle reservoir.

1) The hypothesis involving an early-stage contamination of basaltic magmas deserves serious consideration. The Mafic Body was not at the very bottom of the Hercynian lower crust, as indicated by the equilibration pressures of only 5-7 Kb. These pressure values suggest that the Val Sesia section has suffered substantial ablation. The deepest, present-day section exposes three units, differing grossly in age and origin, i.e. a) the Balmuccia mantle lherzolite, emplaced at 251 Ma (Wright & Shervais, 1980), b) the ca. 600 Ma old, geochemically depleted LLG, and c) the ca. 290 Ma old Mafic Body, derived from an isotopically enriched source. As these units have equilibrated under different conditions (Shervais, 1979; Sills, 1984), it is likely that they were tectonically juxtaposed, during or after the 250 Ma event. Therefore, the early crustal evolution of the parent magma of the Mafic Body is undocumented. This means that large-scale, bulk mixing of mantle derived magmas with high-grade metasediments, or crustal anatexic melts, prior to their emplacement and crystallization, cannot be precluded. Such a model would account readily for the oxygen isotopic data, which require a significant contribution of materials which had passed through a weathering cycle (Sills et al., 1986).

As already pointed out (Pin & Sills, 1986), any attempt to quantitatively model this mixing with Sr and Nd isotopes is hampered by the chemical heterogeneity of the metasedimentary component. This variability is well demonstrated by the 19 available analyses from Ben Othman et al. (1984; 3 samples), Pin & Sills (1986; 8 samples) and Voshage et al. (1987; 8 samples). Among these samples, Sr varies from 70 to 660 ppm, Nd from 11 to 62 ppm, and Sr/Nd from 1 to 46.

Although it may have little geological meaning, an average metasediment with Sr=240 ppm, Nd=34 ppm, ESr=140 and ENd=-9 (at 300 Ma) may be considered. Assuming an initial mafic melt with Nd=25ppm, Sr=400ppm, ESr ranging from 0 to +20 and ENd between +3 and 0, 20% to 60% bulk assimilation would be required to match the observed data. Considering an initial mafic melt with lower Sr and Nd contents would result in lower degrees of assimilation being necessary. However, this model would not explain the O isotope data, which require about 50% of a sedimentary (or surface-equilibrated) component (with $d_{180}=+12$) to have mixed with a mantle melt (with $d_{180}=+6$), assuming roughly equal oxygen contents for both end-members.

2) A model involving a high degree of partial melting of a mixed, crustal reservoir, composed of metabasalts and metasediments (e.g. that of Michard-Vitrac et al., 1980 for the genesis of Variscan granites in the Pyrénées), would be consistent with the data. Since this inferred, heterogeneous reservoir would appear broadly similar to some parts of the actual crustal section in the Ivrea Zone, this model has appeal. However, very high temperatures (900°C or more, Clemens & Vielzeuf, 1988) would have been required to melt the mafic component of such a mixed, crustal source.

3) The second group of hypotheses involves an isotopically enriched source. Although it might appear somewhat ad hoc, this model would account for the lack of correlation between isotope data and other characters. Sm-Nd data reported from the phlogopite-bearing peridotite of Finero (Voshage et al., 1987) yield $\text{ENd}_{290\text{Ma}}$ values between -3.2 and -5.2, within the range observed in the Mafic Body. Likewise, a phlogopite-bearing pyroxenite dyke from the Balmuccia peridotite massif has a strongly negative $\text{ENd}_{290\text{Ma}}$ (-5.4), almost independent of age correction by virtue of its nearly chondritic Sm/Nd ratio. In contrast, the phlogopite-free rocks (including an amphibole-bearing sample from Finero) display strongly positive ENd_{290} (+7.3/+7.5). Voshage et al. ascribed this "phlogopite metasomatism" to contamination by crustal fluids, 290 Ma ago. However, there is no conclusive evidence against the derivation of an alkali-rich fluid from the upper mantle (Exley et al., 1982). Similar Sr and Nd isotopic characteristics have been reported from some mantle xenoliths (e.g. Menzies et al., 1987). Moreover, a recent trace element and isotopic study of Late Variscan lamprophyres provides evidence for the occurrence of enriched mantle domains beneath Western Europe (Turpin et al., 1988). Therefore, the derivation of the Mafic Body from an old, enriched mantle reservoir cannot be ruled out.

Circumstantial evidence for the occurrence of ancient, enriched domains in the local mantle might be provided by Pb isotope data. In contrast to Sr and Nd isotopes, these do not display differences between the LLG and ULG-MG-D groups. Both units have continental-like Pb signatures. If the 600 Ma crystallization age of the LLG is correct, it follows that contamination by continental lead occurred at least 600 Ma ago. Cumming et al. (1987) favour a model involving subducted oceanic sediments, or fluids released from them. The parts of the mantle that were contaminated may also have been enriched in LREE and Rb (among other elements), with a resulting increase of their Nd/Sm and Rb/Sr ratios. With time, these domains would have developed higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and lower ENd. Such enriched rocks could be reasonable candidates for the production, 290 Ma ago, of the parental melts of the ULG-MG-D, and, possibly, the metasomatizing fluids inferred in the genesis of the phlogopite-bearing ultramafics.

In this scenario, a mantle contamination event would have occurred at least 600 Ma ago, probably above a subduction zone. This may have involved interactions with fluids and/or

melts derived from the subducted slab and sediments (cf. "hybridization" of Wyllie & Sekine, 1982), and hydrous melting in the mantle wedge. Hydrous mantle melting would have produced high-Al basaltic liquids, some of which may have underplated or remained trapped at depth, forming "blobs" of LILE-enriched mantle. As a result, an original, presumably depleted, mantle would have been changed to an heterogeneous, locally enriched, reservoir from which the LLG might have been tapped 600 Ma ago ($\text{ENd}_{600\text{Ma}} = +1.7 \pm 0.2$; $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{600\text{Ma}}$ ca. 0.704). The peridotites of Balmuccia and Baldissero could represent the residues of such an ancient melting event. As time elapsed, the variably enriched domains would have developed variably radiogenic Sr and unradiogenic Nd isotopic ratios. A major partial melting event at ca. 290 Ma would have then produced the calc-alkaline magmas that formed the ULG-MG-D group.

In this scheme, the first mantle enrichment event would have occurred in the Late Precambrian. It is emphasized that the subduction zone setting inferred for this enrichment is in general agreement with the geological evidence for Upper Proterozoic magmatism of island-arc affinity, throughout Median Europe.

The major shortcoming of this Late Precambrian mantle enrichment model is that it cannot easily account for the homogeneously high $d_{18\text{O}}$ exhibited by the Mafic Body (Sills et al., 1986). This model would require unrealistically large volumes of sediment to be subducted, without equilibration with the surrounding mantle.

4) In fact, the enriched reservoirs referred to in the previous model need not have been located in the upper mantle. Materials similar to some island-arc tholeiites (with mildly enriched LREE patterns and Rb/Sr of ca. 0.12) could provide suitable protoliths after residence times longer than 300 Ma (Pin & Sills, 1986). To account for the oxygen isotope data, it might be suggested that at least some of these reservoirs were involved in a supracrustal cycle rather than being underplated material. In this scenario, the resulting hydrated and weathered mafic rocks would later have subsided during the Early Paleozoic, possibly through rifting. Presumably, they were further buried during the Hercynian nappe tectonics. In Late Hercynian times, a large temperature increase would have promoted partial melting of these rocks, producing magmas of roughly andesitic composition. Although somewhat complicated, this scenario could be consistent with most data.

To conclude, several hypotheses may be put forward to account for the generation of the Mafic Body:

- large-scale lower crustal mixing of mantle-derived magmas and crustal melts;
- a high degree of partial melting of a pre-Hercynian, heterogeneous crust, composed of metasediments and metabasalts;
- melting of an anomalous, strongly enriched, mantle source, generated through recycling of crustal components which had occurred during subduction of altered oceanic crust and sediments in the Late Proterozoic;

- melting of foundered, initially supracrustal, mafic rocks of Late Proterozoic age. The available evidence does not allow rejection of any of these models, and they are not mutually exclusive. In each case, an abundant, recycled supracrustal component is required. Moreover, a substantial quantity of heat from the mantle is necessary to account for the Late Hercynian melting event.

(4.2) Relationships between the Mafic Body and coeval granites

Besides its relevance to the geology of the lower crust, the Mafic Body may have an important bearing on the genesis of upper crustal granitoids. Its 287 Ma age is essentially identical to the age of granites outcropping in the neighbouring Strona-Ceneri Zone (Lakes Granites, e.g. Mt Orfano and Baveno plutons). These granites have radiometric ages ranging between 275 and 295 Ma (Köppel, 1974; Hunziker & Zingg, 1980; Boriani et al., 1987a). These plutons were emplaced at high levels in the crust, as indicated by sharp contacts with narrow metamorphic aureoles, and the occurrence of miarolitic cavities at Baveno. An intrusion depth of 4-5 km has been estimated for the Mt Orfano granite (Sassi & Sesana, 1987). If a broad primary continuity between the Ivrea and Strona-Ceneri zones is assumed, despite a present-day gap across the Pogallo Line, the Mafic Body and the granites would be situated roughly in a same ideal column of rocks (Fig. 2). It can therefore be inferred that these are two, coeval, examples of the Late Hercynian magmatism, exposed at different crustal levels.

Chemically, the granites, as exemplified by the Mt Orfano pluton, differ from the diorites of the uppermost Mafic Body. They have higher contents of SiO₂, K₂O, Rb and are depleted in Al₂O₃, CaO, Sr, Ba and feric elements. With the conspicuous exception of Eu, the REE are enriched by a factor of 1.5-2. A mafic enclave from Mt Orfano displays intermediate character, albeit closer to the granite in composition (Table 4 and Boriani et al., 1987b).

Previous Rb-Sr work on the granites (Hunziker & Zingg, 1980; Boriani et al., 1987a) shows that their initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios lie between 0.707 and 0.710, comparable to those of the Mafic Body.

Preliminary Sm-Nd analyses (Table 1) on two samples (including a dark enclave) from Mt Orfano and one from Baveno yield tightly grouped ENd₂₈₅Ma (-4.5 to -5.0).

These Sr-Nd data depart significantly from the average isotopic characteristics of the Ivrea Zone metasediments at 300 Ma (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ca. 0.715, ENd ca. -9; Hunziker & Zingg, 1980; Pin & Sills, 1986; Voshage et al., 1987). This precludes an origin of the Lakes Granites through partial melting of the local, high-grade metasediments. Moreover, the relatively high abundances of the HREE in these granites do not support a derivation from a source such as the stromatolites, which contains abundant residual garnet (e.g. Kay & Kay, 1986). In contrast, the Lakes Granites have a close isotopic resemblance

to the average features of the Mafic Body. Although this observation does not prove a genetic link, it suggests a model relating the Lakes Granites and the Mafic Body. In this model, at least some of these granites would be interpreted as residual liquids produced by extensive fractionation. The complementary cumulates would be represented by the mafic, plagioclase-rich, rocks found in the Mafic Body. The close resemblance of Sr and Nd isotopic features precludes major late-stage interactions between these evolved liquids and the country-rocks. It is therefore proposed that the lower to intermediate crustal Mafic Body/upper crustal granite association comprises a single magmatic system which evolved predominantly by closed-system crystal fractionation. Effusive equivalents of this system are possibly represented, further East, by the calc-alkaline Lugano volcanics. These volcanics have isotope characteristics very similar to those of the granites (Stille & Buletti, 1987).

(5) A MODEL FOR THE EVOLUTION OF THE IVREA ZONE

Here, the data discussed in the previous sections are synthesized in a tentative geodynamic model for the evolution of the Ivrea Zone. The aim is to be compatible with the more general framework of the European Hercynides (e.g. Behr et al, 1984; Matte, 1986).

(5.1) Pre-Hercynian history

The ca. 600 Ma, magmatic event, recorded by the Lower Layered Group, is the oldest in the Ivrea Zone. Much older detrital zircons occur in the metasediments (Köppel, 1974). However, considering the likelihood of multiple recycling of sedimentary protoliths (e.g. Veizer & Jansen, 1979) it is argued that no direct information can be obtained about the age of the actual source of these rocks. More interestingly, detrital zircons as young as 600 Ma have been found in the metasediments of the neighbouring Strona-Ceneri Zone (Grünenfelder & Compston, quoted by Cumming et al., 1987), demonstrating that sedimentation did not occur, in that area, until at least the latest Precambrian. It is not sure whether this conclusion can be extended to the Ivrea Zone itself. However, it would be consistent with Rb-Sr constraints, which do not favour an age in excess of 700 Ma for sedimentation (Hunziker & Zingg, 1980).

Although there is only limited, suggestive evidence, the formation of the LLG could be tentatively ascribed to a mantle differentiation event that occurred in a subduction-related environment (Fig. 5a). This inferred geodynamic setting would fit the isotopic features of the LLG. On a larger scale, it would be consistent with other evidence that the Late Precambrian period in Median Europe was characterized by the common occurrence of island-arc settings (e.g. SW Britain, Thorpe et al., 1984; NW France, Auvray, 1979, Dupret, 1986; Central Bohemian Massif, Jakes et al., 1979).

The interpretation of the geodynamic setting of the amphibolites embedded within the metasediments remains enigmatic. Sills & Tarney (1984) proposed that this assemblage, of N-MORB- and E-MORB-type amphibolites within semi-pelitic metasediments, could be best explained in terms of basaltic slivers stripped off subducted oceanic crust and incorporated into an accretionary wedge (Fig. 5a). Alternatively, the close association of amphibolite layers and metasediments could be interpreted in terms of basaltic dykes and/or sills, emplaced within the sedimentary deposits of an opening, oceanic basin (Mazzuchelli & Siena, 1986, and Fig. 5b). The co-occurrence of N-MORB-like and E-MORB-like basalts is possible in the early stages of rifting. Any field evidence that may have supported one or other of these hypotheses was probably destroyed by deformation and high grade metamorphism. On more general grounds, the occurrence of a ca. 500 Ma old subduction-related ophiolite in the Western Alps (Pin & Carme, 1987) could lend support to the accretionary wedge model. However, there is also compelling evidence that the Early Ordovician period was characterized, throughout Median Europe, by a tensional tectonic regime, with abundant volcanism (e.g. Seyler, 1986). Further studies are needed to better constrain the age and geodynamic significance of these amphibolites.

In connection with the inferred, Early Ordovician extension and associated magmatism, an anomalously high heat flow presumably prevailed and might have enhanced diagenesis, or caused a weak metamorphism of slightly older sediments. Following Boriani et al. (1985), it is suggested that large-scale Sr isotope equilibration occurred during this episode, accounting for Hunziker & Zingg's 478 \pm 20 Ma isochron on paragneisses.

(5.2) Geodynamic interpretation of the granulite facies metamorphism

Time of onset of high-grade conditions cannot be adequately constrained. However, it is clear, from the radiometric data, that the granulite facies metamorphism was a late-stage event relative to the Hercynian orogeny. The 287 \pm 5 Ma age reported for the syn-metamorphic Mafic Body may correspond either to the latest Carboniferous or the earliest Permian, depending upon the time scale used.

Geological evidence from both the uppermost structural levels and the lower crust (Brodie & Rutter, 1987) documents the fact that an extensional tectonic regime prevailed at the time of granulite facies metamorphism. Similar extensional conditions prevailed throughout the Permian and the Triassic, leading to the birth of the Alpine ocean. As a result, a question arises as to whether the granulite facies event should be regarded as the last metamorphic episode of the Hercynian orogeny, or as the beginning of a protracted, pre-Alpine rifting. The same alternative may be proposed for the granulites of Calabria (Schenk, 1981) and Corsica (Libourel, 1985) which have many features in common with the

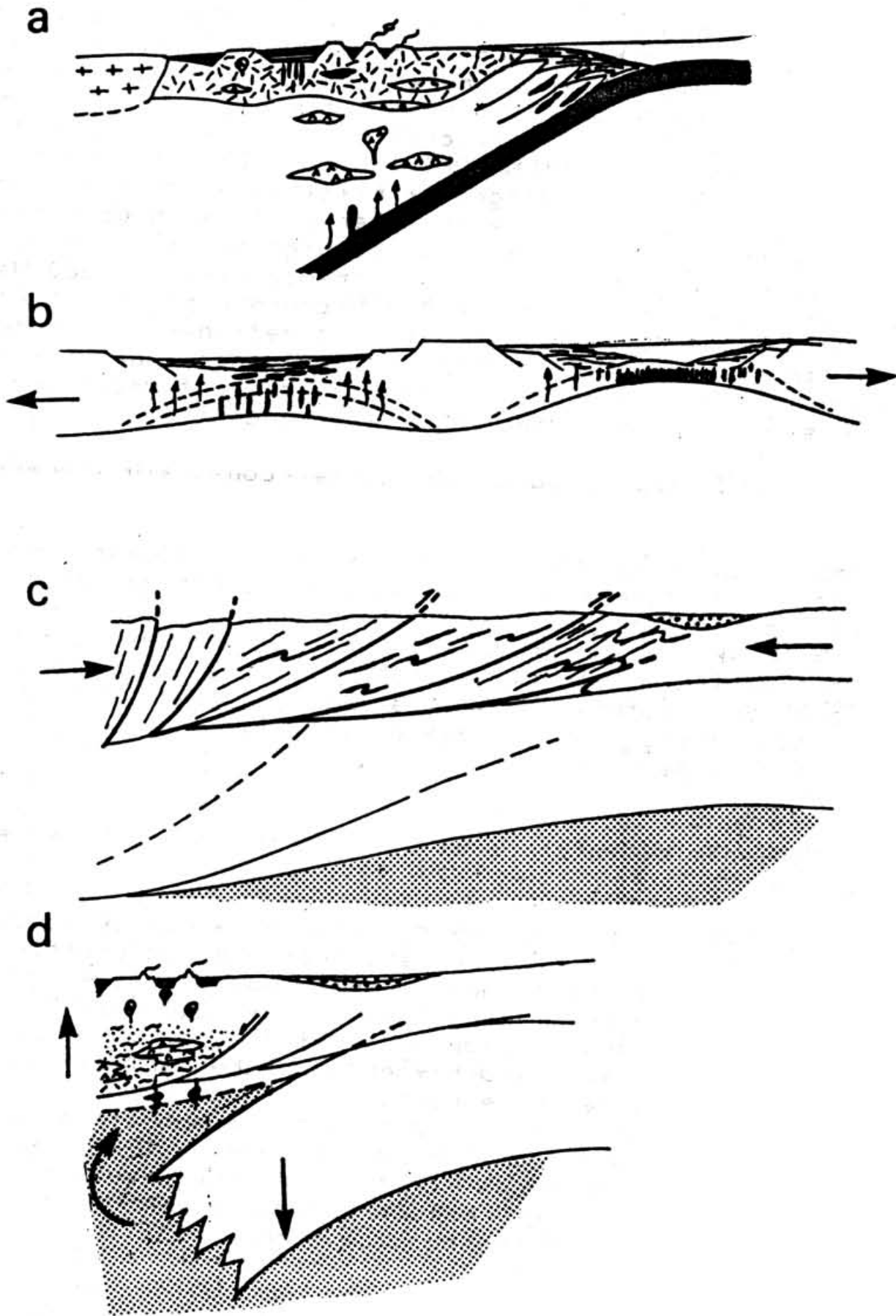


Fig. 5

Ivrea Zone.

Xenoliths scavenged by recent volcanoes (e.g. Downes & Leyreloup, 1986) and tectonic slices in the North-Pyrenean Zone (Vielzeuf, 1984) provide other samples of the lower crust of Western Europe in non-Alpine environments. Radiometric data and thermo-barometric estimates compiled by Vielzeuf & Pin (1988) emphasize a distinct, overall similarity with the Ivrea granulites. Therefore, it may be inferred that the latest Carboniferous/earliest Permian granulitization of the lower crust was pervasive. This event occurred well outside the future Alpine realm. In contrast, as far as can be interpreted from the scattered occurrences, a close spatial and temporal association with the Hercynian belt may be inferred. Therefore, the granulite facies metamorphism most probably bore a genetic relationship with the Hercynian orogeny.

The Hercynian belt was long considered as an ensialic, intraplate orogen. Recent studies, however, have shown that it is, in fact, a collisional belt (e.g. Burg, 1983; Behr et al., 1984; Matte, 1986). Neglecting the early subduction history, it seems that the main collisional event occurred in Early Carboniferous times (ca. 350-340 Ma). This suturing phase was followed by a complex, intracontinental regime characterized by major thrust and nappe tectonics (Fig. 5c). Later episodes involved uplift and pervasive transcurrent shearing of the belt. The granulite-forming event in the lower crust was coeval with the end of this post-collisional, strike-slip faulting stage.

The Late-Hercynian granulite facies metamorphism has been interpreted as a large-scale thermal annealing of the lower crust. This event was interpreted as reflecting disturbances in the upper mantle as a result of lithospheric collision (Pin & Vielzeuf, 1983). However, the heat source is enigmatic. Numerical modelling of the thermal evolution of continental convergence belts (Houseman et al., 1981) may provide a geophysical explanation for such late-stage, high temperature events. Houseman et al. showed that lithospheric shortening may have first-order consequences for the thermal structure of an orogen. As the lithosphere shortens, a root of cold, dense material is pushed down into the asthenosphere. Numerical simulations for a range of physical parameters suggest that the thickened boundary layer between the strong lithosphere and the convecting asthenosphere may become unstable, detach and sink to be replaced by hotter asthenospheric material (Fig. 5d). This effect, which is analogous to the "delamination" model of Bird (1978, 1979), may lead to an "erosion" or a "peeling" of the subcontinental mantle in convergence zones. As a consequence, the bottom parts of the continental crust may be exposed to nearly asthenospheric temperatures. Application of this model to the genesis of post-kinematic, lower crustal granulites (as proposed by Dewey, 1986) would offer an elegant solution to the heat-source problem for late-collisional thermal events. In the Ivrea Zone, the ascent of hot (ca. 1200°C) asthenosphere, close to the crust-mantle boundary, could have promoted high degrees of partial melting (Clemens & Vielzeuf,

1987) in the lowermost parts of the crust (not documented in the present cross-section), allowing large-scale mixing of mantle and crustal components. Alternatively, this heat source might have caused melting of either a mixed sedimentary-mafic source (cf. Michard-Vitrac et al., 1980) or a mafic, crustal protolith (Pin & Sills, 1986). Each of these alternative models could account for the isotopic features of the Mafic Body.

There is little direct evidence for the hypothesis of ascending asthenospheric material in the Early Permian in the Southern Alps. Density constraints suggest that MORB-like tholeiites might commonly underplate near the base of the continental crust rather than pass through it (Herzberg et al., 1983). However, the occurrence of time-integrated, strongly depleted mantle peridotites at Finero ($\text{ENd}_{290\text{Ma}} = +7.3/+7.5$, Voshage et al., 1987) may lend support to the hypothesis that materials from the convective mantle rose to high levels. In addition, the phlogopite metasomatism recorded in the Finero massif might have resulted from the invasion of the uppermost mantle by melts, and/or fluids, themselves produced in the underlying mantle. Menzies et al. (1987) argue that such petrographic and geochemical modifications of the continental lithosphere could be associated with, and triggered by, asthenospheric upwelling.

In summary, it is inferred that the thermal anomaly, responsible for the granulite-forming event, resulted from the detachment and sinking of part of the lower lithosphere, as a normal consequence of lithospheric collision during the Hercynian orogeny. It is further speculated that strong attenuation of the lithosphere, which probably resulted from this process, may have guided the initiation of rifting, as a prelude to the opening of the Alpine ocean.

(5.3) The uplift history of the lower crust

As pointed out by Hodges & Fountain (1984), the absence of mineral ages younger than 180 Ma is most important; it precludes any significant (i.e. >300°C) thermal event in the subsequent (Alpine) evolution of the Ivrea Zone. Moreover, it suggests that the emplacement of the granulite facies terrains to upper crustal levels (no more than 10 Km), below the closure temperatures of K-Ar and Rb-Sr mineral systems, was completed by the end of the Triassic. Therefore, the recent uplift indicated by ca. 10 Ma old apatite fission track ages (Wagner & Reimer, 1972), could have been of only limited extent (about 3 km). This has important bearings on the problem of uplift of the lower crust, as it rules out the Alpine collision as the major process of emplacement.

It is apparent, from the previous data, that the formation of the granulitic lower crust, and its uplift, took place over about 100 Ma, in a dominantly extensional regime. Such stretching of the continental crust was advocated by Dewey (1977) as a preliminary step of the emplacement of peridotites and granulite facies rocks in the Alpine system. This has been further substantiated by recent work in the Insubric region

(Schmid et al., 1987).

Models of extensional settings, involving normal simple shear (Wernicke, 1985; Lister et al., 1986), may provide solutions to how lower crustal rocks can be brought close to the surface. In these schemes, stretching of the lithosphere is not accommodated by necking, as in pure shear. Instead, displacement is by simple shear along a gently dipping normal fault which cuts across the entire lithosphere, providing an oblique section of the crust. As a result of movement along this detachment fault, unloading of several kilometres can occur in the footwall part of the system; this would promote uplift by isostatic rebound. The final result could be tectonic denudation of the lower crust. Mantle rocks might even be exposed (Wernicke, 1985; Boillot et al., 1987).

In contrast to the pure shear model of rifting, this model does not predict penetrative ductile strain of the lower crust. In the present case, this would be consistent with the absence of stretching fabrics in the granulites and the occurrence of a series of discrete, high-T, extensional shear zones (Brodie & Rutter, 1987). Internal extension of the hanging wall would take place by imbricate, listric faulting, block rotation and half-graben formation. Such a scenario would fit the synsedimentary tectonics recorded in the Triassic to Liassic deposits of the Southern Alps. Moreover, rapid decompression of the lower plate might initiate melting of such dry source rocks since their solidi will have positive dP/dT (Wernicke, 1985). Such decompression melting could account for the widespread magmatism that occurred in the Southern Alps.

Another consequence of the normal simple shear model results from its inherent asymmetry (Lister et al., 1986). This means that an anomalously high heat flow will exist over large areas of the upper plate. If down-to-the-west normal detachment faulting is assumed in the present case (to account for the uplift of the lower crust in the eastern area, and the absence of similar exposures on the western side of the present-day Alps), an explanation could be offered for the intense hydrothermal activity which affected western Europe in the Triassic and Liassic (e.g. Bonhomme et al., 1983; Halliday & Mitchell, 1984). Mafic volcanism of Triassic age is also documented in the French External Crystalline Massifs (Vatin-Pérignon et al., 1974).

This model is similar to the asymmetrical mantle uncovering recently proposed by Lemoine et al. (1987), to explain the peculiar mode of opening of the Ligurian Tethys. Indeed, the remarkable instability and thermal activity of the Permo-Triassic period was related to a pre-drift environment, preceding, or accompanying, the initiation of oceanic conditions (Ferrara & Innocenti, 1974; Bechstadt et al., 1978). It is therefore considered that tectonic denudation, accompanying the formation of the eastern, passive margin of the Ligurian ocean, may provide the best explanation for the overall upheaval of the lower crust before the Jurassic. This is in general agreement with the emplacement of the Ivrea Zone to high levels, as a result of crustal thinning (Hodges & Fountain, 1984; Schmid et al., 1987). However, in view of the

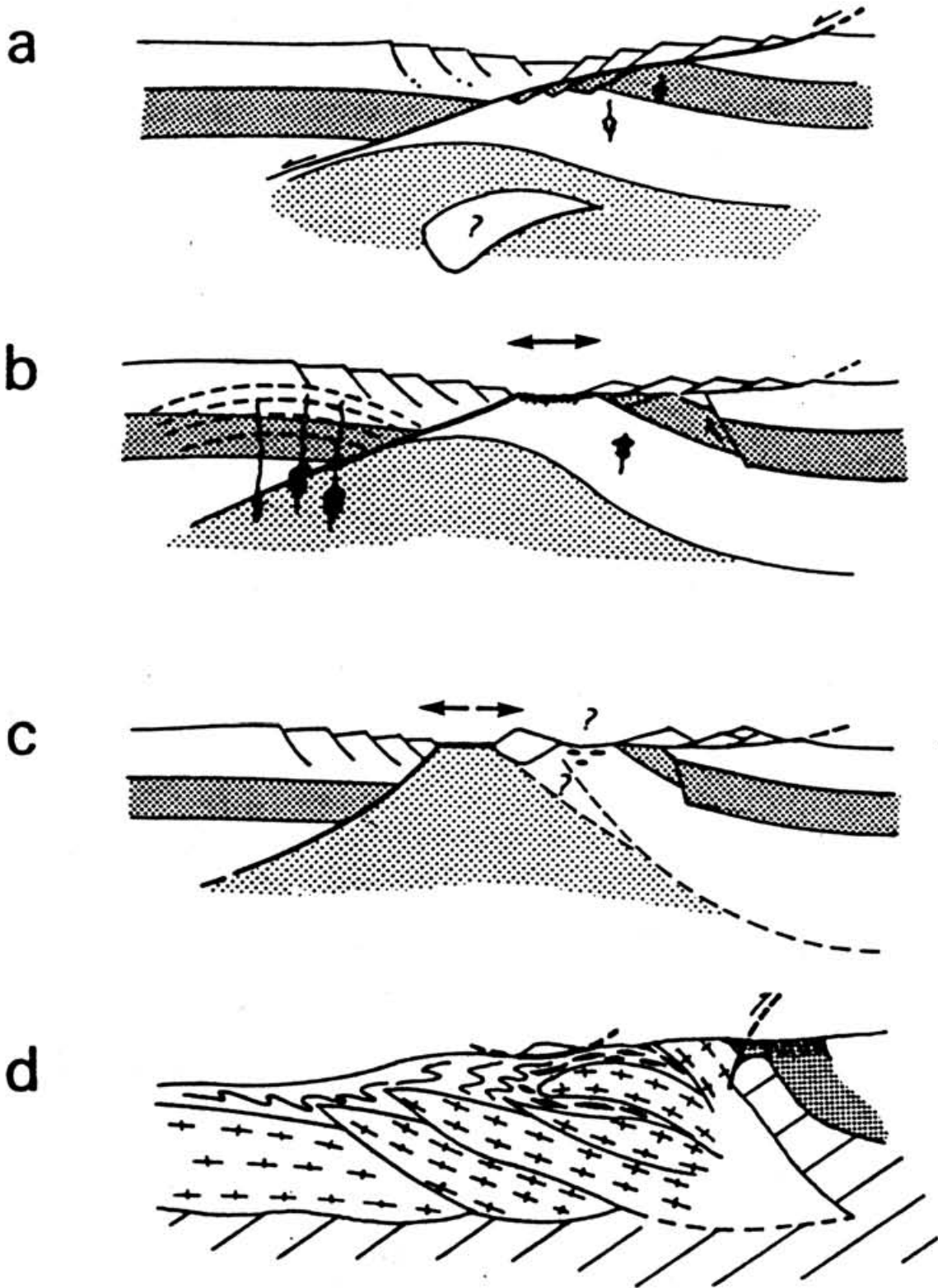


Fig. 6

eastward dip and sense of shear reconstructed for the Pogallo Line by Schmid et al. (1987), this fault could not correspond to the trace of the inferred, master detachment. It is suggested that the Pogallo Line may have been a conjugate fault, or a slightly younger shear zone, which accommodated the uplift of the unroofed, footwall of the detachment system. This process may have, to some extent, contributed to the tilting of the initially horizontal layering of the Ivrea Zone. However, the present-day, strongly dipping attitude of the Ivrea series, more likely results from recent, high-level, Alpine folding and back-thrusting (Brodie & Rutter, 1987; Schmid et al., 1987). This tentative model is illustrated in Fig. 6.

(6) SOME GENERAL IMPLICATIONS AND CONCLUSIONS

From the available geochemical and geochronological evidence, some important aspects of the Ivrea Zone may be highlighted. First, it is emphasized that the present cross-section provides neither a continuous nor a complete log of the crust. Hodges & Fountain (1984) proposed that a large proportion of the intermediate level terrains was deleted by low-angle normal faulting in pre-Jurassic times. Likewise, the lowermost part of the section probably suffered considerable ablation. As a result, the Ivrea Zone offers only a partial picture of the lower crust, and does not expose the crust-mantle boundary.

Despite these limitations, the Ivrea Zone provides a good example of the concurrent roles of partial melting and crystal fractionation in the lower crust (Kay & Kay, 1986). Indeed, large volumes of metasediments (now stromatolites, depleted in granitic component; Sighinolfi & Gorgoni, 1978; Schmid, 1978-79; Dostal & Capedri, 1979), are associated with a huge body of mafic cumulates (the Mafic Body). It is apparent that, in this case, the lower crust exhibits both restitic and cumulate characteristics. In particular, the plagioclase-rich cumulates of the Mafic Body display large, positive europium anomalies. This provides compelling evidence for the occurrence, in the lower continental crust, of reservoirs complementary to the SiO₂-, K₂O-rich upper crust with negative Eu anomalies (Taylor & McLennan, 1985).

Available rock analyses allow assessment of the local fractionation of Sm/Nd and Rb/Sr ratios between the lower and the upper crust. The average ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd in the cumulative Mafic Body and the restitic, granulite facies metasediments are 0.114 ($\sigma = 0.03$, 22 samples) and 0.112 ($\sigma = 0.02$, 11 samples), respectively. These values are similar to those of the average for amphibolite facies gneisses (0.119, $\sigma = 0.02$, 7 samples), and agree well with estimates for the upper crust (e.g. Goldstein et al., 1984). Thus, the absence of significant fractionation of the Sm/Nd ratio during deep-seated, intracrustal processes, such as crystal accumulation and partial melting (e.g. McCulloch & Wasserburg, 1978), is again confirmed. However, Dostal & Capedri (1979)

noted that, in the Ivrea Zone, metasedimentary granulites tend to have a higher content of HREE and lower abundances of LREE than equivalent, amphibolite facies rocks. Therefore, it may be suggested that partial melting in the lower crust causes a relative enrichment in HREE (consistent with abundant, residual garnet) without appreciably fractionating the LREE. In contrast to the nearly constant Sm/Nd ratios, the Rb/Sr ratios were highly fractionated. Average values obtained for the Mafic Body ($87\text{Rb}/86\text{Sr}=0.08$) and the granulite facies metasediments (0.48), are much lower than typical, upper crustal values. In this case, the low Rb/Sr ratios result from the combined effects of Sr retention in plagioclase-rich cumulates, and efficient removal of Rb in silicate melts, of both anatectic and residual origin. This exemplifies the concomitant roles of crystal accumulation and partial melting in the intracrustal fractionation of Rb/Sr ratios.

The almost identical, Late Paleozoic ages of the Mafic Body, the granulite facies metamorphism, and the upper crustal granites suggest that crustal differentiation was not a very ancient phenomenon in this part of Europe. Rather, it was a consequence of the Hercynian orogeny. Isotopic data emphasize the fact that this differentiation event did not involve significant addition of newly-formed, mantle-derived components. In the geochemical sense, this event was an internal differentiation (Ben Othman et al., 1984) which reworked a complex assemblage of pre-existing crustal rocks. The ancient, reworked crust was either a mixture of metasediments and mafic, metaigneous rocks of Late Proterozoic/Early Paleozoic age, or a Late Precambrian island-arc assemblage containing an old, continental component recycled through subduction, or both. In any case, the reworked material was tectonically distinct from continental crust. Moreover, the involvement of local, ancient continental crust cannot be inferred from the old isotopic memory of metasediments or igneous rocks contaminated by metasediments. This is because multiple sedimentary recycling is a normal consequence of the cannibalism of the erosion-sedimentation processes (Veizer & Jansen, 1979).

It is tentatively inferred that crustal evolution in this area involved two major stages. First, the Lower Layered Group was formed, ca. 600 Ma ago, possibly above a subduction zone. This was during a mantle partial melting event which left an ultramafic residue (possibly documented by the Balmuccia lherzolite). In addition, a high-level mixing between oceanic-like basalts and terrigenous sediments of crustal provenance occurred. This was in the Early Paleozoic, and in either an accretionary prism (Sills & Tarney, 1984), or an opening oceanic basin. Second, in Late Hercynian times, there was a deep level, high-temperature melting of a still poorly constrained source, that produced a calc-alkaline magma with continental-like characteristics. This magma underwent extensive fractional crystallization at intermediate crustal levels, producing a huge, cumulative mafic body and complementary, residual, K-rich, granitic liquids. This event was accompanied by granulite-facies metamorphism, and it

allowed the differentiation into a restitic/cumulative lower crust and a felsic upper crust. The energy released by the Hercynian lithospheric collision was probably the ultimate driving force for this crustal differentiation process.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was undertaken in collaboration with J.D. Sills (formerly at Leicester University), who provided amphibolite samples and contributed to many discussions for which I am indebted. The manuscript greatly benefited from comments and suggestions by C. Deniel, J.M. Cantagrel and D. Vielzeuf. I am also grateful to J. Clemens for improvement of the english text.

Figure captions

Fig. 1. Geological sketch-map of the Ivrea Zone and adjoining areas (from Boriani & Sacchi, 1973 and Rivalenti et al., 1981).

- 1 : peridotite massifs (Balmuccia and Finero).
- 2 : Ivrea Zone : predominantly igneous, mafic lithologies, undifferentiated, except in Val Sesia where the subdivisions of the Main Basic Body (LLG, ULG, MG and D) are shown (see text).
- 3 : Ivrea Zone : predominantly metasedimentary lithologies.
- 4 : Strona-Ceneri Zone, undifferentiated.
- 5 : Late Hercynian plutons (Lakes Granites).
- 6 : Permo-Mesozoic cover.
- 7 : Alpine units.
- 8 : Plio-Quaternary deposits.

Fig. 2. Generalized cross-section of the crust in the Ivrea and Strona-Ceneri zones (not to scale). The Balmuccia peridotite, and the various units of the Main Basic Body (Lower Layered Group, Upper Layered Group, Main Gabbro and Diorites) are indicated by their initials. Amphibolites embedded within the metasedimentary country-rocks are represented as black strips. The dotted line symbolizes the granulite-amphibolite facies transition.

Fig. 3. Sm-Nd isochron diagram for representative samples of the amphibolites from the Ivrea zone; open circles and full circles respectively refer to samples belonging to the E-MORB-type and N-MORB-type groups as defined by Sills & Tarney (1984).

Fig. 4. U-Pb Concordia diagram for zircons from the Val Sesia-Val Mastallone diorites of the Mafic body (Pin, 1986).

Fig. 5. Tentative, geodynamic interpretation of the evolution of the Ivrea Zone (as inferred from isotopic data), prior to and during the granulite facies event (see text).

(a) ca. 600Ma: General context of accreted island-arcs. Formation of the LLG, through fractionation of a magma derived from a mildly depleted mantle source (Sr-Nd evidence). On the basis of Pb isotope data (Cumming et al., 1987), a subduction-related environment is inferred. The association of oceanic-type basalts with metasediments possibly originated at the same epoch in an accretionary prism (Sills & Tarney, 1984).

(b) ca. 500Ma: Extensional regime, leading to the break-up of the Late Precambrian platform. Possibly, the amphibolite/metasediment complex was formed through intrusion of dykes and/or sills in an opening basin. Diagenesis, or low-grade metamorphism, caused large-scale homogenization of Sr isotopes, as suggested by the 478 +/- 20Ma isochron of Hunziker & Zingg (1980).

(c) 350-320 Ma: After subduction and collision processes of the Hercynian orogeny, intracrustal nappe tectonics, with Barrovian type metamorphism, caused crustal and lithospheric thickening.

(d) ca. 290 Ma: In an extensional regime, the granulitization of the lower crust occurred, coeval with the emplacement, at lower and intermediate crustal levels, of calc-alkaline magmas, parental to the Mafic Body. Extensive fractionation led to the formation of a large cumulative body, and complementary, residual liquids rose to shallow levels as granites and volcanics. It is inferred that the delamination of the upper mantle, resulting from lithospheric thickening, allowed a rise of asthenospheric material and provided heat for this post-kinematic, high-temperature event.

Fig. 6. Schematic interpretation of the Permo-Triassic, uplift history of the Ivrea Zone (see text).

(a) ca. 250 Ma: Initiation of uplift of the lower crust and upper mantle. This uplift occurred in an extensional regime, and is interpreted as the result of tectonic unloading due to a down-to-the-west normal detachment. The Balmuccia mantle lherzolite was emplaced into the lower crust at this time, and a thermal pulse is documented by pegmatite intrusion at intermediate crustal levels, plus widespread volcanism.

(b) ca. 220 Ma: On the basis of ca. 210 Ma fission track ages reported in some of the ophiolites of the Western Alps (Carpena & Caby, 1984), it is inferred that continental break-up occurred (at least locally) prior to the Late

Triassic. At the same epoch, hydrothermal activity and mafic volcanism are documented in the western, upper plate of the inferred detachment system. The eastern, lower plate rose to a shallow level with accompanying volcanism. The eastward facing, normal, Pogallo fault (Schmid et al., 1987) probably accomodated part of this uplift.

(c) ca. 180 Ma: The lack of K-Ar mineral ages younger than 180 Ma indicates that cooling to below 300°C was complete by the Triassic-Jurassic boundary. It is therefore suggested that the site of active extension was displaced further to the West at that time. The lower crust of the Ivrea Zone had reached a shallow level (10 km or less), and did not suffer major re-heating during the subduction and collisional stages of the Alpine evolution.

(d) Recent: Final uplift to surficial level and, presumably, tilting occurred through high-level folding and back-thrusting in Neogene times, as indicated by ca. 10 Ma apatite fission-track ages (Wagner & Reimer, 1972).

Table captions

Table 1. a) New Sm-Nd analytical results obtained on amphibolites (samples studied for major and trace elements by Sills & Tarney, 1984), two additional samples of diorites (also analysed for Sr isotopes, b) and three granites from Mt Orfano and Baveno plutons. Analytical methods were as reported in Pin & Carme (1987). Sm and Nd abundances in µg/g. Precision of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$: 0.2%; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$.

Table 2. Compilation of radiometric data (recalculated with currently used radioactive decay constants when necessary) relevant to the post-Hercynian evolution of the Ivrea (IV) and Strona-Ceneri (SC) Zones.

Table 3. Sr-Nd initial ratios of the 287 Ma old Mafic Body. Analytical data from Pin & Sills, 1986; Voshage et al., 1987 (samples KAW) and this work (samples IV 107 and IV 341).

Table 4. Major and Rare Earth element data on three granitoid samples analysed for Sm-Nd isotopes. Major elements determined by AAS (UA 10) and REE by ICP-OES (CRPG, Nancy).

Table 1

a)

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	
AMPHIBOLITES					
IV 25	3.93	14.7	0.1616	0.512696	(12)
IV 26	4.90	18.3	0.1622	0.512684	(11)
IV 28	4.10	10.3	0.2403	0.513050	(11)
IV 30	2.31	6.33	0.2205	0.513006	(14)
IV 200	3.76	11.1	0.2044	0.513009	(11)
IV 201	4.70	13.3	0.2131	0.513002	(11)
IV 331	5.62	20.0	0.1697	0.512744	(09)
IV 362	3.09	11.6	0.1604	0.512627	(13)
IV 378	7.01	28.4	0.1492	0.512630	(10)
IV 386	2.59	7.30	0.2141	0.512869	(09)
IV 391	4.31	12.0	0.2169	0.513013	(10)
DIORITES					
IV 107	3.14	13.8	0.1375	0.512290	(11)
IV 341	7.88	41.3	0.1154	0.512184	(14)
GRANITES					
ORF 1	10.7	51.4	0.1262	0.512251	(17)
ORF 2	9.99	53.1	0.1138	0.512253	(15)
BAV	8.70	31.5	0.1672	0.512341	(15)

b)

	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DIORITES				
IV 107	36	473	0.220	0.70925
IV 341	58	516	0.325	0.71052

Table 3

			$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ϵNd
IV	176	Gabbro	0.7073	- 4.8
GM	90	Pyroxenite	0.7084	- 6.0
MZ	131	Gabbro	0.7075	- 4.1
IV	146	Anorthosite	0.7079	- 6.1
IV	46	Gabbro	0.7080	- 3.8
IV	144	Gabbro	0.7078	- 5.1
MAS	6	Gabbro	0.7081	- 5.9
MAS	5	Gabbro	0.7077	- 3.0
MAS	4	Gabbro	0.7079	- 6.4
MAS	3	Gabbro	0.7071	- 2.9
MAS	2	Diorite	0.7079	- 4.4
MAS	1B	Diorite	0.7083	- 5.6
MAS	1	Diorite	0.7077	- 5.5
MAS	0	Diorite	0.7084	- 4.0
IV	107	Diorite	0.7084	- 4.7
IV	341	Diorite	0.7092	- 5.9
KAW	1779	Gabbro	0.7078	- 3.6
KAW	1778	Gabbro	0.7082	- 4.7
KAW	1680	Anorthosite	0.7078	- 4.8
KAW	1681	Gabbro	0.7086	- 4.9
KAW	1780	Gabbro	0.7070	- 3.1
KAW	1785	Monzodiorite	0.7088	- 4.7
Average			0.7080	- 4.7
Standard deviation			0.0005	1.04
Range			0.7070/0.7092	-2.9/-6.4

Table 4

	ORF 1	ORF 2	BAV
SiO ₂	73.10	67.50	73.35
Al ₂ O ₃	13.80	15.00	12.90
Fe ₂ O ₃	0.54	1.06	0.70
FeO	1.59	3.32	0.72
MgO	0.35	1.50	0.13
MnO	0.05	0.08	0.03
CaO	1.45	2.50	0.70
Na ₂ O	3.50	3.60	3.60
K ₂ O	4.50	3.00	4.75
TiO ₂	0.20	0.60	0.05
L.O.I.	0.10	0.90	0.48
	-----	-----	-----
Sum	99.18	99.06	99.41
La	50	54	26
Ce	102	111	62
Nd	45	48	32
Sm	10.3	9.9	9.4
Eu	0.95	1.2	0.56
Gd	7.9	7.4	8.1
Dy	7.2	6.1	9.2
Er	3.8	3.1	5.2
Yb	4.2	3.1	5.9
Lu	0.59	0.41	0.80

CHAPITRE IV

PARTIE 1

B

**AUTRES TEMOINS DE LA
CROUTE INFERIEURE
HERCYNIENNE**

INTRODUCTION

Par sa taille et la qualité des coupes qui y sont exposées, la Zone d'Ivrée représente un exemple unique en Europe. Toutefois, ce caractère exceptionnel pourrait amener à s'interroger sur la représentativité de cette région vis-à-vis du problème de la croûte inférieure du domaine hercynien dans son ensemble. Aussi, avant de pouvoir envisager une généralisation des enseignements tirés de l'étude de la Zone d'Ivrée, il est utile d'examiner les autres témoins de la croûte profonde. De façon schématique, ceux-ci se répartissent en deux groupes:

- d'une part, des écailles tectoniques, mises en place à des niveaux superficiels à la faveur du jeu complexe d'accidents distensifs, transcurrents et/ou compressifs, post-hercyniens. On peut citer, dans la chaîne alpine, les granulites du Serre (Calabre) et de Santa Lucia (Corse), dont les analogies avec la Zone d'Ivrée ont été soulignées par Schenk (1981) et Libourel (1985). Hors de l'édifice alpin s.s., le chapelet d'écailles granulitiques de la Zone Nord-Pyrénéenne (Vielzeuf, 1984) offre une autre opportunité d'étudier la croûte inférieure et ses rapports avec les niveaux structuraux moins profonds.

- d'autre part, les xénolithes remontés par certains édifices volcaniques liés au magmatisme basaltique alcalin Néogène de l'Ouest de l'Europe. Les laves, ou les systèmes solides fluidisés, charrient en effet fréquemment des fragments de péridotites mantelliques et, de façon plus occasionnelle, des enclaves de granulites, de gneiss et de granitoïdes divers qu'ils ont ramonées au cours de leur traversée de la croûte. Ces enclaves granulitiques ont fait l'objet, dans le Massif Central, d'études extrêmement détaillées, menées par Leyreloup et ses collaborateurs (Leyreloup, 1973; 1974; 1974; 1977; Dupuy et al., 1979; Dostal et al., 1980; Downes & Leyreloup, 1986). Les xénolithes granulitiques de l'Eifel ont également été étudiés en détail (Okrusch et al., 1979; Stosch et al., 1986). Ces enclaves constituent des témoins précieux pour l'étude de la base de la croûte hercynienne, car ce sont des échantillons dont la remontée à la surface ne suppose pas un contexte tectonique post-hercynien particulier, permettant notamment une estimation des caractères de la base de la croûte en dehors du domaine alpin s.l.

Cependant, les xénolithes ne véhiculent aucune information précise en ce qui concerne l'agencement spatial des divers constituants de la croûte profonde. De plus, il est douteux que cet "échantillonnage magmatique" de la croûte profonde n'introduise aucun biais, ni aucune modification des roches impliquées, bien que des échantillons étonnamment frais soient

parfois rencontrés.

Une compilation des principaux caractères pétrologiques, géochimiques et géochronologiques disponibles a déjà été présentée (Pin & Vielzeuf, 1983) et actualisée (Vielzeuf & Pin, 1987), dans le cadre d'une comparaison avec les granulites de HP précoces de la Chaîne Hercynienne. Dans ce chapitre, sont présentés quelques résultats isotopiques nouveaux, obtenus dans les Pyrénées, en collaboration avec D. Vielzeuf, ainsi que des analyses Sm-Nd préliminaires d'échantillons appartenant à G. Libourel, et provenant du massif de Santa Lucia, en Corse. De plus, on comparera les données isotopiques disponibles sur les xénolithes du Massif Central avec les résultats acquis par ailleurs.

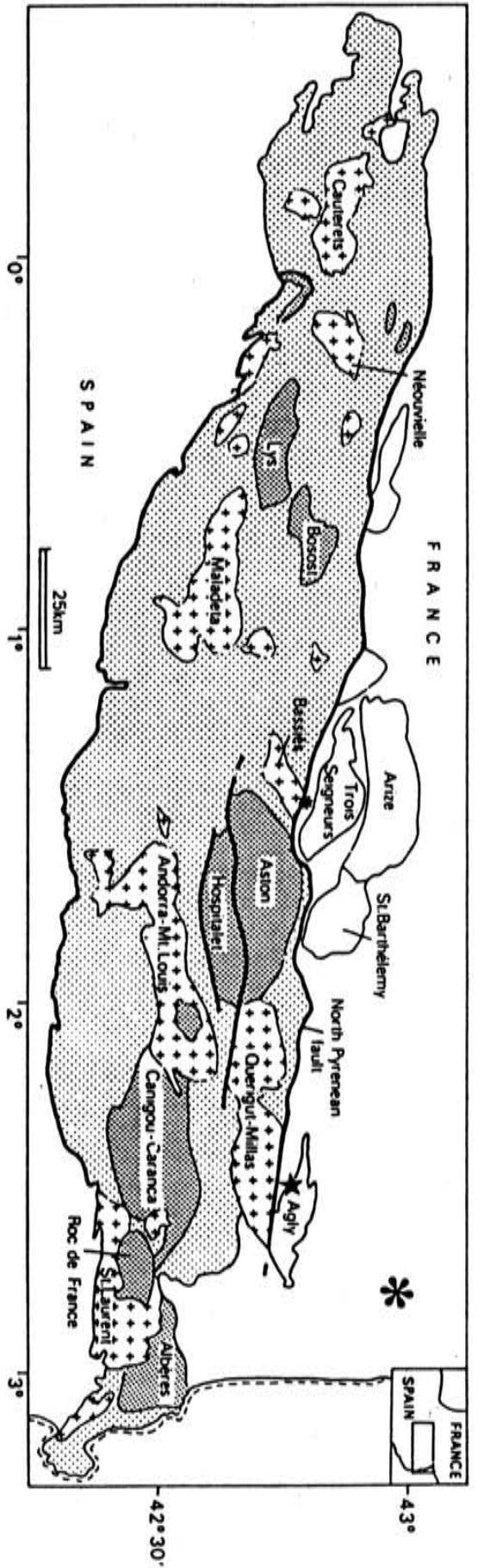


Fig. 1 - Carte schématique des Pyrénées hercyniennes (zone axiale, en gris, et massifs nord-pyrénéens, en blanc) d'après van den Eeckhout & Zwart (1988).

Localisation des trois secteurs étudiés:

- * : Treilles
- ★ : Ansignan
- : Saleix

LES GRANULITES DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE

Résultats isotopiques préliminaires

D. Vielzeuf (1984) a présenté une revue exhaustive de la situation géologique et des principaux caractères des granulites des Pyrénées, qui affleurent soit dans les "massifs primaires nord-pyrénéens" (par exemple l'Agly ou le massif de Castillon), soit sous forme d'écailles tectoniques associées aux accidents majeurs nord-pyrénéens (par exemple l'écaille de Treilles, à la base de la Nappe des Corbières, ou les écailles de la région de Lers, liées à la Faille Nord-Pyrénéenne).

Si le massif de l'Agly a fait l'objet, à la suite des recherches que lui a consacrées Fontelles (1970, 1976), de nombreux travaux isotopiques, les autres massifs n'ont guère été étudiés. Aussi, ces témoins granulitiques sont-ils attribués soit à un socle précambrien, soit à la catazone du métamorphisme hercynien.

Dans le cadre d'une étude isotopique, encore en cours, des principaux exemples granulitiques des Pyrénées (Vielzeuf, Pin & Vidal, projet ATP Transfert), les écailles de Treilles et de Saleix, ainsi que le granite charnockitique d'Ansignan (Fig. 1), ont fait l'objet d'une étude par les méthodes U-Pb et/ou Sm-Nd/Rb-Sr.

Granulites orthodérivées d'âge tardi-hercynien ; exemple de la norite de Treilles, Corbières (Aude, France)

par DANIEL VIELZEUF* et CHRISTIAN PIN*

Mots clés. – Granulites, Pression, Température, Age U-Pb, Zircon, Tardi-Hercynien, Treilles, Pyrénées.

Résumé. – Les conditions pression-température et l'âge de mise en place magmatique de la « Norite de Treilles » (zone nord-pyrénéenne) sont estimés au moyen de l'analyse thermo-barométrique et de la géochronologie U-Pb sur zircons. Les résultats obtenus ($P \sim 5-6$ kb, $T \sim 800^\circ\text{C}$, $t \sim 290$ Ma) permettent de considérer les matériaux catazonaux de l'écaille de Treilles comme un nouveau témoin de l'épisode granulitique de basse pression tardi-hercynien. Les caractères géochimiques et isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7073$, $\epsilon\text{Nd}_i = -6.9$) suggèrent que la norite pourrait avoir signification de cumulat précoce, « sec », fractionné à partir d'un magma d'origine essentiellement crustale. Les granitoïdes mis en place dans la croûte supérieure à la même époque pourraient représenter les liquides résiduels du même système magmatique.

Late-Hercynian granulites of igneous origin ; example of the Treilles norite, Corbières (Aude, France)

Key words. – Granulites, Pressure, Temperature, U-Pb age, Zircon, Late-Hercynian, Treilles, Pyrenees.

Abstract. – Pressure-Temperature conditions and age of magmatic emplacement of the Treilles norite (North Pyrenean zone) have been studied by geothermobarometry and U-Pb zircon dating. P, T estimates (ca. 5-6 kb, 800°C) and emplacement age (ca. 290 Ma) provide additional evidence for a pervasive, low to medium pressure granulite facies during late Hercynian times in this part of western Europe. Geochemical and isotopic characteristics of the norite ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7073$, $\epsilon\text{Nd}_i = -6.9$) are interpreted in terms of early stage fractionation of a dry cumulate assemblage, from a magma which originated through partial melting of time-integrated LREE-enriched rocks. Granitoids with similar isotope signature were emplaced in the upper crust at the same epoch. These might represent evolved liquids derived from the same magmatic system.

I. – INTRODUCTION

Le socle anté-mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne est composé par une série paléozoïque datée, et par des terrains métamorphiques de degré variable, dont certains appartiennent au faciès granulite. Ces granulites constituent un chapelet d'affleurements, soit dans les massifs nord-pyrénéens eux-mêmes, soit sous forme d'écailles déracinées associées aux plus grands accidents tectoniques pyrénéens.

Si l'âge hercynien du métamorphisme épi- et mésozonal ne fait aucun doute, l'âge du métamorphisme granulitique pose un problème important à propos duquel deux hypothèses ont été émises :

— pour les uns [Zwart, 1959, 1979 ; Burg et Leyreloup, 1976 ; Roux, 1977], les granulites sont les témoins d'un vieux socle précambrien ;

— pour les autres [Guitard, 1960 ; Albarède et Fourcade, 1969 ; Vielzeuf, 1980, 1984], elles ne sont que l'expression la plus intense du métamorphisme prograde hercynien.

Compte-tenu de la grande complexité tectonique de la plupart des massifs concernés qui pour la plupart ne sont pas enracinés [Vielzeuf, 1984 ; Souquet et Peybernès, 1987], voire même l'isolement total de certaines écailles granulitiques au sein d'un encaissant mésozoïque, la détermination de l'âge du métamorphisme granulitique nécessite l'utilisa-

tion des méthodes radiochronologiques. Les études réalisées jusqu'à présent ont montré qu'à Saleix [Postaire, 1983] comme dans l'Agly [Vitrac, 1972 ; Postaire, 1983 ; Respaut et Lancelot, 1983], un âge carbonifère supérieur (315-300 Ma) devait être retenu pour la mise en place syn-métamorphique des roches magmatiques à affinités charnockitiques. Seul un âge Rb-Sr par isochrone sur roches totales à 553 ± 25 Ma, obtenu dans l'Agly, a été interprété en termes de ré-homogénéisation isotopique lors d'un métamorphisme intense [Vitrac, 1975]. En fait, cette isochrone regroupe des roches d'origine et d'âge variés, dont une norite datée depuis à 300 Ma [Postaire, 1983 ; Respaut et Lancelot, 1983], et elle n'a vraisemblablement pas de signification chronologique.

Nous présentons ici les résultats de l'étude de l'écaille de Treilles, qui constitue l'exemple le plus oriental des granulites nord-pyrénéennes.

II. – SITUATION GÉOLOGIQUE

La nappe des Corbières orientales, composée de terrains d'âge jurassique et crétacé inférieur décollés au niveau du Trias, a été charriée sur au-moins 10 km vers le nord-ouest à l'Eocène supérieur. L'autochtone de cette nappe apparaît à la faveur de plusieurs fenêtres (Feuilla, Treilles, La Marenne), et expose essentiellement de l'Ordovicien schisto-gréseux (fig. 1a). Les marnes plastiques du Keuper constituent le contact de base de la nappe, et elles englobent, outre des lames de terrains paléozoïques [Jaffrezo, 1977], une écaille de socle de haut degré métamorphique

* Département de Géologie, URA 10-CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Manuscrit déposé le 13 septembre 1990, accepté le 20 juin 1991.

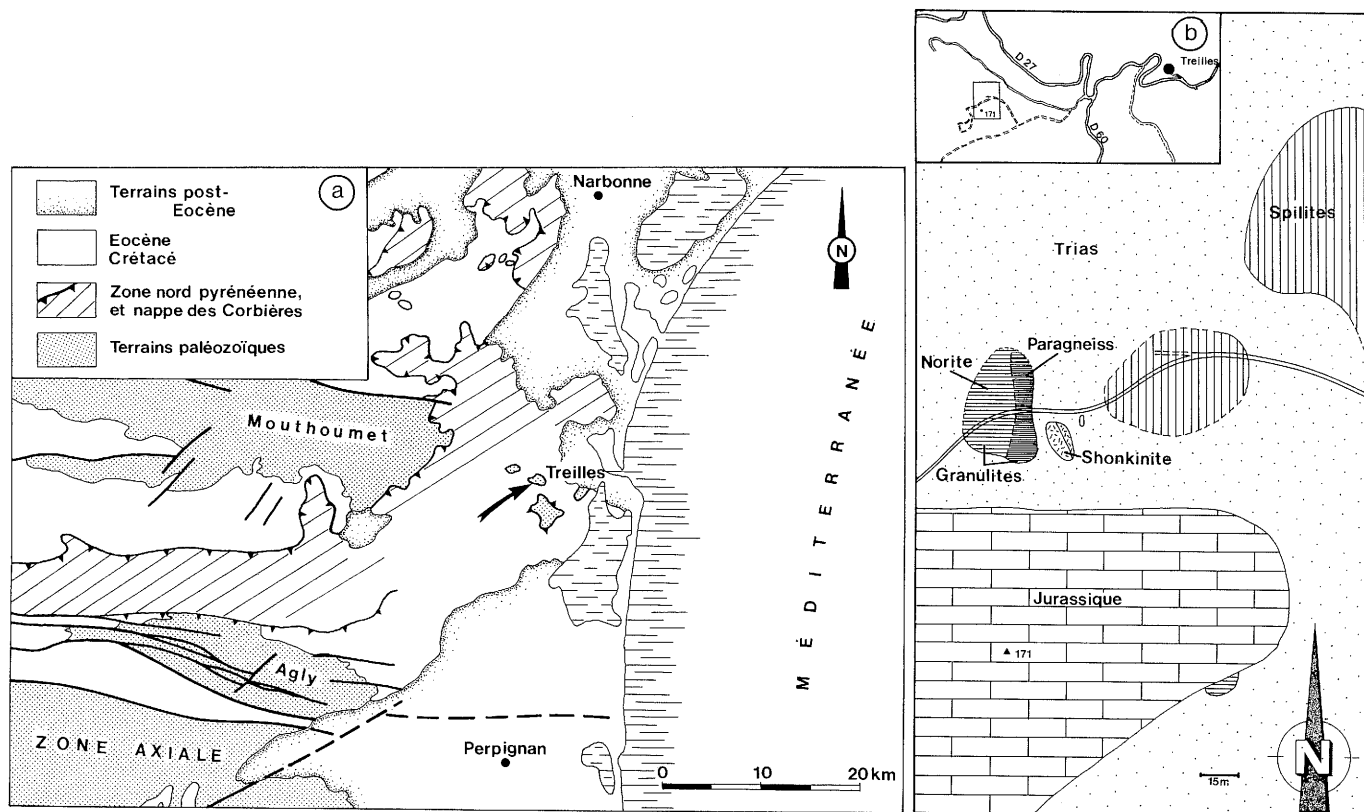


FIG. 1. — (a) Localisation de la boutonnière de Treilles à l'extrémité orientale des Pyrénées [modifié d'après Leyreloup et Burg, 1976].
(b) Situation schématique de l'affleurement de granulites [Vielzeuf, 1984].

FIG. 1. — (a) Geological context of the Treilles erosional window in the eastern part of the Pyrénées [modified from Leyreloup and Burg, 1976].
(b) Location and geological sketch-map of Treilles granulites.

connue à l'affleurement dans la boutonnière de Treilles. Cette écaïlle, signalée par Bartoszewska [1936] sous le nom de « Norite de Treilles », a été décrite et rapprochée des terrains charnockitiques de l'Agly [Guitard, *in* Barrabé, 1958]. Bien que ne retrouvant pas l'affleurement de Bartoszewska, Leyreloup et Burg [1976] donnent la première description pétrographique détaillée des roches constituant l'écaïlle, et les attribuent pour partie au faciès granulite de haute pression, une interprétation que nous contestons.

III. — PRINCIPAUX CARACTÈRES DE LA NORITE ET DE SON CONTEXTE

L'« enclave » de granulite emballée dans le Trias affleure sur environ 1000 m² (fig. 1b). Trois types pétrographiques principaux sont reconnus, des paragneiss granulitiques alumineux, des gneiss à orthopyroxène et grenat et des pyriclasites (ou norites). Les pyriclasites forment un ensemble bien individualisé qui occupe la partie ouest de l'enclave. La partie est est constituée de paragneiss alumineux. Les gneiss à Opx-Gt paraissent, quant à eux, localisés dans la partie sud-est.

A) Les paragneiss granulitiques

1) Pétrographie

Les paragenèses alumineuses occupent environ le tiers de la surface de l'enclave. Des niveaux blancs pegmatitiques quartzo-feldspathiques sont intercalés et pourraient avoir une signification de leucosome.

La paragenèse principale est constituée de quartz, plagioclase (An₂₈₋₃₅), feldspath potassique, grenat ($X_{Mg} = 0,34-0,45$), sillimanite prismatique, biotite I et II ($X_{Mg} = 0,66-0,73$), cordiérite I et II ($X_{Mg} = 0,84-0,87$), spinelle ($X_{Mg} = 0,39-0,49$), rutile graphite, ilménite, apatite et zircon. Les compositions chimiques des principales phases minérales sont données dans le tableau I.

Le grenat montre des signes d'instabilité à sa périphérie et au contact du feldspath potassique. Les produits de déstabilisation sont le plus souvent la cordiérite et la biotite, ce qui suggère la réaction $Gt + Fk + H_2O = Bi + Cd II + Q$.

2) Conditions de cristallisation

Les températures obtenues à partir des thermomètres Gt-Cd, Gt-Bi et Cd-Sp sont rassemblées dans le tableau IIa.

Tabl. I. - Composition chimique des minéraux constitutifs des paragneiss à sillimanite. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes (Pl et Fk), 24 Ox. (Gt), 18 Ox. (Cd), 22 Ox. (Bi) et 32 Ox. (Sp).

Tabl. I. - Microprobe analyses of some minerals from the sillimanite-bearing paragneisses. Structural formulae on the basis of 8 oxygens (Pl and Fk), 24 Ox. (Gt), 18 Ox. (Cd), 22 Ox. (Bi) and 32 Ox. (Sp).

Minéral N° Ech. N°Analyse	Pl	Pl	Pl(1)	Pl	Pl	Fk	Gt	Gt(2)	Gt	Gt	Cd
	TR 9 002-19	TR 9 002-20	TR 9 002-23	TR 8012 002-67	TR 8012 002-68	TR 9 002-27	TR 9 002-1	TR 9 002-44	TR 8012 002-54	TR 8012 002-59	TR 9 001-12
SiO ₂	60.84	59.63	59.46	59.26	59.77	64.40	39.89	39.03	39.21	39.87	50.30
Al ₂ O ₃	24.68	25.62	25.48	25.37	25.35	18.95	23.43	22.37	22.61	22.98	34.23
Fe ₂ O ₃							0	0	0	0	
FeO	0.01	0	0.05	0.06	0	0	25.17	28.74	28.45	25.34	2.93
MgO	0.02	0	0	0	0	0.04	11.44	9.44	8.52	10.74	11.71
CaO	5.80	7.00	3.48	7.37	6.95	0	1.18	0.97	1.20	1.24	0.02
Na ₂ O	7.85	7.62	7.68	7.31	7.31	1.71	0	0.06	0	0	0
K ₂ O	0.62	0.10	0.06	0.17	0.22	14.14	0.04	0.02	0	0.03	0.05
TiO ₂	0.09	0.03	0.04	0.03	0.02	0	0	0.04	0.04	0.03	0.05
MnO	0.05	0	0.07	0	0	0.05	0.50	0.93	1.22	1.09	0.02
ZnO	0.09	0	0	0	0.14	0.06	0.37	0	0	0	0.14
Total	100.19	100.06	96.36	99.66	99.80	99.43	102.10	101.64	101.24	101.32	99.46
Si	2.702	2.655	2.711	2.652	2.668	2.973	5.929	5.937	5.983	5.985	4.994
Al	1.292	1.344	1.369	1.338	1.333	1.031	4.105	4.012	4.067	4.065	4.006
Fe ³⁺							0	0	0	0	
Fe ²⁺	0	0	0.002	0.002	0	0	3.129	3.656	3.631	3.180	0.243
Mg	0.001	0	0	0	0	0.003	2.535	2.140	1.938	2.402	1.733
Ca	0.276	0.334	0.170	0.353	0.332	0	0.188	0.159	0.195	0.199	0.002
Na	0.676	0.658	0.679	0.634	0.633	0.153	0	0.018	0	0	0
K	0.035	0.006	0.003	0.009	0.012	0.833	0.007	0.005	0	0.006	0.006
Ti	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0	0	0.004	0.004	0.003	0.004
Mn	0	0	0.003	0	0	0.002	0.062	0.119	0.157	0.139	0.002
Zn	0.003	0	0	0	0.005	0.002	0.041	0	0	0	0.011
Total	4.996	5.000	4.941	4.994	4.985	5.000	16.006	16.055	15.976	15.980	11.001
X Mg							0.4475	0.3693	0.348	0.4303	0.8770
Alm							0.5290	0.6021	0.6134	0.5374	
Pyr							0.4286	0.3525	0.3274	0.4058	
Spe							0.0106	0.0197	0.0266	0.0235	
Gr							0.0317	0.0251	0.0320	0.0328	
Ad							0	0.0006	0.0006	0.0005	
Ab	0.6849	0.6596	0.7965	0.6361	0.6474						
Or	0.0358	0.0059	0.0039	0.0096	0.0128						
An	0.2793	0.3345	0.1996	0.3543	0.3398						

Minéral N° Ech. N°Analyse	Cd	Cd(3)	Cd	Cd	Bi	Bi(4)	Bi(4)	Sp(5)	Sp(6)	Sp(7)	Sp(6)
	TR 9 002-38	TR 9 002-46	TR 8012 002-50	TR 8012 002-51	TR 9 002-11	TR 9 002-47	TR 8012 002-63	TR 9 002-32	TR 9 002-34	TR 9 002-35	TR 8012 002-53
SiO ₂	49.88	50.78	50.04	49.77	37.11	36.38	36.59	0.08	0.10	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	34.15	34.46	33.77	34.06	15.82	17.11	15.16	63.93	64.42	62.65	60.24
Fe ₂ O ₃								0	0	1.43	0
FeO	3.46	3.49	3.90	3.18	10.83	12.59	13.11	20.20	25.86	26.77	21.87
MgO	11.44	11.69	11.34	11.68	16.20	15.54	14.63	10.15	10.68	10.14	9.99
CaO	0	0	0.03	0	0	0.08	0.01	0.01	0	0.01	0.02
Na ₂ O	0	0	0.01	0	0.10	0.10	0.07	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0.03	0.04	10.20	9.39	10.27	0.02	0.02	0	0.01
TiO ₂	0	0.08	0	0	5.62	4.60	5.58	0.08	0.09	0	0.06
MnO	0	0.10	0.11	0.07	0	0.09	0.07	0.07	0	0.02	0.02
ZnO	0.06	0.16	0	0.06	0.01	0.15	0.04	8.75	1.33	1.43	5.86
Total	99.00	100.89	99.25	98.88	95.94	96.04	95.53	103.30	102.51	102.51	98.17
Si	4.984	4.983	5.000	4.977	5.422	5.331	5.439	0.017	0.021	0.008	0.018
Al	4.021	3.986	3.976	4.014	2.724	2.954	2.655	15.875	15.902	15.640	15.716
Fe ³⁺								0	0	0.227	0
Fe ²⁺	0.289	0.287	0.326	0.266	1.323	1.543	1.630	3.560	4.530	4.742	4.049
Mg	1.704	1.710	1.688	1.741	3.528	3.393	3.241	3.190	3.335	3.200	3.296
Ca	0	0	0.003	0	0	0.013	0.002	0.003	0	0.002	0.004
Na	0.001	0	0.001	0	0.029	0.030	0.020	0	0	0	0
K	0	0	0.004	0.005	1.909	1.755	1.947	0.004	0.004	0	0.003
Ti	0	0.006	0	0	0.617	0.507	0.624	0.013	0.014	0.005	0.012
Mn	0	0.008	0.009	0.006	0	0.011	0.008	0.012	0	0.003	0.003
Zn	0.005	0.012	0	0.005	0.001	0.016	0.005	1.361	0.206	0.223	0.962
Total	11.004	11.002	11.010	11.015	15.553	15.553	15.572	24.033	24.013	24.051	24.082
X Mg	0.8550	0.8564	0.8383	0.8675	0.7273	0.6875	0.6654	0.4725	0.4240	0.4029	0.4487

Pl et Fk : 8 ox ; Gt : 24 ; Cd : 18 ; Bi : 22 ; Sp : 32

(1) plagioclase dans structure réactionnelle ; (2) bordure de Gt destabilisé en biotite + cordiérite ; (3) cordiérite secondaire associée à de la biotite ; (4) autour du grenat ; (5) en inclusion dans sillimanite ; (6) en inclusion dans cordiérite ; (7) associé à biotite

TABL. II. – (a) Estimation des températures de cristallisation des paragneiss alumineux (TR9 et TR8012) et des gneiss à grenat et orthopyroxène (TR8011).

TABL. II. – (a) *Temperature estimates in aluminous paragneisses (TR9 et TR8012) and garnet-orthopyroxene gneisses (TR8011).*

Ech.	X MgSp	X MgCd	X MgGt	X MgBi	T°C(1)	T°C(2)	T°C(3)	T°C(4)	T°C(5)	T°C(6)
TR 9	0,8790	0,4475			633	621				
TR 9	0,8413	0,3693			631	616				
TR 9	0,8774	0,4496			641	627				
TR g(a)	0,8540	0,3693			603	594				
TR 8012	0,8675	0,4303			644	629				
TR 8012	0,8363	0,3435			606	596				
TR 8012(a)	0,9030	0,3973			518	519				
TR 9		0,4475	0,7262				807	783	721	
TR 9		0,4496	0,7344				794	754	714	
TR g(a)		0,3693	0,6712				779	743	705	
TR 8012(a)		0,3973	0,6654				860	799	751	
TR 9	0,4240	0,8550								794
TR 9	0,4052	0,8567								740
TR 9	0,3927	0,8413								779
TR 8012	0,4487	0,8675								791

TR 8011	0,3744	0,6474					850	792	746	
TR 8011	0,3949	0,6442					885	816	765	

(a) association secondaire de biotite et de cordiérite autour du grenat.
Toutes les températures sont calculées pour une pression de 5000 bars.
Thermomètre Gt-Cd (1) : Thompson (1976); (2) : Holdaway et Lee (1977);
Thermomètre Gt-Bi (3) : Ferry et Spear (1978); (4) : Thompson (1976);
(5) : Holdaway et Lee (1977); Thermomètre Cd-Sp (6) : Vielzeuf (1983) et première partie.

TABL. II. – (b) Estimation des pressions de cristallisation des paragneiss à partir de l'association Gt-Pl-Sill-Q [Newton et Haselton, 1981].

TABL. II. – (b) *Pressure estimates for the paragneisses on the basis of the Gt-Pl-Sill-Q association.*

Ech	X Pyr	X Alm	X Gr	X An	V Alm	V Pyr	P (Kb)		
							600°C	800°C	1000°C
TR 9	0,4286	0,5290	0,0317	0,3363	122,70	121,30	3,6	6,3	9,0
TR 9	0,3918	0,5636	0,0295	0,3000	122,70	121,30	3,6	6,5	9,3
TR 9	0,4227	0,5371	0,0283	0,3199	122,55	121,20	3,3	6,0	8,7
TR 9	0,4317	0,5285	0,0285	0,3398	122,55	121,20	3,1	5,8	8,4
TR 8012	0,4058	0,5374	0,0328	0,3543	122,85	121,50	3,4	6,1	8,8
TR 8012	0,3603	0,5895	0,0299	0,3338	122,70	121,30	3,1	5,8	8,6

V molaire partiel en cm³

Le premier thermomètre donne des températures aux environs de 620°C significativement plus basses que celles obtenues à partir des couples Gt-Bi (750°C) ou que celles obtenues à partir de l'association Cd-Sp (770°C). Compte tenu des assemblages observés, ces deux dernières valeurs nous paraissent les plus vraisemblables.

Les pressions obtenues à l'aide du baromètre Gt-Pl-Sill-Q [Newton et Haselton, 1981] sont présentées dans le tableau IIb et la figure 2. Les résultats sont peu dispersés et indiquent une pression de 5,5 kb ± 0,5 entre 750 et 770°C.

B) Les gneiss à orthopyroxène-grenat

1) Pétrographie

Ces gneiss, apparemment les moins abondants, constituent le deuxième faciès de l'enclave de Treilles. Ce sont des roches massives difficiles à distinguer des paragneiss

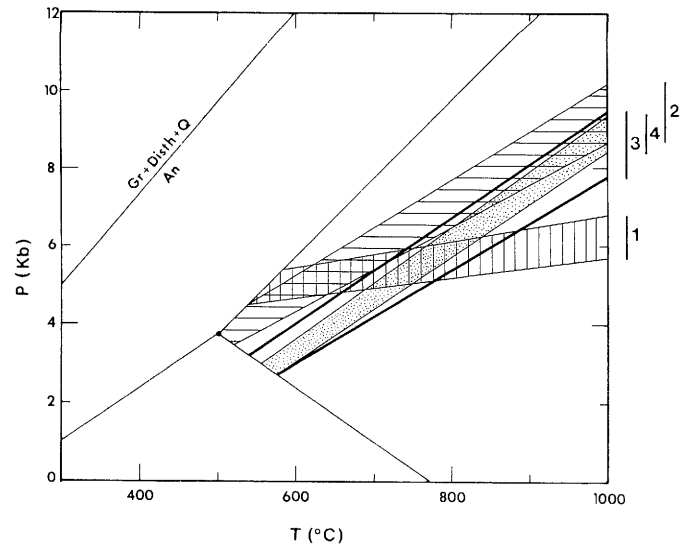


FIG. 2. – Détermination des conditions de cristallisation des granulites de Treilles à partir des géobaromètres Gt-Opx-Pl-Q (1 à 3) et Gt-Pl-Sill-Q (4). Champ des polymorphes Al_2SiO_5 d'après Holdaway [1971].

1 – Newton & Perkins [1982] avec les W (coefficients d'interaction) de ces mêmes auteurs.

2 – Bohlen *et al.* [1983] avec les W de ces mêmes auteurs.

3 – Bohlen *et al.* [1983] avec les W de Newton & Perkins [1982].

4 – Newton et Haselton [1981] avec les W de Newton & Perkins [1982].

FIG. 2. – *Pressure estimates for the Treilles granulites on the basis of Gt-Opx-Pl-Q (1 to 3) and Gt-Pl-Sill-Q (4) barometers. Al_2SiO_5 stability fields after Holdaway [1971].*

1 – Newton & Perkins [1982] with W (interaction coefficients) of these authors.

2 – Bohlen *et al.* [1983] with W of these authors.

3 – Bohlen *et al.* [1983] with W of Newton & Perkins [1982].

4 – Newton et Haselton [1981] with W of Newton & Perkins [1982].

alumineux; de plus, elles sont hétérogènes, des lits clairs riches en quartz – plagioclase – orthopyroxène alternent avec des lits plus sombres enrichis en biotite et grenat. On peut même observer des niveaux franchement alumineux à quartz – plagioclase – biotite – grenat – cordiérite – spinelle (en inclusion dans la cordiérite et le grenat). Dans ces niveaux, l'orthopyroxène est absent.

Ce faciès pétrographique est peu homogène, il est constitué principalement de quartz – plagioclase (An 39-42) – grenat (Alm 0,57-0,59; Pyr 0,33-0,36; Spe 0,01-0,03; Gro 0,03-0,05; $X_{Mg} = 0,36-0,39$) – biotite ($X_{Mg} = 0,64$) – orthopyroxène ($X_{Mg} = 0,62-0,67$) – ilménite – rutile – zircon. Les compositions chimiques des principales phases minérales sont données dans le tableau III.

2) Conditions de cristallisation

La paragenèse de ce faciès indique clairement la co-stabilité de l'orthopyroxène, du grenat et de la biotite. Bien que dans une même lame mince, on puisse observer des niveaux à cordiérite et des niveaux à orthopyroxène, ces deux minéraux appartenant à différentes paragenèses primaires n'ont jamais été repérés en contiguïté et cette association ne peut donc être considérée comme stable.

Les températures de cristallisation obtenues à partir de la réaction d'échange grenat-biotite donnent des valeurs éle-

TABLE III. – Composition chimique des minéraux constitutifs des gneiss à orthopyroxène. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes (Pl), 24 x. (Gt), 6 Ox. (Opx), 22 Ox. (Bi) et 6 Ox. (Ilm).

TABLE III. – Microprobe analyses of some minerals from the orthopyroxene-bearing gneisses. Structural formulae on the basis of 8 oxygens (Pl), 24 Ox. (Gt), 6 Ox. (Opx), 22 Ox. (Bi) and 6 Ox. (Ilm).

Minéral N° échant. N° Analyse	Pl		Pl		Gt		Gt		Opx		Opx		Bi		Bi		Ilm	
	TR 8011 003-21	TR 8011 003-24	TR 8011 004-21	TR 8011 004-22	TR 8011 004-5	TR 8011 004-16	TR 8011 003-3	TR 8011 003-7	TR 8011 003-11	TR 8011 003-12	TR 8011 004-19	TR 8011 004-20	TR 8011 003-25	TR 8011 003-26	TR 8011 004-23	TR 8011 003-27		
SiO ₂	58.55	57.88	57.42	58.22	39.25	39.63	39.37	39.09	51.70	52.89	51.32	51.95	36.25	36.36	36.62	0		
Al ₂ O ₃	26.49	26.68	27.16	26.75	22.81	22.73	22.39	22.66	3.57	3.40	4.06	3.76	14.78	14.65	14.77	0		
Fe ₂ O ₃					0													
FeO	0.05	0.16	0.06	0.01	27.52	27.32	27.65	27.26	20.40	20.39	21.73	23.02	13.76	14.66	13.83	45.01		
MgO	0.03	0.03	0.03	0	6.76	6.59	6.29	6.71	23.10	23.28	22.00	21.27	14.18	13.89	14.05	1.90		
CaO	8.20	8.52	8.26	8.31	1.88	1.66	1.77	1.86	0.12	0.09	0.15	0.16	0	0	0.02	0.03		
Na ₂ O	6.94	6.45	6.60	6.63	0.02	0	0	0.04	0	0	0	0	0.04	0.03	0.05	0		
K ₂ O	0.22	0.19	0.17	0.28	0.03	0.02	0	0.05	0	0.02	0.01	0.03	10.36	10.01	9.32	0.01		
TiO ₂	0	0	0	0.02	0	0.01	0	0.07	0.04	0.03	0.11	0.15	5.55	5.99	5.55	54.14		
MnO	0	0	0.01	0.06	1.27	0.84	1.24	1.51	0.36	0.15	0.23	0.22	0	0.02	0.04	0.64		
ZnO	0	0	0	0	0.05	0	0	0.10	0.04	0.13	0.23	0	0.18	0	0	0.03		
Total	100.46	99.90	99.70	100.28	101.61	101.81	101.76	101.35	99.34	100.38	99.86	100.56	95.10	95.60	94.26	101.76		
Si	2.604	2.592	2.576	2.597	5.959	5.977	5.963	5.952	1.918	1.936	1.907	1.923	5.447	5.441	5.508	0		
Al	1.389	1.408	1.435	1.406	4.081	4.040	3.997	4.067	0.156	0.146	0.178	0.164	2.617	2.584	2.618	0		
Fe ³⁺																		
Fe ²⁺	0.002	0.006	0.002	0	3.494	3.446	3.502	3.471	0.633	0.624	0.675	0.712	1.729	1.834	1.740	1.842		
Mg	0.002	0.002	0.002	0	1.983	2.156	2.096	1.976	1.277	1.270	1.218	1.173	3.175	3.098	3.151	0.138		
Ca	0.391	0.409	0.397	0.397	0.306	0.268	0.287	0.303	0.005	0.003	0.006	0.006	0	0	0.002	0.002		
Na	0.598	0.560	0.574	0.573	0.007	0	0	0.013	0	0	0	0	0.012	0.007	0.015	0		
K	0.013	0.011	0.010	0.016	0.005	0.004	0	0.009	0	0.001	0.001	0.002	1.986	1.911	1.787	0		
Ti	0	0	0	0.001	0	0.001	0	0.008	0.001	0.001	0.003	0.004	0.627	0.673	0.628	1.993		
Mn	0	0	0	0.002	0.164	0.108	0.159	0.195	0.011	0.005	0.007	0.007	0	0.002	0.005	0.026		
Zn	0	0	0	0	0.005	0	0	0.011	0.001	0.003	0.006	0	0.020	0	0	0.001		
Total	4.998	4.988	4.997	4.993	16.004	16.002	16.011	16.006	4.003	3.990	4.001	3.992	15.615	15.552	15.456	4.002		
X Mg					0.3621	0.3849	0.3744	0.3628	0.6687	0.6705	0.6434	0.6222	0.6474	0.6281	0.6442	0.070		
Ab	0.5972	0.5715	0.5853	0.5813														
Or	0.0125	0.0111	0.0098	0.0161														
An	0.3903	0.4174	0.4050	0.4027														
Alm					0.5875	0.5765	0.5795	0.5843										
Pyr					0.3334	0.3607	0.3468	0.3326										
Sp					0.0276	0.0180	0.0262	0.0329										
Gr					0.0515	0.0446	0.0456	0.0490										
Ad					0	0.0002	0.0019	0.0012										
Wo									0.0024	0.0019	0.0033	0.0034						
En									0.6631	0.6676	0.6389	0.6177						
Fs									0.3345	0.3305	0.3578	0.3789						

Pl : 8 ox ; Gt : 24 ox ; Opx : 6 ox ; Bi : 22 ox ; Ilm : 6 ox

vées, aux alentours de 800°C en bon accord avec les températures déterminées dans les autres faciès (tabl. IIa).

Les pressions d'équilibre des assemblages Opx-Gt-Pl-Q sont présentées dans le tableau IV. Tout comme pour les paragneiss alumineux, on note une faible dispersion des valeurs liée à une faible variabilité de la composition de l'orthopyroxène, du grenat et du plagioclase. Entre 700° et 800°C, les valeurs s'échelonnent pour l'essentiel entre 5 et 6 kb en bon accord avec les estimations obtenues sur les paragneiss. Nous retiendrons donc 5,5 ± 0,5 kb, 800 ± 50°C comme conditions de cristallisation des roches du faciès granulite de Treilles. Ces estimations sont en accord avec ce que l'on obtient à l'aide des plus récents calibrages de ces différents géothermomètres [Berman *et al.*, 1985; Perkins *et al.*, 1986].

C) La norite de Treilles

1) Pétrographie

La majeure partie de « l'enclave » granulitique de Treilles est constituée d'une roche massive relativement homogène constituée de plagioclase (An₄₆₋₅₂) – orthopyroxène (X_{Mg} = 0,62-0,66) ± quartz ± clinopyroxène (Wo 0,42-0,48; En 0,39-0,43; Fs 0,10-0,16) ± biotite (X_{Mg} = 0,69) – ilménite – apatite ± rutile. La composition des principales phases

minérales de la norite est donnée dans le tableau V. Le plagioclase et l'orthopyroxène constituent 80 à 90 % de la composition modale de la roche. Les proportions modales de quatre échantillons ont été obtenues soit par comptage de point, soit par calcul à partir de l'analyse chimique en roche totale et d'analyses moyennes des minéraux constitutifs (plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, quartz, biotite, ilménite) par la méthode des moindres carrés. Les résultats sont donnés dans le tableau VI. Le pourcentage de quartz est faible (inférieur à 2 %) et certaines roches paraissent même en être dépourvues. L'orthopyroxène est toujours la phase ferromagnésienne dominante (entre 20 et 30 % de la composition modale). La proportion de clinopyroxène varie entre 5 et 10 % et bien qu'il soit difficile de l'affirmer, ce minéral semble présent dans la plupart des échantillons. La présence de biotite est liée au degré plus ou moins grand de transformation de l'orthopyroxène; dans le plus grand nombre de cas, la proportion de biotite est très faible et vraisemblablement inférieure à 1 %; le chiffre de 9,3 % obtenu pour l'échantillon TR6 ne rend pas compte du cas général. Les résultats obtenus par calcul sont en bon accord avec les résultats du comptage de points sur 1700 points effectué sur TR70. Si l'on se réfère à la classification des roches gabbroïques [Streckeisen, 1976], le terme de norite utilisé depuis la découverte de cette roche est parfaitement approprié puisque la proportion de clinopyroxène est inférieure ou égale à 10 %. Dans la classifi-

TABLE IV. – Estimation des pressions de cristallisation des gneiss à orthopyroxène-grenat, à partir de l'association Opx-Gt-Pl-Q.
 P1 – Newton & Perkins [1982] avec les W (coefficients d'interaction) de ces mêmes auteurs.
 P2 – Bohlen *et al.* [1983] avec les W (coefficients d'interaction) de ces mêmes auteurs.
 P3 – Bohlen *et al.* [1983] avec les W (coefficients d'interaction) de Newton & Perkins [1982].

TABLE IV. – Pressure estimates for the garnet-orthopyroxene gneisses on the basis of the Opx-Gt-Pl-Q association.
 P1 – Newton & Perkins [1982] with W (interaction coefficients) of these authors.
 P2 – Bohlen *et al.* [1983] with W of these authors.
 P3 – Bohlen *et al.* [1983] with W of Newton & Perkins [1982].

Ech	X Pyr	X Alm	X Gr	X An	a_{En}^{Opx}	a_{Fs}^{Opx}	P ₁ (Kb)		P ₂ (Kb)		P ₃ (Kb)			
							600°C	800°C	600°C	800°C	600°C	800°C		
TR 8011	0.3326	0.5843	0.0490	0.4048	0.4076	.1000	4.7	5.2	5.7	7.6	10.0	4.0	6.6	9.2
-	-	-	-	-	0.3545	.1262	5.1	5.7	6.4	6.8	9.0	3.3	5.8	8.2
-	0.3468	0.5795	0.0456	-	0.4076	.1000	4.8	5.3	5.8	7.4	9.8	3.8	6.3	8.9
-	-	-	-	-	0.3545	.1262	5.2	5.8	6.4	6.6	8.8	3.1	5.5	7.9
-	0.3334	0.5875	0.0515	-	0.4100	.1026	4.9	5.4	6.0	7.7	10.2	4.1	6.7	9.4
-	-	-	-	0.4090	0.3437	.1267	5.4	6.1	6.7	7.0	9.2	3.4	5.9	8.4
-	-	-	-	-	0.3705	.1138	5.2	5.8	6.4	7.3	9.7	3.7	6.3	8.9
-	0.3607	0.5765	0.0446	-	0.4100	.1026	5.0	5.5	6.0	7.3	9.6	3.6	6.1	8.6
-	-	-	-	-	0.3437	.1267	5.5	6.2	6.8	6.6	8.7	3.0	5.4	7.8
-	-	-	-	-	0.3705	.1138	5.3	5.9	6.5	7.0	9.2	3.3	5.8	8.2

TABLE V. – Composition chimique des minéraux constitutifs de la norite. Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes (Pl), 6 Ox. (Opx et Cpx), 22 Ox. (Bi) et 6 Ox. (Ilm).

TABLE V. – Microprobe analyses of some minerals from the norite. Structural formulae on the basis of 8 oxygens (Pl), 6 Ox. (Opx and Cpx), 22 Ox. (Bi) and 6 Ox. (Ilm).

Minéral	Pl		Pl		Opx		Opx		Cpx		Cpx		Cpx		Bi	Ilm
	N° Ech.	TR 70exc	TR 70exc	TR 8010	TR 8010	TR 70exc	TR 70exc	TR 8010	TR 70exc	TR 70exc	TR 8012	TR 8012	TR 8012	TR 70exc		
N° Anal.	003-31	003-32	003-55	003-57	003-36	003-38	003-49	005-15	003-37	003-52	005-4	003-46	003-45			
SiO ₂	56.26	56.35	56.07	55.84	52.48	53.94	53.70	53.76	53.44	53.01	52.89	37.96	0.02			
Al ₂ O ₃	27.97	27.51	27.88	28.01	1.09	0.82	0.84	0.04	1.17	1.99	1.29	13.66	0			
Fe ₂ O ₃																
FeO	0.01	0.06	0.05	0	22.66	22.75	22.79	6.42	7.14	8.06	9.18	12.21	46.29			
MgO	0.05	0.01	0.06	0.05	22.48	22.77	22.40	15.17	14.77	13.72	14.54	15.44	2.19			
CaO	10.03	9.58	9.91	10.12	0.54	0.39	0.53	23.22	22.86	22.78	20.58	0	0.06			
Na ₂ O	6.02	5.95	6.01	5.87	0.03	0	0.02	0.15	0.13	0.28	0.29	0.16	0.05			
K ₂ O	0.16	0.17	0.13	0.14	0	0	0.05	0.01	0	0	0.01	10.09	0			
TiO ₂	0.03	0	0.01	0	0.08	0.05	0.10	0.09	0.25	0.36	0.21	6.37	52.53			
MnO	0	0	0	0	0.38	0.44	0.55	0.17	0	0.25	0.26	0	0.47			
ZnO	0	0	0.09	0	0.12	0	0.17	0.01	0.09	0	0	0	0.15			
Total	100.54	99.63	100.19	99.83	99.86	101.14	101.14	99.36	99.86	100.51	99.24	95.91	101.76			
Si	2.517	2.537	2.516	2.507	1.962	1.984	1.980	1.997	1.979	1.960	1.960	5.587	0.001			
Al	1.475	1.460	1.475	1.488	0.048	0.035	0.036	0.016	0.051	0.087	0.057	2.369	0			
Fe ³⁺																
Fe ²⁺	0	0.002	0.002	0	0.708	0.697	0.703	0.199	0.221	0.249	0.287	1.503	1.909			
Mg	0.003	0.001	0.004	0.004	1.252	1.248	1.231	0.840	0.815	0.756	0.811	3.387	0.168			
Ca	0.481	0.462	0.477	0.489	0.022	0.015	0.021	0.924	0.907	0.902	0.826	0	0.003			
Na	0.522	0.519	0.523	0.513	0.002	0	0.001	0.011	0.009	0.020	0.021	0.047	0.005			
K	0.009	0.010	0.007	0.008	0	0	0.002	0	0	0	0.001	1.894	0			
Ti	0.001	0	0	0	0.002	0.001	0.003	0.003	0.007	0.010	0.006	0.705	1.948			
Mn	0	0	0	0	0.012	0.014	0.017	0.005	0	0.008	0.008	0	0.020			
Zn	0	0	0.003	0	0.003	0	0.005	0	0.002	0	0	0	0.005			
Total	5.008	4.992	5.007	5.009	4.012	3.997	4.000	3.997	3.993	3.993	3.996	15.492	4.059			
X Mg					0.6387	0.6408	0.6366	0.8082	0.7865	0.7521	0.7385	0.6926	0.0778			
Ab	0.5160	0.5237	0.5192	0.5181												
Or	0.0091	0.0100	0.0072	0.0076												
An	0.4750	0.4663	0.4736	0.4841												
Wo					0.0109	0.0077	0.0106	0.4695	0.4667	0.4712	0.4273					
En					0.6279	0.6314	0.6244	0.4266	0.4195	0.3947	0.4198					
Fs					0.3612	0.3609	0.3650	0.1039	0.1139	0.1341	0.1530					

cation des roches charnockitiques [cf. Leyreloup, 1973], cette roche tombe dans le champ des pyriclases.

L'état de fraîcheur de ces roches est remarquable, leur structure est granoblastique. La taille des grains est relativement homogène, entre 0,5 et 1 mm. L'influence d'une déformation ne se manifeste que par la présence d'extinction ondulante des minéraux et en particulier des plagioclases. A l'échelle de l'échantillon, on notera une nette orientation de la texture (évoquant un litage magmatique?). La roche est parcourue de filonnets de scapolite tardif.

2) Caractères géochimiques

Les compositions en éléments majeurs de quatre échantillons (tab. V) confirment l'homogénéité de la norite. Ce caractère, associé à l'existence d'un litage et à la présence d'exsolutions d'orthopyroxène dans le clinopyroxène, plaide en faveur d'une origine magmatique. L'échantillon étudié par la méthode U-Pb (TR8008) a également été analysé pour certains éléments en trace. Les résultats (tabl. VII) sont figurés sous forme de profil normalisé aux chondrites (fig. 3). On note le niveau relativement bas de la plupart

TABLE VI. — Compositions modales de quelques échantillons de norite, calculées par la méthode des moindres carrés ou mesurée par comptage de points (1).

TABLE VI. — *Modal analyses of some norite samples calculated by least square analysis and point counting (1).*

	TR70exc	TR 8010	TR 8008	TR 6	TR70exc(1)
Q	0	1.9	0.7	2.0	-
Pl	57.0	57.5	59.5	55.3	61.9
Opx	24.6	30.0	31.4	24.8	30.0
Cpx	10.2	7.2	5.0	6.8	4.1
Bi	4.9	0	0.7	9.3	0.4
Ilm	3.3	3.3	2.7	1.8	3.6
	100	100	100	100	100

TABLE VII. — Composition chimique en éléments majeurs et en éléments traces de l'échantillon TR 8008. Techniques analytiques : Majeurs absorption atomique (URA 10); Zr, Nb, Y : spectrométrie de fluorescence X (E.N.M. Alès); lanthanides : spectroscopie d'émission ICP (C.R.P.G. Nancy).

TABLE VII. — *Major and trace element data for the Treilles norite (sample TR 8008). Analytical techniques : Atomic Absorption Spectrometry (major elements, URA 10), WD-XRF (Zr, Nb, Y, E.N.M. Alès); ICP-AES (lanthanides, CRPG Nancy).*

	TR6	TR70EX	TR8010	TR8008	
SiO2	53.30	51.10	53.50	53.40	Zr : 62
Al2O3	16.80	17.10	16.10	16.80	Nb : 6
Fe2O3	3.07	2.34	2.16	3.67	Y : 15
FeO	5.79	6.81	7.24	5.79	
MgO	7.60	8.00	7.40	7.60	Th : 0.74
CaO	7.15	8.30	7.40	7.10	La : 9.50
Na2O	3.40	3.30	3.30	3.40	Ce : 18.3
K2O	1.50	0.40	0.40	0.45	Nd : 9.56
TiO2	1.30	1.60	1.50	1.30	Sm : 2.10
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	Eu : 0.99
H2O+	-	0.05	-	0.05	Gd : 2.04
H2O-	0.08	-	-	0.07	Dy : 2.16
	-----	-----	-----	-----	Er : 1.28
Total	100.15	99.16	99.17	99.80	Yb : 1.45
					Lu : 0.24

de ces éléments « incompatibles », et de nettes anomalies positives en strontium et europium qui, en accord avec les teneurs élevées en Al₂O₃, traduisent un caractère cumulatif en plagioclase. De même, l'anomalie positive en titane peut s'interpréter en termes d'accumulation d'ilménite (2-4% dans le mode). L'enrichissement en terres rares légères est associé, malgré l'anomalie positive en Ti, à une faible abondance relative en niobium. Ceci suggère que la teneur en Nb n'est pas principalement contrôlée par les oxydes titanes, et que l'assemblage cumulatif représenté par la norite a fractionné à partir d'un magma lui-même relativement appauvri en Nb. La faible teneur relative du thorium s'accorde bien avec la nature cumulative de la norite, car cet élément se concentre fortement dans le liquide magmatique résiduel tant que ne fractionnent pas massivement des minéraux accessoires tels que sphère ou monazite.

En conclusion, les données chimiques disponibles suggèrent que la norite représente un cumulat précoce de minéraux non hydroxylés (andésite-Opx-ilménite) précipité à partir d'un magma de chimisme intermédiaire, enrichi en terres rares légères et relativement appauvri en Nb, d'affinité nettement calco-alcaline. On peut supposer que le liquide résiduel de ce fractionnement était enrichi en SiO₂, K₂O, Rb, Terres Rares (sauf Eu) et Th, mais présentait une forte anomalie négative de ses abondances relatives en Sr, Eu, Nb et Ti. Ces caractères sont communs dans beaucoup de granitoides, et notamment, dans la région, ceux de Millas

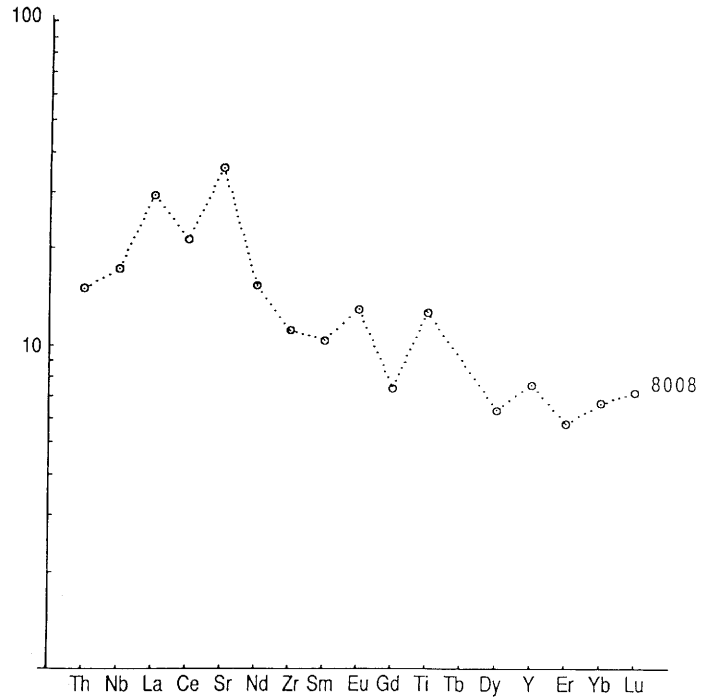


FIG. 3. — Profil d'éléments incompatibles, normalisés aux chondrites, de l'échantillon de norite étudié par la méthode U-Pb (TR 8008).

FIG. 3. — *Chondrite normalized incompatible element pattern for the norite sample studied by the U-Pb zircon method (TR 8008).*

et de St Laurent, ainsi que les monzogranites et le granite central du complexe de Quérigat [Fourcade, 1981].

IV. — RÉSULTATS ISOTOPIQUES

Du fait de son origine magmatique et de sa mise en place synmétamorphe, suggérée par les conditions de cristallisation identiques à celles de l'encaissant, la norite constituait un matériel favorable pour un essai de datation. Les zircons ont été extraits par les méthodes conventionnelles (table à secousses, liqueurs denses, séparateur magnétique Frantz), puis purifiés sous loupe binoculaire. Les grains sont de teinte beige clair, assez limpides ou bien laiteux. Ils renferment des inclusions noires fréquentes. D'un point de vue morphologique, ces zircons sont caractérisés par la prépondérance des grains à habitus de fragment, comme cela est souvent le cas dans les roches gabbroïques [Poldervaart, 1956; Taubeneck, 1957]. Des cristaux prismatiques à arêtes émoussées sont également présents, ainsi que quelques grains à habitus sphéroïdal.

Cinq fractions individualisées en fonction de la granulométrie et de la susceptibilité magnétique ont été analysées selon la procédure de Krogh [1973], en utilisant un traceur mixte ²⁰⁸Pb-²³⁵U pour la dilution isotopique d'une aliquote de l'échantillon mis en solution. Le blanc total de la procédure chimique est de 0,5 ng de Pb. Les mesures isotopi-

ques ont été réalisées au moyen d'un spectromètre de masse CAMECA TSN 206S équipé d'un multiplicateur d'électrons. L'analyse du standard du NBS SRM 983 a donné le résultat suivant : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 2703 \pm 12$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 192,5 \pm 1,0$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,071224 \pm 22$. Les données analytiques sont reportées dans le tableau VIII et les points expérimentaux figurés dans un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (fig. 4). Ces points sont très groupés près de la courbe Concordia, comme le montre l'étalement restreint des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 272 et 282 Ma. En raison de ce faible degré de discordance, on ne peut calculer une droite de régression suffisamment précise à partir des points expérimentaux, et il est préférable d'estimer l'âge de ces zircons par l'intermédiaire des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui ont une valeur moyenne de 288 ± 7 Ma (2σ). En toute rigueur, cette estimation correspond à un âge minimum de la population étudiée, et on peut obtenir une valeur géologiquement plus probable en intégrant au calcul de la droite de régression des points expérimentaux, un point fictif situé sur la courbe Concordia et correspondant, dans le cadre d'un modèle de perte épisodique simple, à l'âge des phénomènes de pertes en Pb radiogénique [Dunning et Krogh, 1985]. Ceci revient à imposer l'intercept inférieur de la droite de régression avec la courbe Concordia. Toutefois, ce point fictif est affecté d'une très large marge d'erreur (100 %) dans le calcul de régression linéaire, de façon à ce que son choix n'ait pas d'effet drastique sur la détermination de l'intercept supérieur. Dans le cas présent, le point fictif choisi correspond à un âge de 100 Ma, qui est celui déterminé par ailleurs pour le métamorphisme pyrénéen [Albarède et Michard-Vitrac, 1978; Montigny *et al.*, 1986] et le magmatisme basique sous-saturé dans cette région [Golberg *et al.*, 1986]. Ces événements thermiques peuvent avoir causé les phénomènes limités de perte en plomb radiogénique à l'origine de la faible discordance des zircons étudiés.

La droite calculée suivant cette procédure fournit un intercept inférieur de 100 ± 30 Ma, et un intercept supérieur de 293 ± 14 Ma (2σ) [York, 1969]. Cet âge n'est pas significativement différent de l'âge minimum à 288 Ma défini par les âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, et nous le considérons comme l'estimation la plus réaliste de l'âge de cristallisation des zircons, lors de la mise en place profonde (env. 6 kb) de la norite.

En complément des mesures géochronologiques, l'échantillon de norite étudié a fait l'objet d'analyses Rb-Sr et Sm-Nd, afin de préciser les caractères isotopiques de sa source.

Ces données (tabl. VIII) permettent de calculer les compositions isotopiques du Sr et du Nd, en corrigeant les effets de la désintégration radioactive depuis 290 Ma. Les résultats, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{290} = 0,7073$ et $\epsilon\text{Nd}_{290} = -6,9$, montrent que la région source de la norite a été caractérisée, pendant une période de temps importante, par un rapport Rb/Sr modérément élevé et par un fort enrichissement en terres rares légères. Bien qu'ils témoignent d'une signature crustale de la norite, ces caractères ne s'accordent guère avec l'hypothèse d'une fusion partielle de matériaux sédimentaires très évolués, dont les rapports Rb/Sr élevés auraient entraîné une composition isotopique du Sr plus radiogénique. Par contre, des matériaux grauwackeux pourraient constituer une source plus convenable.

Il est également possible que la norite soit le résultat d'un processus de mélange entre un magma initial basique, à rapport Sr/Nd élevé, et un produit de fusion crustale, pour lequel il est raisonnable d'envisager un rapport Sr/Nd beaucoup plus faible. Alors, la courbure des trajectoires de mélange [DePaolo et Wasserburg, 1981] est telle que le produit

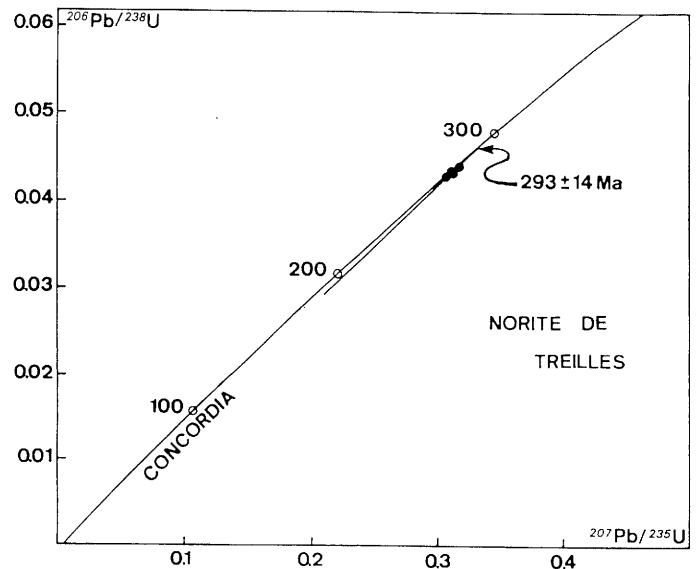


FIG. 4. - Report dans le diagramme Concordia des points représentatifs des zircons de l'échantillon TR 8008.

FIG. 4. - Concordia diagram for zircons extracted from sample TR 8008.

TABLE VIII. - (a) Résultats analytiques U-Pb sur zircons (TR 8008). (b) Résultats Rb-Sr et Sm-Nd sur roche totale (TR 8008).

TABLE VIII. - (a) U-Pb zircon analytical data (Sample TR 8008). (b) Rb-Sr and Sm-Nd analytical data for whole rock sample TR 8008.

	Fractions		U	Pb*	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Ages apparents (Ma)		
			μg/g	μg/g	mesuré		corrigés				
a)	NM0*	150-200	438	19.3	3307	0.04344	0.3129	0.05223	274	276	296
	NM0*	115-150	628	27.7	2463	0.04349	0.3109	0.05184	274	275	278
	M1-2*	115-150	460	20.1	1568	0.04305	0.3085	0.05198	272	273	284
	NM0*	80-115	480	21.5	2620	0.04411	0.3173	0.05218	278	280	293
	M0-1*	80-115	435	19.1	1886	0.04346	0.3111	0.05191	274	275	281
b)	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			
	6.0	388	0.045	0.70746	2.62	11.61	0.1363	0.512170	(8)		

du mélange s'éloigne plus rapidement du pôle basique en ce qui concerne les isotopes du Nd qu'en ce qui concerne ceux du Sr.

V. – IMPLICATIONS ET CONCLUSIONS

Les estimations (P, T) et l'âge radiométrique à env. 290 Ma permettent de considérer les matériaux catazonaux de l'écaïlle de Treilles comme un nouveau témoin de l'épisode granulitique tardif de basse pression, reconnu en plusieurs secteurs de la chaîne hercynienne [Pin et Vielzeuf, 1983].

D'un point de vue local, la norite de Treilles peut être comparée au granite charnockitique d'Ansignan (Agly), interprété comme une intrusion de mise en place profonde, hercynienne [Guitard, 1960]. Ce granite et les masses basiques d'affinités noritiques qu'il renferme ont fait l'objet de nombreux travaux géochronologiques [Vitrac, 1972, 1975; Postaire, 1983; Respaut et Lancelot, 1983] qui ont bien établi leur âge hercynien tardif (295-315 Ma). Les estimations de cristallisation déterminées pour la charnockite (6 ± 1 kb) [Andrieux, 1982] et les paragneiss granulitiques encaissants (5 ± 1 kb) [Vielzeuf, 1984] sont très comparables à celles obtenues à Treilles et soulignent l'analogie générale de ces deux ensembles catazonaux.

Il n'apparaît donc pas nécessaire d'envisager, comme l'ont fait Leyreloup et Burg [1976], une origine exotique relativement lointaine, à partir d'un hypothétique massif nord-pyrénéen perdu en Méditerranée, pour l'écaïlle de Treilles, qui pourrait plutôt provenir du massif de l'Agly, comme l'avait suggéré Guitard [*in* Barrabé, 1958].

D'un point de vue plus général, ces données apportent une contribution au problème de la reconstitution du « puzzle crustal » nord-pyrénéen. En effet, le découpage du socle hercynien par les événements (pré-) pyrénéens, et les surrections postérieures d'ampleur extrêmement variable, offrent l'opportunité de reconstituer un profil de la croûte continentale [Vielzeuf, 1984]. A cet égard, l'écaïlle de Treilles paraît représenter un fragment d'un des niveaux les moins profonds de la croûte inférieure, telle qu'elle était structurée à la fin de l'orogénèse hercynienne. Il est important de noter que l'âge à environ 290 Ma obtenu pour la norite est sensiblement le même que celui des granites calco-alcalins mis en place dans la région à un niveau structural plus élevé. En effet, une isochrone composite à 280 ± 12 Ma ($R_i = 0,710 \pm 1$) a été obtenue sur les granites de

Quérigut, Millas et Mt Louis [Vitrac-Michard et Allègre, 1975], confirmée par une isochrone à 282 ± 5 Ma ($0,70954 \pm 16$) sur les granodiorites-tonalites et monzo-granites de Quérigut [Fourcade, 1981].

On peut donc supposer, à titre d'hypothèse de travail, que la norite de Treilles et les granites de type Quérigut-Millas-St Louis représentent des témoins de deux « étages » d'un même méga-système magmatique. Il est alors intéressant de comparer les caractères isotopiques Sr-Nd de la norite à ceux du complexe de Quérigut [Ben Othman *et al.*, 1984].

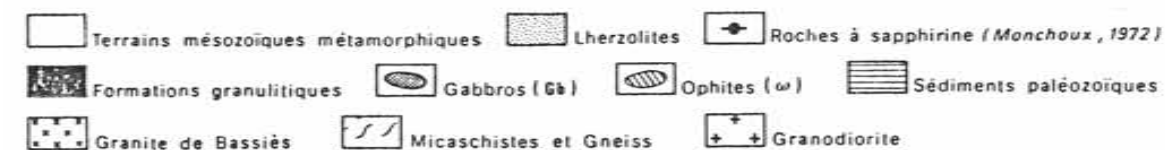
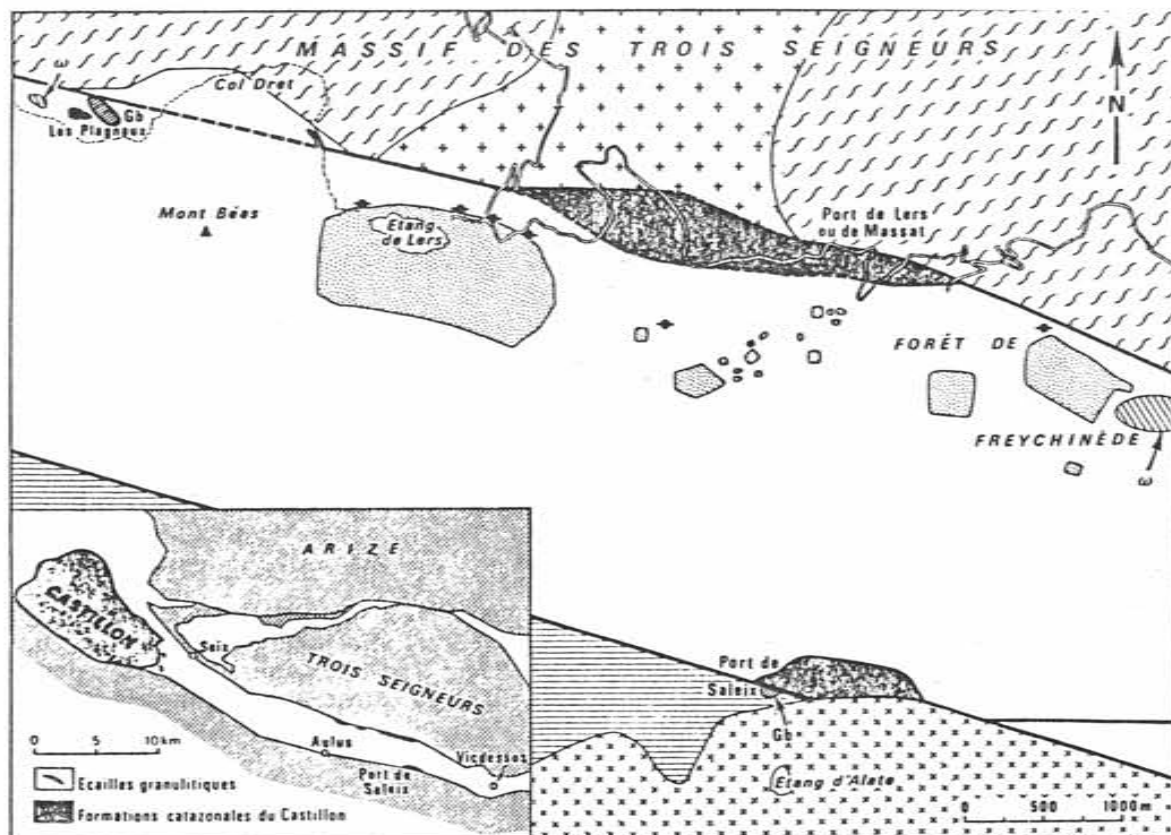
Le cortège basique du massif de Quérigut ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{290} = 0,7052-0,7067$, $\epsilon\text{Nd}_{290} = 0,0/-5,0$; moyenne = $-3,2$) est, dans l'ensemble, isotopiquement plus primitif et ne peut donc pas avoir de relation génétique directe avec la norite. Par contre, on constate que les granodiorites, monzogranites et granites ($\epsilon\text{Nd}_{290} = -3,5/-8,8$; moyenne = $-6,2$) ne diffèrent de la norite que par leur composition isotopique du strontium plus élevée (0,7095). La norite pourrait donc avoir signification de cumulat précoce, « sec », fractionné à partir d'un magma d'origine essentiellement crustale ($\epsilon\text{Nd} = -6,9$), dont les granodiorites, monzogranites et granites pourraient représenter les liquides résiduels. Dans ce modèle, ces derniers devraient leur composition isotopique en Sr plus élevée à une contamination sélective en Sr, probablement réalisée par interaction avec des fluides chargés en Sr radiogénique. Ce phénomène paraît d'autant plus envisageable que le magma granodioritique était vraisemblablement sous-saturé en H_2O [cf. Clemens, 1984], et a donc pu « drainer » de tels fluides. Les données isotopiques montrent que le magma initial à l'origine de cette hypothétique suite norito-granodioritique, était dominé par un composant crustal. La production de ce magma serait à rechercher dans la fusion de matériaux grauwackeux, ou dans l'hybridation, à plus grande profondeur, de magmas basiques d'origine mantellique avec des produits de fusion crustale générés en réponse à leur intrusion.

Remerciements. – Ce travail entre dans le cadre du programme « Dynamique et bilan de la Terre » – Thème « Dynamique Globale » de l'Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS. Les auteurs remercient J. Kornprobst et B. Azambre pour leurs suggestions, ainsi que G. Guitard et J.J. Peucat pour leurs remarques et critiques constructives. Cet article est la contribution CNRS-INSU-DBT n° 329.

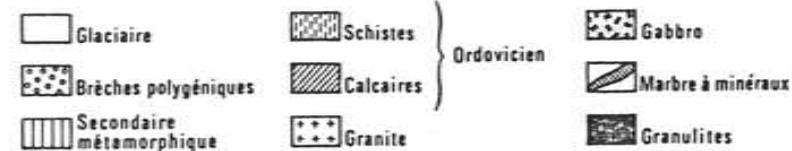
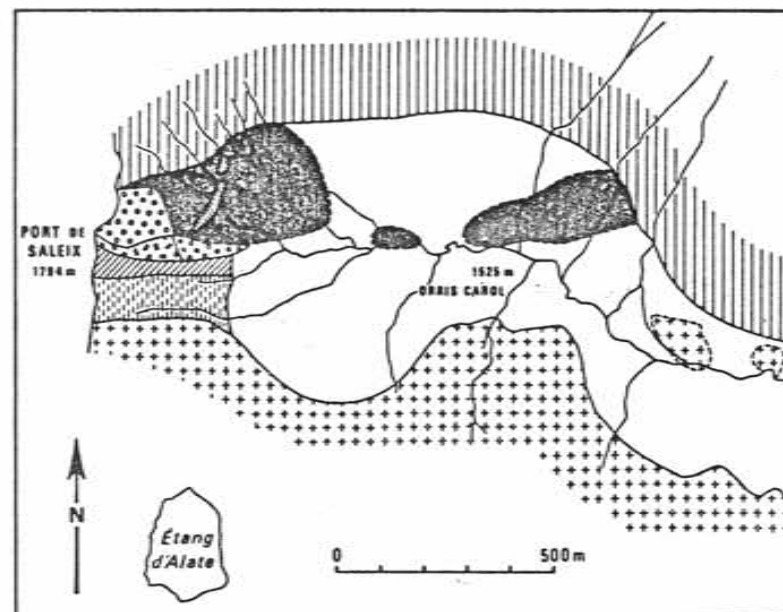
Références

- ALBARÈDE F. & FOURCADE S. (1969). – Sur la présence de gneiss à orthopyroxène dans le socle hercynien du massif nord pyrénéen de Bessède de Sault (Aude). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **269**, 1823-1826.
- ALBARÈDE F. & MICHARD-VITRAC A. (1978). – Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **40**, 327-332.
- ANDRIEUX P. (1982). – Conditions de cristallisation et évolution paragénétique d'une charnockite hercynienne : le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées orientales). – *Bull. Minéral.*, **105**, 253-266.
- BARRABÉ L. (1958). – La partie orientale du massif des Corbières. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **VIII**, 811-824.
- BARTOSZEWSKA M. (1936). – Etude géologique de la région de Treilles (Aude). – Dipl. Et. Sup., Paris, 613, 17 p.
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S. & ALLÈGRE C.J. (1984). – Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Quérigut

- case studied by Nd-Sr isotope systematics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 290-300.
- BERMAN R.G., BROWN T.H. & GREENWOOD H.J. (1985). – An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. – Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report, Toronto, 377, 62 p.
- BOHLEN S.R., WALL V.J. & BOETTCHER A.L. (1983). – Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 52-61.
- BURG J.P. & LEYRELOUP A. (1976). – Mise en évidence d'un socle précambrien granulitique de haute pression à noyaux élogitiques dans un massif nord-pyrénéen à structure de dome thermique : Bessède de Saulat (Aude). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **283**, 307-310.
- CLEMENS J.D. (1984). – Water contents of intermediate to silicic magmas. – *Lithos*, **11**, 213-287.
- DEPAOLO D.J. & WASSERBURG G.J. (1981). – Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 615-627.
- DUNNING G.R. & KROGH T.E. (1985). – Geochronology of ophiolites of the Newfoundland and Appalachians. – *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 1659-1670.
- FERRY J.M. & SPEAR F.S. (1978). – Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- FOURCADE S. (1981). – Géochimie des granitoïdes. – Thèse d'Etat, Paris VII, 189 p.
- GOLBERG J.M., MALUSKI H. & LEYRELOUP A.F. (1986). – Age de 95 Ma (méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) d'une shonkinite des Corbières, de la brèche magmatique du col d'Agnès et du métamorphisme statique de la Zone Nord Pyrénéenne. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **II**, 4, 623-628.
- GUITARD G. (1960). – Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **251**, 2554-2555.
- HOLDAWAY M.J. (1971). – Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – *Am. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- HOLDAWAY M.J. & LEE S.M. (1977). – Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- JAFFREZO M. (1977). – Pyrénées orientales, Corbières. – Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 191 p.
- KROGH T.E. (1973). – A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485-494.
- LEYRELOUP A. (1973). – Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif central français). – Thèse 3^e cycle, Nantes, 356 p.
- LEYRELOUP A. & BURG J.P. (1976). – Découverte de paragneiss khondaliques de faciès granulite de haute pression en « enclaves » dans le Trias des Corbières (boutonnière de Treilles, Pyrénées Orientales). Implications tectoniques. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **283**, 443-446.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M. & THUIZAT R. (1986). – K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees. Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. – *Tectonophysics*, **129**, 257-273.
- NEWTON R.C. & HASELTON H.T. (1981). – Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: NEWTON R.C., NAVROTSKY A. & WOOD B.J., Eds., Thermodynamics of minerals and melts. – Springer, New-York, 129-145.
- NEWTON R.C. & PERKINS III D. (1982). – Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. – *Am. Mineral.*, **67**, 203-222.
- PERKINS E.H., BROWN T.H. & BERMAN R.G. (1986). – PTX-SYSTEM : three programs for calculations of pressure-temperature-composition phase diagrams. – *Computers and Geosciences*, **12**, 749-755.
- PIN C. & VIELZEUF D. (1983). – Granulites and related rocks in Variscan median Europe : a dualistic interpretation. – *Tectonophysics*, **93**, 47-74.
- POLDERVAART A. (1956). – Zircon in rocks. 2-Igneous rocks. – *Am. J. Sci.*, **254**, 521-554.
- POSTAIRE B. (1983). – Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). – *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* (c), **15**, 1, 29-72.
- RESPAUT J.P. & LANCELOT J.R. (1983). – Datation de la mise en place symmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. – *N. Jhb. Miner. Abh.*, **147**, 1, 21-34.
- ROUX L. (1977). – L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). – Thèse d'Etat, Toulouse, 487 p.
- SOUQUET P. & PEYBERNES B. (1987). – Alloctonie des massifs primaires nord-pyrénéens des Pyrénées Centrales. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, II, 733-739.
- STRECKEISEN A. (1976). – To each plutonic rock its proper name. – *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1, 1-35.
- TAUBENECK (1957). – Geology of the Elkhorn Mountains, northeastern Oregon, Bold Mountain batholith. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **68**, 181-238.
- THOMPSON A.B. (1976). – Mineral reactions in pelitic rocks : I Prediction of P-T-X (Fe Mg) phase relations. II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. – *Am. J. Sci.*, **276**, 401-454.
- VIELZEUF D. (1980). – Pétrologie des écailles granulitiques de la région de Lherz (Ariège – zone nord-pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr) – feldspath potassique. – Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 219 p.
- VIELZEUF D. (1983). – The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 301-311.
- VIELZEUF D. (1984). – Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. – Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand, 288 p.
- VITRAC A. (1972). – Datation U-Pb du granite charnockitique de l'Agly, Pyrénées orientales, France. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **275**, 1843-1845.
- VITRAC-MICHARD A. (1975). – Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. – Thèse d'Etat, Paris VII, 142 p.
- VITRAC-MICHARD A. & ALLÈGRE C.J. (1975). – Study of the formation and history of a piece of continental crust by Rb/Sr method. Case of French oriental Pyrenees. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 257-286.
- YORK D. (1969). – Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 320-324.
- ZWART H.J. (1959). – Metamorphic history of the Central Pyrenees, part 1. Arize, Trois Seigneurs and Saint-Barthélemy massifs (sheet 3). – *Leidse Geol. Meded.*, **22**, 419-490.
- ZWART H.J. (1979). – The geology of the central Pyrenees. – *Leidse Geol. Meded.*, **50**, 1-74.



a



b

Fig. 1 - Contexte géologique des écailles granulitiques de la région de Lers (a) et du complexe stratifié gabbroïque de Saleix (b); (Azambre & Ravier, 1978).

LE COMPLEXE BASIQUE STRATIFIE DE SALEIX

1 - Contexte géologique sommaire

La région de Lens, célèbre pour ses péridotites mantelliques, expose également des écailles de gneiss granulitiques (Azambre & Ravier, 1978) en relation avec l'accident tectonique majeur de la Faille Nord-Pyrénéenne, qui sépare ici le massif nord-pyrénéen des Trois Seigneurs de la zone primaire axiale des Pyrénées (Fig. 1).

L'étude pétrologique détaillée de ces écailles (Vielzeuf, 1980a) a permis de caractériser des paragneiss et des marbres catazonaux ainsi que des termes orthodérivés, représentés par des charnockites acides, des pyriclasites quartziques à grenat, des norites et des anorthosites. Ces deux derniers types pétrographiques sont associés au sein d'un petit complexe stratifié (Vielzeuf, 1980b), affleurant à l'extrémité orientale de l'écaille de Saleix, sur une épaisseur d'une centaine de mètres.

Les zircons extraits d'une pyriclasite quartzique à grenat, dont les relations de terrain avec le complexe stratifié ne peuvent être précisées, ont fourni, par intercept supérieur, un âge U-Pb à 310 ± 10 Ma (Postaire, 1983), interprété comme celui de la mise en place synmétamorphe, à 7.5 ± 0.5 kb, $750-800^\circ\text{C}$, du protolithe igné. Ce résultat établit l'âge hercynien tardif du métamorphisme granulitique dans l'écaille de Saleix.

2 - Le complexe stratifié

Hormis un autre exemple, décrit dans le massif de Castillon (Roux, 1977), le complexe basique stratifié de Saleix est exceptionnel dans les Pyrénées. Or, de tels corps basiques sont une caractéristique essentielle de la Zone d'Ivrée, et constituent probablement une part importante de la croûte inférieure en général. L'étude géochimique de ce complexe était donc intéressante.

Bien que seules des textures grano- et granuloblastiques soient préservées, l'alternance de rubanements noritiques et anorthositiques, ainsi que la composition des phases minérales, attestent d'une origine magmatique (Vielzeuf, 1980b). L'absence de déformation pénétrative suggère que l'on n'est pas en présence d'un ensemble anté-tectonique, mais plutôt d'une intrusion relativement tardive par rapport à l'essentiel de la déformation. En outre, l'absence totale de structures coronitiques correspondant à la phase de recristallisation à HT et à l'acquisition des textures grano-

Ech.	Sx405	Sx406	Sx396	Sx408	Sx412	Sx413	Sx413pn	Sx381	Sx395	Sx400	Sx401	Sx404	Sx298	Sx338	Sx340
SiO2	45.40	48.00	48.00	47.30	48.90	59.00	49.90	45.20	47.50	47.80	45.90	46.00	57.50	52.70	53.15
Al2O3	12.70	14.50	14.10	18.90	17.90	25.80	16.90	13.60	14.40	13.20	12.70	14.00	14.10	14.50	14.45
Fe2O3	7.23	6.82	12.45	5.21	3.93	0.20	1.77	7.22	4.77	3.12	6.33	8.35	1.36	2.72	4.27
FeO	9.79	8.99	-	5.22	4.93	tr	4.71	8.63	7.32	0.52	9.07	7.98	10.94	10.44	9.13
MgO	7.45	5.40	7.60	6.20	8.45	0.10	7.10	7.10	7.40	6.90	5.45	7.30	3.35	5.10	3.80
CaO	10.00	10.30	11.00	11.00	10.70	8.00	14.00	9.20	11.00	8.30	11.30	9.20	6.40	7.70	7.25
Na2O	2.55	2.85	3.30	2.35	2.35	5.40	2.45	2.60	2.80	2.65	2.65	2.65	3.10	2.65	3.40
K2O	0.40	0.30	0.50	0.30	0.65	1.10	0.50	0.45	0.70	1.30	0.30	0.40	0.65	0.65	0.60
TiO2	4.40	2.90	2.75	2.60	1.05	tr	1.25	4.20	2.70	3.10	4.50	4.00	2.20	2.30	2.50
MnO	0.22	0.25	0.18	0.16	0.13	0.00	0.11	0.19	0.21	0.20	0.27	0.21	0.19	0.22	0.23
H2O+	0.00	0.00	0.46	0.13	0.22	0.36	0.52	0	0.81	1.63	0.59	0	0	0	0
H2O-	0.09	0.06	0.00	0.11	0.13	0.08	0.10	0.20	0.13	0.46	0	0.05	0.04	0.20	0.11
Total	100.23	100.37	100.24	99.48	99.34	100.04	99.31	98.59	99.74	99.18	99.06	100.14	99.83	99.18	98.89
Zr	200	205	207	59	62	10	68						188		
Nb	17	12	15	15	7	1	9						12		
Y	45	46	42	-	26	-	24						57		
Th	0.37	0.39	0.57	-	0.46	-	0.77						0.17		
Rb	-	15	7.5	5	5	-	5.7						1		
Sr	250	110	216	385	320	-	435						125		
La	16.8	13.7	16.4	10.0	12.6	-	13.1						17.4		
Ce	48.6	38.3	42.4	23.8	32.0	-	31.4						44.1		
Nd	33.7	25.4	28.6	14.8	19.3	-	17.7						26.4		
Sm	8.92	6.75	7.59	3.99	4.66	-	4.60						7.43		
Eu	2.97	2.27	2.40	1.05	1.32	-	1.40						2		
Gd	8.74	7.35	3.39	4.02	4.36	-	4.37						7.69		
Dy	8.28	7.71	6.88	4.10	4.24	-	3.99						6.98		
Er	3.95	4.05	3.37	2.26	2.25	-	1.89						5.40		
Yb	2.97	3.23	3.31	2.34	1.97	-	1.79						4.99		
Lu	0.39	0.45	0.48	0.37	0.29	-	0.26						0.73		
Cr	55	15	-	35	155	-	130								
Ni	75	30	-	20	70	-	75								

Tab. 1

et granuloblastiques suggère la péné-contemporanéité du refroidissement magmatique et de la cristallisation granulitique (Vielzeuf, 1980b). Ces caractères permettent d'interpréter le complexe stratifié de Saleix comme une intrusion mise en place pendant un épisode métamorphique, dans les conditions du faciès granulite.

Les conditions de pression de cristallisation estimées pour ce complexe (7-9 kb, Vielzeuf, 1980b) sont en bon accord avec celles, plus précises, déduites de l'étude des paragneiss encaissants (7 ± 0.5 kb, Vielzeuf, 1984). Elles confirment l'appartenance de l'intrusion à la croûte profonde, sans témoigner pour autant en faveur d'un caractère épaissi pour cette croûte.

En raison de sa mise en place synmétamorphe probable, le complexe stratifié de Saleix évoque, quoiqu'à une échelle réduite, le "Main Basic Body" de la Zone d'Ivrée, et il peut comme lui être considéré comme un agent possible du métamorphisme granulitique. En d'autres termes, il pourrait constituer un témoin de la source de chaleur d'origine infracrustale souvent invoquée comme cause du métamorphisme de HT/BP. Afin de tester cette hypothèse, il était nécessaire de mieux caractériser les origines du (des) magma(s) impliqués dans la genèse du complexe.

3 - Résultats géochimiques et discussion

Douze échantillons du complexe stratifié ont été étudiés par la méthode Sm-Nd. Sept d'entr'eux ont aussi été analysés pour certains éléments en traces et les isotopes du strontium. Trois pyriclasites quartziques, dont l'échantillon Sx 298 ayant fait l'objet d'une datation U-Pb sur zircons (Postaire, 1983), et un paragneiss granulitique (Sx 355) ont également été analysés. Les résultats analytiques sont présentés dans les tableaux 1 et 2, et reportés dans les diagrammes "isochrones" Rb-Sr et Sm-Nd (Fig. 2).

Il apparaît qu'aucun alignement ne peut être mis en évidence dans ces diagrammes. Ceci montre que les systèmes isotopiques considérés ont été perturbés postérieurement à la cristallisation magmatique, ou bien que, malgré la très petite taille du complexe, les échantillons analysés n'ont à aucun stade de leur histoire été homogènes isotopiquement. Si la première possibilité n'est pas à exclure dans le cas du système Rb-Sr, elle paraît a priori peu vraisemblable en ce qui concerne le système Sm-Nd, très résistant à l'échelle des roches totales. On est donc amené à postuler que les échantillons étudiés ne sont pas contemporains, ou qu'ils n'ont pas cristallisé à partir d'un magma parent commun.

Bien que les relations entre le complexe stratifié et la pyriclasite datée à 310 ± 10 Ma ne puissent pas être établies sur le terrain, l'identité des conditions de cristallisation ne plaide pas en faveur de l'hypothèse d'un télescopage tectonique d'unités totalement étrangères l'une par rapport à l'autre. On peut donc, faute d'autre possibilité d'évaluer l'âge du complexe stratifié, adopter l'hypothèse

de travail d'une mise en place aux environs de 300 Ma, et appliquer aux données isotopiques une correction d'âge correspondante. Cette procédure est justifiée par la résistance du système Sm-Nd sur roche totale vis-à-vis des perturbations post-magmatiques et métamorphiques. Il en va autrement du système Rb-Sr, qui a été totalement ré-équilibré à l'échelle minérale lors du métamorphisme pyrénéen, vers 90-100 Ma (Postaire, 1983). Il est donc possible que les roches totales aient été perturbées, aussi bien en ce qui concerne les compositions isotopiques du strontium que les rapports Rb/Sr, ce qui incite à considérer les rapports $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ corrigés à 300 Ma avec beaucoup de prudence.

Deux groupes peuvent être distingués au sein du complexe stratifié sur la base des caractères isotopiques corrigés à 300 Ma (Tab. 2).

D'une part, huit échantillons ont des ENd_{300} positifs ou voisin de zéro (Sx 400), associés, pour les trois échantillons analysés par la méthode Rb-Sr, à des ESr_{300} relativement bas. Dans le détail, on n'observe pas l'habituelle corrélation négative entre ENd et ESr , peut-être en raison des problèmes de mobilité du système Rb-Sr évoqués précédemment. On note que ces trois échantillons (groupe I par la suite) proviennent de la partie basale du complexe (D. Vielzeuf, comm. orale). Les quatre autres échantillons (groupe II) ont en revanche des ENd nettement négatifs (-3.2/-5.3), associés à des ESr plus élevés que ceux calculés pour les échantillons du premier groupe. On note ici une corrélation négative assez vague entre ENd et ESr .

L'échantillon de pyriclasite à grenat Sx 298 (daté à 310 +/- 10 Ma) a un $\text{ENd}_{300} = -4.6$, comparable à ceux calculés pour le deuxième groupe d'échantillons du complexe stratifié. Par contre, son rapport isotopique $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{300}$ est beaucoup plus élevé. Toutefois, le rapport $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ utilisé pour le calcul de correction d'âge est extrêmement faible (0.025), essentiellement en raison d'une teneur en Rb très basse (1 ppm). Il est possible que du Rb ait été lessivé de cette roche à une époque relativement récente (par exemple lors du métamorphisme pyrénéen) ce qui entraînerait une correction d'âge trop faible. Alternativement, la concentration en Sr nettement plus faible de cet échantillon (126 ppm) indique que le magma à partir duquel il a cristallisé était beaucoup plus sensible à une éventuelle contamination crustale que les autres échantillons (Sr > 400 ppm). Ces deux interprétations ne sont pas exclusives l'une de l'autre. Les deux autres pyriclasites ($\text{ENd}_{300} = -2.5, -1.4$) ne témoignent pas d'une participation crustale aussi forte.

Il est important de souligner que la distinction des deux groupes est indépendante de l'âge choisi pour le calcul des compositions isotopiques. Par exemple, dans l'hypothèse d'un âge à 600 Ma, des ENd compris respectivement entre +1.4 et +3.6, et -0.3 et -3.7, seraient obtenus pour chacun des deux groupes.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises à propos de l'existence de deux familles isotopiquement dissemblables au

Echan- tillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(300Ma)
<u>Saleix</u>					
Sx 396	7.73	30.2	0.1549	0.512636 (16)	+1.5
Sx 405	9.62	36.0	0.1614	0.512686 (15)	+2.2
Sx 406	6.83	26.4	0.1561	0.512649 (17)	+1.7
Sx 381	9.49	36.4	0.1574	0.512661 (17)	+1.9
Sx 395	7.76	32.5	0.1444	0.512631 (10)	+1.8
Sx 400	7.24	29.6	0.1481	0.512519 (21)	-0.5
Sx 401	5.40	22.1	0.1477	0.512607 (11)	+1.2
Sx 404	9.46	36.7	0.1560	0.512666 (12)	+2.1
Sx 408	6.68	25.7	0.1573	0.512297 (8)	-5.2
Sx 413 PN	4.52	18.7	0.1460	0.512378 (7)	-3.2
Sx 413	0.663	5.92	0.0678	0.512118 (14)	-5.3
Sx 412	4.75	20.1	0.1429	0.512325 (11)	-4.1
Sx 298	7.45	28.6	0.1576	0.512327 (11)	-4.6
Sx 338-2	7.12	26.0	0.1653	0.512449 (14)	-2.5
Sx 340	6.65	24.9	0.1617	0.512500 (13)	-1.4
Sx 355	12.3	65.4	0.1141	0.512062 (8)	-8.1
<u>Castillon</u>					
Cast 873	4.04	13.8	0.1772	0.512703 (12)	+2.0
Cast 876	1.03	3.24	0.1922	0.512729 (61)	+1.9

SALEIX	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
SX 405	1.07	249	.0124	.70443
SX 406	10.2	133	.222	.70444
SX 408	3.31	502	.0190	.70603
SX 412	3.83	401	.0276	.70618
SX 413	9.07	894	.0294	.70689
SX 298	1.07	126	.0246	.71329
SX 355	45.5	243	.542	.71667
SX 413 PN	5.7	435	.038	.70565
SX 396	7.5	216	.100	.70522

Tab. 2

sein du complexe basique stratifié de Saleix:

a) On pourrait avoir affaire à deux ensembles magmatiques d'âges différents, télescopés tectoniquement. Cette situation semble être réalisée dans la Zone d'Ivrée, où le groupe rubané inférieur (LLG) s'oppose, du double point de vue de l'âge et de l'origine, à l'ensemble du complexe basique, dont il est du reste toujours séparé par un écran de métasédiments, ou par des failles. Au contraire, à Saleix, aucun critère de terrain important ne permet d'établir une séparation des deux groupes isotopiques, et il n'a pas été observé de discontinuité majeure entre les termes de base et les parties hautes du complexe.

b) Les deux groupes pourraient dériver d'un même magma, contaminé in situ lors de sa différenciation par l'adjonction de matériaux à END faibles, tels que les paragneiss encaissants (END300=-8.1 pour Sx 355). De fait, l'intervention d'un mécanisme d'assimilation-cristallisation fractionnée (AFC) lors de la mise en place d'un corps magmatique dans des conditions de base de croûte paraît très plausible. Un calcul simple (cf. Grove & Baker, 1984) permet d'estimer grossièrement la quantité d'encaissant susceptible de fondre à cause de l'intrusion et de la cristallisation d'un magma basique. Supposons des températures de respectivement 1000°C et 600°C pour le magma basaltique intrusif et son encaissant, et un solidus à 800°C pour cet encaissant. En utilisant, comme première approximation, les valeurs estimées par Hon & Weil (1982) pour la chaleur latente de fusion d'un basalte (100 cal/g) et d'un granite (50 cal/g), ainsi qu'une chaleur spécifique de 0.33 cal/g.°C pour l'encaissant (Grove & Baker, 1984), on calcule qu'environ 0.7 g d'encaissant pourrait fondre pour chaque gramme de basalte cristallisé. Cependant, on s'explique mal, dans ce modèle, le large hiatus de composition isotopique observé entre les deux groupes, qu'on ne pourrait interpréter que comme un artéfact, dû à une lacune d'échantillonnage.

Une autre observation va à l'encontre de cette hypothèse. En effet, dans le cas d'un processus de type AFC, ce sont les termes chimiquement les plus évolués qui sont les plus contaminés. Or, dans le cas présent, les rapports Mg# et les teneurs en Cr et Ni les plus élevés s'observent pour les échantillons du groupe II, à END négatifs. Ceci est contraire à l'hypothèse reliant les deux groupes isotopiques par un mécanisme d'assimilation-cristallisation fractionnée réalisé in situ.

On note cependant que la variation de composition isotopique du Nd à l'intérieur du groupe II est grossièrement corrélée au degré de différenciation exprimée par le rapport Mg/(Mg+Fe²⁺). Ceci suggère qu'un mécanisme d'AFC a joué un rôle dans la pétrogenèse du complexe stratifié, pouvant rendre compte de la variation (env. 2 unités-E) observée à l'intérieur du groupe II. De même, il n'est pas impossible que la pyriclasite à grenat Sx 298 (58 % SiO₂, Mg# 0.35, Sr=126 ppm) soit un produit évolué d'un tel processus d'AFC, caractérisé en l'occurrence par un coefficient de partage global du Sr élevé,

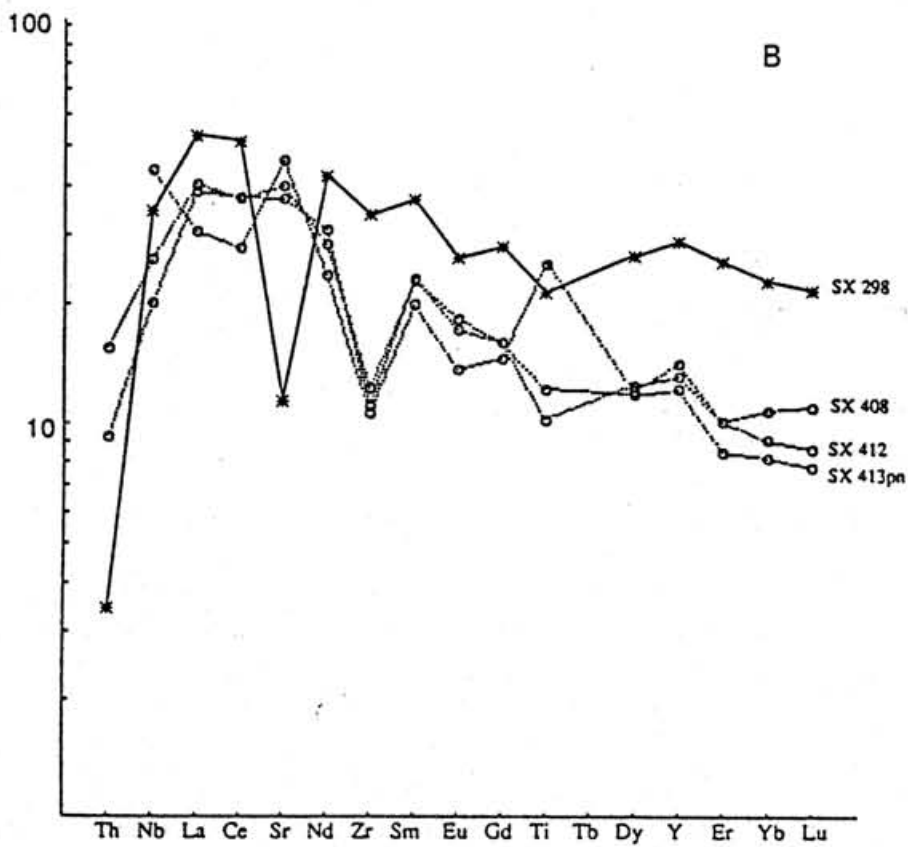
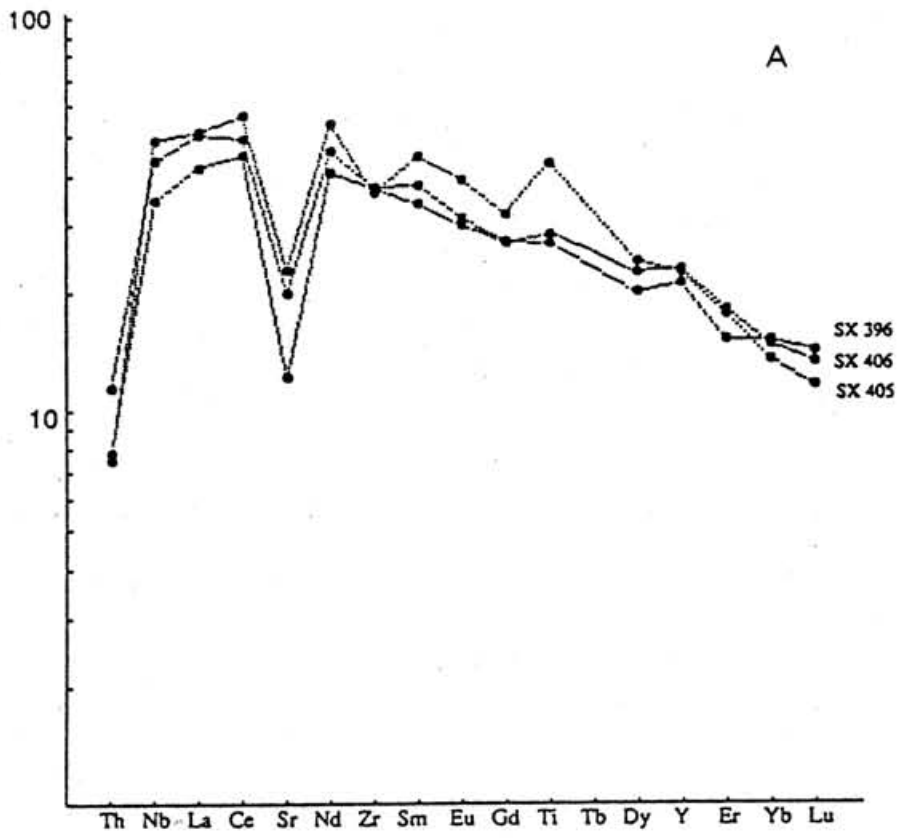


Fig. 3

hypothèse plausible compte-tenu de l'existence de cumulats plagioclasiques (anorthosites) dans le complexe stratifié.

c) On est donc amené à favoriser une troisième hypothèse, selon laquelle les deux groupes traduiraient l'existence de deux injections magmatiques indépendantes, ne s'étant pas hybridées lors de la mise en place. Cette explication est appuyée par des différences sensibles de chimisme entre chacun des deux groupes.

On note que les échantillons du groupe I (END > 0) sont caractérisés par :

- des teneurs élevées en Fe et Ti;
- des concentrations en alumine inférieures à 15%;
- de profondes anomalies négatives en Sr, qui ne sont pas associées à des anomalies négatives en Eu (Fig. 3 a);
- des profils de Terres Rares assez particuliers, à $(La/Ce)_N$ inférieur ou égal à l'unité, et à net fractionnement des Terres Rares lourdes;
- des concentrations élevées en Nb (12-17 ppm), se traduisant par une anomalie positive de cet élément par rapport à la paire Th-La;
- des rapports $Zr/Nb > 12$.

Au contraire, les échantillons du groupe II (END < -3) présentent :

- de fortes concentrations en alumine (>17%);
- une anomalie positive en Sr plus ou moins nette, associée à des anomalies négatives en Eu (Fig. 3 b);
- des teneurs plus faibles en Nb (7-15 ppm);
- de très fortes anomalies négatives en Zr;
- des Terres Rares caractérisées par des rapports $(La/Ce)_N > 1$ et un fractionnement peu marqué des Terres Rares lourdes;
- des rapports Zr/Nb inférieurs à 10.

Ainsi, il apparaît que les échantillons à END négatifs correspondent à des gabbros cumulatifs en plagioclase, à rapport $Mg/(Mg+Fe)$ compris entre 0.56 et 0.69, alors que les échantillons à END positifs sont des gabbros ferro-titanés très évolués ($Mg\# < 0.5$). On pourrait supposer, à titre d'hypothèse de travail, que si ces deux magmas sont strictement contemporains, des différences de densité se sont opposées à leur mélange, le magma ferro-titané formant une "couche stagnante" à la base du complexe (cf. Jaupart et al., 1984). Les conditions d'affleurement ne permettent cependant pas d'examiner davantage ce problème.

4 - Caractérisation des magmas basiques impliqués

Deux possibilités peuvent être envisagées quant à l'origine des deux familles reconnues :

- ou bien deux souches mantelliques distinctes ont été impliquées, l'une issue d'un manteau enrichi ancien (END<0), l'autre extraite d'un manteau appauvri (END>0);
- ou bien un seul type de magma basique (END>0) a envahi la base de la croûte, et a subi des degrés de contamination très variables, donnant naissance aux deux groupes observés dans le complexe stratifié.

A priori, le caractère chimiquement plus évolué des échantillons à END positifs semble indiquer que, soit le magma primaire dont dérivent ces échantillons a subi une différenciation importante (en particulier par fractionnement de plagioclase et d'olivine), sans pour autant être fortement contaminé, soit ce magma possédait un END très élevé à l'origine. Bien que cette dernière possibilité ne puisse pas être écartée, on peut suggérer que le rôle apparemment limité laissé à un mécanisme de type AFC à plus grande profondeur, pourrait résulter d'un "tarissement" des liquides contaminants. Une autre solution consisterait à envisager un modèle de contamination différent, tel que celui élaboré par Campbell (1985) et Huppert & Sparks (1985) dans les corps filoniens. Il n'est pas rare en effet, dans ce cas, que les termes chimiquement les moins évolués montrent l'empreinte la plus nette des phénomènes de contamination crustale. Cependant, certaines des différences évoquées précédemment (notamment en ce qui concerne les rapports Zr/Nb et le fractionnement des Terres Rares lourdes) ne semblent pas facilement interprétables comme le résultat d'une contamination crustale variable, antérieure à la mise en place. Aussi, sans minimiser le rôle de la contamination crustale, il paraît possible de supposer que des souches magmatiques mantelliques différentes ont été impliquées dans la genèse du complexe stratifié. Le magma parent du groupe I pourrait avoir été un basalte tholéiitique issu d'une zone assez profonde du manteau (cf. le fractionnement des Terres Rares lourdes, qui suggère la présence de grenat dans le résidu de fusion), alors que le groupe II pourrait dériver de basaltes présentant des affinités avec les tholéiites continentales, et issus d'un manteau enrichi ancien (END négatif). La nature cumulative du complexe rend cependant difficile l'identification des caractères chimiques initiaux des magmas impliqués.

5 - Conclusion

L'absence d'information sur les niveaux structuraux plus profonds, et le caractère encore limité des données analytiques disponibles, ne permettent pas de sortir du domaine des hypothèses et des suggestions. Cependant, le complexe stratifié de Saleix a d'ores et déjà l'intérêt d'offrir le premier argument direct en faveur de l'intervention de magmas issus d'un manteau de type appauvri, vraisemblablement à l'époque tardi-hercynienne. Les résultats préliminaires obtenus sur le complexe stratifié de Castillon

(Tab. 2) suggèrent également un réservoir source de type appauvri. Ce point revêt de l'importance vis-à-vis du problème de la source de chaleur responsable du métamorphisme granulitique et de la génération des granites tardi- et post-tectoniques. A cet égard, on peut noter aussi que le groupe d'échantillons à ENd négatifs ne diffère pas fondamentalement, d'un point de vue isotopique, de l'association des granitoïdes calco-alcalins mis en place, à la même époque, dans un environnement plus superficiel (Ben Othman et al., 1984).

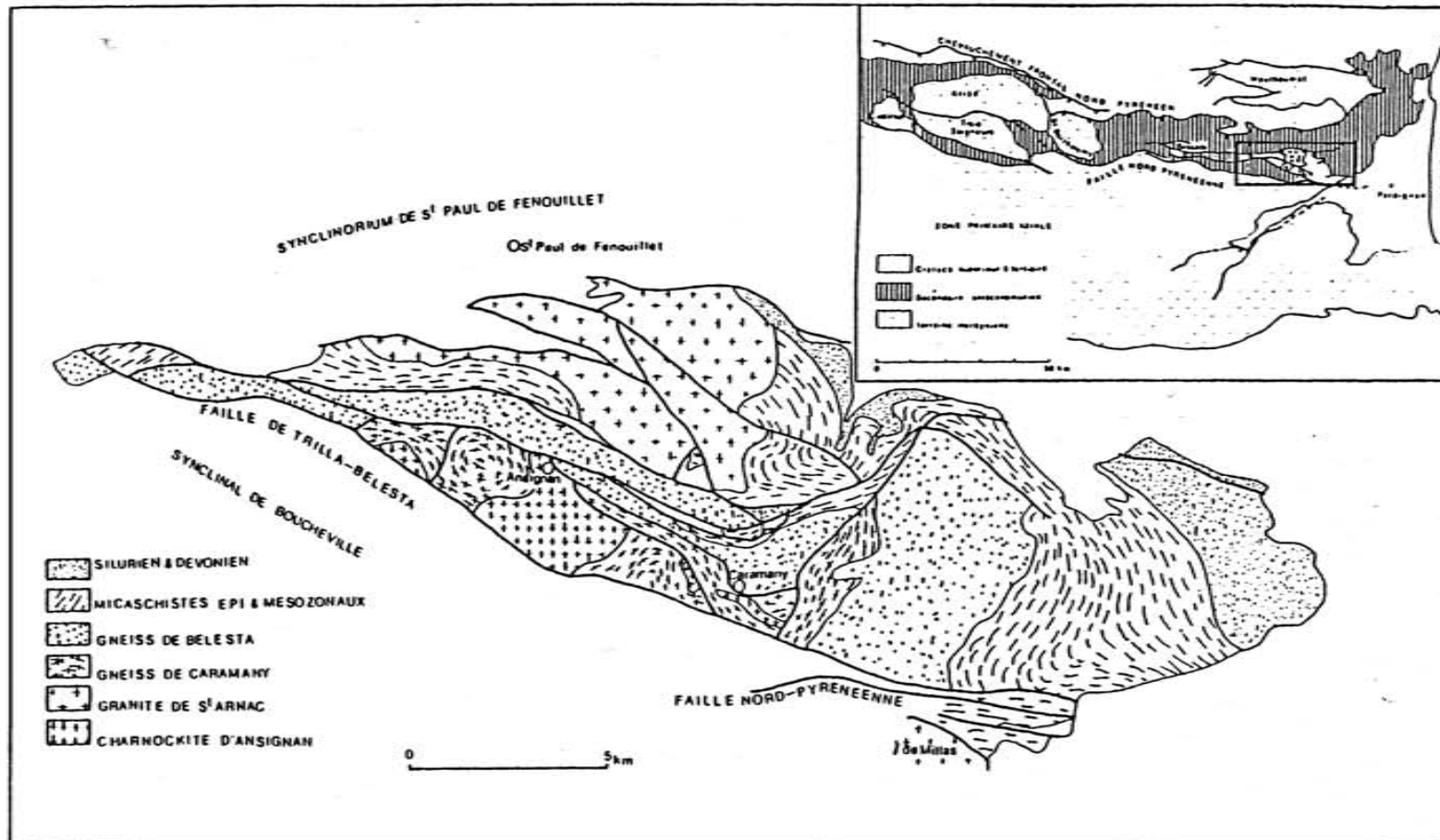


Fig. 1 : Carte géologique simplifiée du massif de l'Agly (d'après Fontelles, 1970) (P. Andrieux)

LE GRANITE CHARNOCKITIQUE D'ANSIGNAN (AGLY)

RESULTATS Sr-Nd PRELIMINAIRES

I - Contexte géologique

a) Généralités:

Le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales) est un demi-dôme tardi-hercynien disloqué par les mouvements pyrénéens (Fonteilles, 1970). Il est constitué d'une série Paléozoïque, paléontologiquement datée de l'Ordovicien supérieur ou Dévonien moyen (épaisseur 350 m), d'une série monotone de schistes essentiellement pélitiques (env. 1500 m) attribuée au Paléozoïque inférieur, passant vers le bas à une série monotone de gneiss perlés (gneiss de Bélesta, env. 1500 m), puis à une série (gneiss de Caramany, env. 600 m) caractérisée par la plus grande abondance du grenat et par l'association de niveaux basiques, de gneiss leucocrates à grenat, de marbres et de gneiss à silicates calciques (Fonteilles, 1970). Ces deux séries gneissiques ont été interprétées comme un socle, dont la série Paléozoïque constituerait la couverture, cartographiquement discordante (Fonteilles & Guitard, 1964). L'ensemble de cet hypothétique dispositif socle-couverture est affecté par un métamorphisme prograde hercynien caractérisé par la succession d'isogrades très resserrés depuis l'épizone jusqu'à la catazone, dont Guitard & Raguin (1958) ont montré l'appartenance au faciès granulite.

b) Le granite charnockitique:

Guitard (1960) a décrit, au sein des gneiss de Caramany, une formation originale, constituée pour l'essentiel par une granodiorite porphyroïde à hypersthène +/- grenat. Ce "granite charnockitique" d'Ansignan a fait l'objet de nombreuses études (en particulier Autran et al., 1970; Fonteilles, 1970; 1976; Andrieux, 1982a, b) auxquelles est empruntée cette description rapide.

Le granite charnockitique affleure sous la forme d'une lentille ne dépassant pas 1000 m d'épaisseur, dont les contacts et la fabrique interne sont le plus souvent concordants avec la structure des paragneiss encaissants, avec lesquels il est en équilibre paragenétique et thermodynamique. Il a donc été interprété comme une intrusion profonde, mise en place dans les conditions du faciès granulite. Son âge hercynien (Guitard, 1960; Fonteilles, 1970) a été confirmé par toute une série de résultats radiométriques (Vitrac, 1972; Respaut & Lancelot, 1983; Postaire, 1983) dans l'intervalle 295-315 Ma.

Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	ENd(300Ma)	
AG 8036	5.40	25.4	0.1287	0.512378 (18)	-2.5	bas. 2 px
AG 1-27	4.83	20.0	0.1460	0.512364 (19)	-3.4	bas. hyp.
AG 8015 a	6.05	27.7	0.1319	0.512288 (16)	-4.4	char. hyp.
AG 8015 c	1.47	8.42	0.1055	0.512180 (27)	-5.5	leucocharn.
AG 1-07	10.3	70.8	0.0881	0.512122 (10)	-6.0	char. hyp.
AG 8077	10.9	49.3	0.1335	0.512187 (10)	-6.4	char. hyp.
AG 1-44	4.57	28.9	0.0957	0.512112 (16)	-6.4	char. hyp.gt
AG 8030	7.09	41.0	0.1045	0.512131 (16)	-6.4	char. hyp.gt
AG 1-40	6.81	35.3	0.1166	0.512111 (19)	-7.3	char. hyp.gt
AG 1-41	15.5	70.0	0.1341	0.512176 (15)	-6.7	char. gt
AG 1-3	8.51	42.4	0.1213	0.512185 (14)	-6.0	leptyn. gt
AG 1-9	6.73	36.2	0.1123	0.512020 (20)	-8.9	paragneiss

	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	87Sr/86Sr et E Sr(300)	
AG 8036	67.7	363	0.54	0.70902	0.7067	+36.5
AG 1-27	67.5	314	0.62	0.70880	0.7062	+28.5
AG 8015 a	47.9	339	0.41	0.70957	0.7078	+52.2
AG 8015 c	182	330	1.60	0.71562	0.7088	+65.9
AG 1-44	167	374	1.28	0.71817	0.7127	+121
AG 8030	158	344	1.33	0.71667	0.7110	+97.2
AG 1-40	171	203	2.44	0.72271	0.7123	+116
AG 1-41	192	278	2.00	0.71940	0.7109	+95.4
AG 1-3	154	338	1.32	0.71745	0.7118	+109

Tab. 1

Outre le faciès porphyroïde à grain grossier, à hypersthène +/- grenat, affleure, de façon subordonnée et en particulier au contact avec l'encaissant, un faciès leucocrate, "leptynique", à grenat prédominant. L'association de ces deux faciès présente une apparence migmatitique, et le terme leucocrate à grenat a été interprété comme le produit de la fusion partielle de l'encaissant au toit de la charnockite (Fonteilles, 1970). Par ailleurs, des termes plus basiques à grain fin (dioritiques à noritiques) sont associés à la lentille de granite charnockitique, sous forme d'enclaves et de "bancs" concordants, dont le plus épais atteint une puissance de 300 m et a été interprété comme une masse intrusive liée au granite charnockitique (Fonteilles, 1970).

Les conditions (P,T) de cristallisation du granite charnockitique ont été estimées à 700-800°C, 6 +/- 1 kb, en équilibre avec celles de l'encaissant paragneissique (Andrieux, 1982a), lui-même dans les conditions du faciès granulite de pression intermédiaire.

L'évolution rétro-morphique de la charnockite et des gneiss de Caramany traduit une baisse de pression et température pouvant aller dans le sens d'une mise en accord avec les conditions épi- à mésozonales réalisées dans la "couverture" du massif de l'Agly (Andrieux, 1982a). Ce changement de niveau structural (de 6 kb à 2 kb) a été interprété comme le résultat d'un processus diapirique affectant la charnockite et son encaissant, à partir de la croûte inférieure (Andrieux, 1982a), plutôt qu'en termes de surrection différentielle. Ce modèle rendrait compte de la juxtaposition étroite de domaines très différents en ce qui concerne leur degré de métamorphisme, et pourrait donc expliquer les valeurs très élevées du gradient thermique apparent (env. 150°C/km). Selon Andrieux (1982), la surchauffe responsable de l'initiation de l'instabilité gravitaire invoquée pourrait trouver sa cause dans un phénomène de surépaississement crustal lié à la tectonique tangentielle hercynienne, ou bien dans la mise en place de magmas basiques en base de croûte.

II - Résultats Sr-Nd

Bien que de nature préliminaire, les résultats isotopiques obtenus sur les différents faciès de la charnockite suggèrent quelques éléments de réponse au problème de l'origine de ce granitoïde profond. De façon plus générale, ils peuvent aussi illustrer un des aspects du problème de la genèse des granites hercyniens.

Les résultats analytiques, obtenus sur les échantillons de P. Andrieux (1982a), sont corrigés des effets de la désintégration radioactive in situ pour un âge de 300 Ma (Tab. 1), et reportés (en partie, trois échantillons n'étant pas encore analysés pour Rb-Sr) dans un diagramme ENd-ESr (Fig. 1).

On constate que tous les faciès de charnockite contenant du grenat se reportent dans un domaine assez restreint (ENd=-6.4/-7.3, ESr=+100/+125, soit $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ 0.711-0.713). En accord avec trois déterminations de compositions

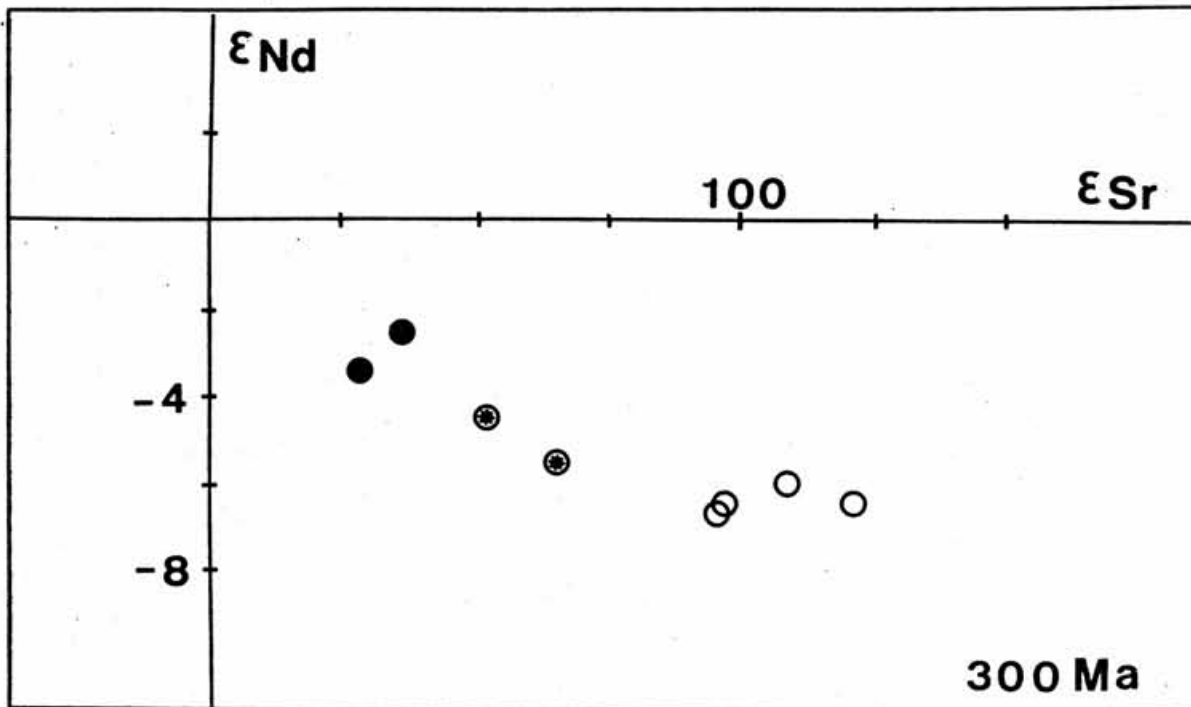


Fig. 2 - Report, dans le diagramme ENd-ESr, des différents faciès du complexe charnockitique d'Ansignan.

● : norite

⊙ : charnockite à hypersthène seul

○ : charnockite à grenat +/- hypersthène

isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O = +10/+11$; Fourcade, 1981), ces résultats confirment l'origine essentiellement crustale de ces faciès. L'analyse d'un échantillon des gneiss de Caramany encaissants (AG 1-9: $ENd_{300} = -8.9$) limite le rôle possible d'une éventuelle fusion partielle in situ.

Les faciès de charnockite sans grenat, qui constituent la plus grande partie du massif (Fontailles, 1970), sont caractérisés par des ENd légèrement plus élevés (-6.4, -6.0 et -4.4). Il apparaît donc que ce faciès moins siliceux (56-60% SiO_2) diffère sensiblement du point de vue isotopique des faciès à grenat (62-68% SiO_2). Le seul échantillon actuellement analysé par la méthode Rb-Sr a également un ESR beaucoup plus bas que les faciès à grenat (+53, correspondant à $87Sr/86Sr_{300} = 0.7079$). Bien que ces valeurs soient encore nettement "crustales", elles traduisent une source à rapports Rb/Sr et Nd/Sm séculaires plus faibles, ou bien la participation d'un matériau à ENd plus élevé et ESR plus bas.

Les trois analyses d'éléments en trace disponibles sur la charnockite d'Ansignan (Fourcade, 1981) avaient déjà mis en évidence une différence notable, en particulier en ce qui concerne le fractionnement des Terres Rares lourdes, entre le faciès clair à grenat (dont le spectre ressemble beaucoup à ceux des "granitoïdes en massif supérieur") et le faciès porphyroïde commun, fortement appauvri en TR lourdes ($LuN = 2-5 \cdot CH$) ce qui est un caractère tout à fait original dans les granitoïdes hercyniens.

Du point de vue isotopique, ces charnockites à hypersthène seul, occupent une position intermédiaire entre les faciès à grenat et les points représentatifs des deux échantillons de faciès basiques (52% SiO_2) analysés ($ENd = -2.5$ et -3.4 , $ESr = +37$ et $+30$, soit $87Sr/86Sr_i$ à 0.7068 et 0.7062).

Il semblerait donc a priori possible de considérer la charnockite à hypersthène seul comme le résultat de l'hybridation in situ entre les masses basiques et des magmas anatectiques analogues aux faciès à grenat. Alternativement, cette charnockite pourrait représenter un terme différencié (et contaminé) produit à partir d'un magma initial basique. Cependant, les différences mises en évidence par Fourcade (1981) en ce qui concerne les Terres Rares ne semblent pas facilement explicables dans le cadre d'un modèle d'hybridation in situ qui, au demeurant, ne rendrait pas compte du caractère intrusif de la granodiorite charnockitique dans son encaissant. Ce caractère suggère en effet que l'on a affaire à des magmas extravasés.

Pour expliquer le fort appauvrissement en TR lourdes du faciès commun de la charnockite, on est amené à postuler que le liquide initial a été en équilibre avec un résidu réfractaire riche en grenat, et que sa séparation de cette restite a été très efficace. Fourcade (1981) note, de plus, que les teneurs très élevées en Ba de la charnockite excluent que la biotite ait pu survivre à cette anatexie, ce qui suggère une restite dont le grenat serait un minéral ferromagnésien essentiel.

On peut donc faire appel à un modèle impliquant la fusion de la croûte inférieure à deux étages:

* dans un premier temps, des intrusions basiques à une profondeur plus grande que celle accessible à l'observation dans l'Agly, entraînent un haut degré de fusion partielle de

matériaux crustaux métasédimentaires (cf. $\delta^{18}O$ élevé de la charnockite). Les échanges chimiques entre les corps basiques et le bain anatectique se traduisent par une contamination poussée du composant basique (norite) et, probablement, un certain degré d'hybridation. Cet ensemble incomplètement hybridé, gravitairement instable, commence son ascension en se séparant bien d'une restite riche en grenat.

* au cours de sa migration vers le haut, cette masse composite (norite + charnockite à hypersthène) cristallise, entraînant la fusion partielle des parties les plus fusibles des gneiss en train de subir le métamorphisme granulitique, et se "coiffe" donc d'une sorte de gaine de granite d'anatexie, plus visqueux, mal séparé de sa restite. Du fait de sa taille initiale limitée, le magma charnockitique à hypersthène et ses masses basiques sont alors consolidés, et la suite de l'évolution diapirique éventuelle se fait à l'état solide, avec entraînement de l'encaissant granulitique (gneiss de Caramany).

III - Conclusion

Il ressort de ces résultats que les principaux faciès distingués au sein de la "charnockite d'Ansignan" ne peuvent résulter de mécanismes de différenciation à partir d'un magma commun. En effet, ces différents faciès ont conservé une certaine individualité isotopique du strontium et du néodyme. Ces données, confrontées à celles présentées par Fourcade (1981) pour les Terres Rares et les isotopes de l'oxygène, ainsi qu'aux contraintes pétrologiques (Fontelles, 1970; Andrieux, 1982a,b), suggèrent que le massif d'Ansignan expose, à l'état figé, un stade transitoire d'une évolution polybarique complexe, mettant en jeu:

- 1) un magma de fusion crustale profonde ($P > 6$ Kb), bien séparé de son résidu réfractaire et extravasé, représenté par la charnockite à hypersthène seul;
- 2) les témoins, très contaminés ou issus d'un manteau enrichi ancien, de magmas basiques, peut-être responsables de la fusion crustale profonde;
- 3) des magmas subautochtones, mal séparés de leur restite, résultant d'une fusion partielle induite par la mise en place de (1) + (2), à une profondeur voisine de 6 Kb.

Le blocage des phénomènes de mélange et d'homogénéisation entre ces trois composantes est vraisemblablement la conséquence de la petite taille (moins de 1 km d'épaisseur) du complexe charnockitique. L'ascension ultérieure de l'intrusion et de son encaissant paragneissique s'est effectuée à l'état solide, soit par le jeu de failles tardi-hercyniennes et pyrénéennes, soit par un processus diapirique hercynien aboutissant à la formation d'un "mantled gneiss dome" (Andrieux, 1982a), peut-être guidé par la proximité d'un linéament majeur, comme cela a été proposé pour la Zone Axiale

de la Montagne Noire (Nicolas et al., 1977).

On peut spéculer qu'un corps magmatique de plus grand volume (résultant de la coalescence de plusieurs unités analogues à celle d'Ansignan), ou plus chaud (par suite d'une proportion plus importante de précurseurs basiques), aurait complètement assimilé sa gaine anatectique, acquérant ainsi des rapports $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ plus élevés et des ENd plus faibles, avec atténuation rapide du fractionnement, initialement très marqué, des Terres Rares lourdes. Le pouvoir de migration plus important d'un tel corps lui aurait permis, après fractionnement éventuel d'assemblages cumulatifs (cf. la norite de Treilles ?), d'atteindre des niveaux plus élevés de la croûte.

Ainsi, le complexe d'Ansignan pourrait devoir son originalité à des facteurs essentiellement rhéologiques, qui peuvent permettre de reconstituer, sinon la naissance, du moins certains stades de l'évolution précoce des magmas granitiques dans la croûte.

LES GRANULITES DE TYPE II EN CALABRE ET EN CORSE

I - Calabre

Dans le Sud de l'Italie, le massif du Serre (Calabre méridionale) expose sur environ 400 km² des formations appartenant au faciès granulite (par ex. Maccarrone et al., 1983; Schenk, 1984), et constitue par sa superficie l'une des occurrences les plus importantes de granulites en Europe. La situation géologique de ces granulites présente de grandes analogies avec celles de la Zone d'Ivrée, et il est probable que ces deux exemples jalonnent la limite de la plaque apulienne impliquée dans la collision alpine.

Selon Schenk (1980) une coupe N-S du massif du Serre permet d'observer, de bas en haut:

- des gneiss et schistes rétro-morphiques de faciès schistes verts;
- des terrains de haut degré métamorphique, comprenant des granulites basiques (pyriclasites) surmontées par des paragneiss granulitiques;
- des gneiss quartz-dioritiques blastomylonitiques;
- des tonalites;
- des granites, intrusifs dans des schistes Paléozoïques de faible degré métamorphique.

Les unités granulitiques sont séparées des terrains adjacents par des contacts tectoniques. Leur épaisseur atteint 7 km, et on peut considérer qu'elles constituent une coupe plus ou moins continue dans la croûte inférieure.

L'étude pétrologique de ces roches (Schenk, 1980; 1984; Maccarrone et al., 1983) a permis d'estimer les conditions du métamorphisme à environ 800°C, 8 kb. Schenk a souligné les nombreuses analogies des granulites du Serre avec celles de la Zone d'Ivrée. De plus, ses résultats géochronologiques U-Pb montrent que, comme dans la Zone d'Ivrée, le métamorphisme granulitique et l'intrusion de roches basiques, représentées notamment par un sill de monzogabbro-norite, sont des phénomènes contemporains, d'âge tardi-hercynien (environ 295 Ma), de même que la mise en place, à des niveaux plus superficiels, de granitoïdes non métamorphiques.

L'absence de données isotopiques Sr-Nd publiées relatives à ces granulites ne permet pas de pousser plus loin la comparaison avec la Zone d'Ivrée. On peut noter cependant que les résultats Sr-Nd obtenus sur les granitoïdes calco-alcalins de cette région mettent en évidence une hétérogénéité isotopique importante ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{290}=0.7083-0.7123$; $\text{ENd}_{290}=-0.2$ à -7.5 , Rottura et al., 1987) qui peut rappeler celle du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone (Pin & Sills, 1986). En conclusion, il est clair que par leur lithologie, leurs conditions de métamorphisme et leur âge, les granulites du Serre sont tout à fait analogues à celles de la Zone d'Ivrée.

II - Corse

Un jalon possible entre les vastes occurrences d'Ivrée et du Serre pourrait être constitué par le lambeau de terrains catazonaux signalé par Ritsema (1952) dans le socle de la nappe de Santa Lucia, en Corse centrale. En effet, Libourel (1985) a mis en évidence dans ce socle, dont l'origine ouest-européenne ou austro-alpine est discutée, trois ensembles lithologiques caractéristiques de la succession de la Zone d'Ivrée: des paragneiss granulitiques, une intrusion basique stratifiée et des serpentinites dérivant de péridotites mantelliques.

Les estimations thermobarométriques obtenues pour les paragneiss et l'intrusion basique concordent à environ 7 Kb, 800°C (Libourel, 1985). Les ultramafites, quant à elles, témoignent d'une évolution précoce à HP (12-16 kb, T>1200°C) suivie par une remontée vers 9-12 kb, antérieure à leur mise en place tectonique dans la base de la croûte, tout à fait comparable à l'évolution envisagée pour le massif de Balmuccia (Libourel, 1985).

Le complexe basique stratifié de Santa Lucia est exposé sur une épaisseur d'environ 1300 m. Libourel (1985) a distingué 6 unités au sein de cet ensemble, de bas en haut:

- 1 - des hornblendites, peu épaisses (15-20 m), à caractères de cumulats précoces;
- 2 - des métagabbros lités, riches en amphibole;
- 3 - des gabbros lités à amphibole (150-200 m), présentant un fort rubanement minéralogique millimétrique à décimétrique;
- 4 - des gabbro-norites homogènes, souvent flasérisées, ayant une puissance d'environ 600-700 m;
- 5 - des norites fortement rubanées (20 m);
- 6 - des diorites (350-400 m) formant le terme ultime de cette succession litée.

L'omniprésence de l'amphibole est remarquable, de même que l'existence de nombreux septa de paragneiss granulitiques à tous les niveaux, hormis le premier, de cet ensemble stratifié.

L'étude géochimique révèle des affinités calco-alcalines nettes, et suggère une origine par cristallisation fractionnée et accumulation à partir d'un magma parent voisin des basaltes très alumineux (Libourel, 1985). A l'exception du niveau 3 (gabbros lités), un échantillon représentatif de chaque unité a fait l'objet d'une analyse des Terres Rares (Cocherie *in* Libourel, 1985). Les spectres obtenus montrent tous un net enrichissement relatif en Terres Rares légères, ainsi que des teneurs absolues élevées. On n'observe aucune anomalie notable en Eu.

Afin d'évaluer d'un point de vue isotopique l'analogie avec la Zone d'Ivrée, 6 échantillons de l'intrusion basique, communiqués par G. Libourel, ont été analysés pour les isotopes du Néodyme, à titre de reconnaissance. En l'absence de toute information chronologique, les résultats isotopiques ont été recalculés pour des âges de 300 et 600 Ma.

Les résultats (Tab. 1) montrent que, quel que soit l'âge réel, le complexe stratifié de Santa Lucia présente une très forte hétérogénéité isotopique du Néodyme (9 à 12 unités-E). Par conséquent, l'hypothèse reliant les différents termes du complexe par un mécanisme simple de cristallisation fractionnée en système clos ne peut être retenue. Dans le détail, on constate qu'il n'y a pas de covariation régulière des caractères isotopiques avec la nature pétrographique et la position "stratigraphique" des échantillons analysés. Cependant, il semble qu'on puisse distinguer trois groupes:

a - les hornblendites et les métagabbros des unités inférieures 1 et 2 sont peu différents -voire même semblables, dans l'hypothèse d'un âge à 300 Ma- avec des ENdi faiblement positifs, malgré un net enrichissement en Terres Rares légères;

b - les gabbros lités de l'unité 3 s'opposent aux autres variétés pétrographiques par leur appauvrissement en Terres Rares légères ($147\text{Sm}/144\text{Nd}=0,20$) et leur ENdi très positif (environ +5) quel que soit l'âge retenu. Il est exclu que les cumulats des unités 1 et 2 aient fractionné à partir du même magma que ces gabbros lités;

c - les trois unités supérieures, qui forment la majeure partie de l'épaisseur du complexe, ont, par contre, des ENd largement négatifs.

On note que ce sont les termes situés les plus bas dans la séquence lithologique (gabbro-norites) qui ont les ENd les plus faibles ($\text{ENd}_{300}=-7$). Si ces termes ont fractionné plus précocément que les unités sus-jacentes, cela suggère que la chambre magmatique a été rechargée entre-temps par un magma à ENd plus élevé. Il est aussi possible que la valeur très basse de l'ENd traduise un phénomène d'assimilation local. En effet, les enclaves de paragneiss sont particulièrement abondantes au niveau des gabbro-norites (G. Libourel, comm. orale). Quoi qu'il en soit, il faut insister sur l'indépendance isotopique des (gabbro-)norites et diorites, qui paraissent pouvoir appartenir à un même ensemble, nettement opposé aux trois unités inférieures, dont il se distingue notamment par l'apparition de l'orthopyroxène. Par leurs caractères isotopiques et leur enrichissement en Terres Rares légères, ces gabbro-norites et diorites présentent une ressemblance avec les gabbro-diorites de la Zone d'Ivrée. Cependant, ils en diffèrent par l'absence d'anomalie positive en Eu, qui pourrait indiquer des fugacités d'oxygène plus élevées. Les teneurs relativement peu élevées en Sr suggèrent plutôt que le plagioclase n'était pas une phase majeure de l'assemblage cumulatif. De fait, les observations pétrographiques montrent que c'est l'amphibole qui a dominé le fractionnement. Cette différence notable avec la Zone d'Ivrée pourrait traduire une différence de PH_2O .

En résumé, ces données isotopiques amènent à réviser l'hypothèse d'un complexe stratifié homogène, et sembleraient mieux s'accorder avec un modèle considérant que l'on a affaire

Ech.	Unité	Pétro.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(0)	ENd(300)	ENd(600)
L65	I	Hbdite	6.22	26.0	0.1447	0.512569 (9)	-1.4	+0.6	+2.6
L64	II	Melagb	12.0	59.2	0.1230	0.512522 (9)	-2.3	+0.5	+3.3
PV14	III	Gabbro	2.80	8.31	0.2036	0.512932 (11)	+5.7	+5.4	+5.2
L16	IV	Norite	3.69	14.4	0.1546	0.512275 (11)	-7.1	-5.5	-3.9
L61	V	Gb-norite	6.16	32.8	0.1136	0.512119 (10)	-10.2	-7.0	-3.8
SL37	VI	Diorite	4.52	17.4	0.1569	0.512369 (10)	-5.3	-3.8	-2.2

à de nombreux sills anastomosés, incorporant une quantité non négligeable d'écrans métasédimentaires.
D'un point de vue plus général, le complexe de Santa Lucia paraît donc particulièrement intéressant, car il pourrait permettre d'étudier les modalités de la contamination crustale massive d'un magma d'origine mantellique, à un niveau qui ne semble pas accessible en Zone d'Ivrée. Autrement dit, si les différentes unités du complexe magmatique de Santa Lucia sont contemporaines, cet ensemble basique composite pourrait aider à comprendre comment des liquides issus d'un manteau appauvri (END environ +5) sont susceptibles, par assimilation/cristallisation fractionnée en base de croûte, de donner naissance à des magmas intermédiaires constituant, du moins d'un point de vue isotopique, les parents possibles des granitoïdes de la croûte supérieure.

LES XENOLITHES GRANULITIKUES DE BOURNAC ET DE LA ROCHE POINTUE

TEMOINS DE LA CROUTE INFERIEURE DU MASSIF CENTRAL

I - Introduction

Certains appareils volcaniques néogènes du Massif Central ont remonté à la surface des enclaves granulitiques qui sont les seuls témoins de la croûte inférieure dans cette région. Bien que ces xénolithes n'aient pas fait l'objet d'analyses dans le cadre de ce travail, il était intéressant d'effectuer une brève revue des données isotopiques publiées sur ces roches, afin, notamment de les comparer à celles obtenues en Zone d'Ivrée et dans les Pyrénées, en particulier en ce qui concerne l'âge du métamorphisme granulitique, l'âge des protolithes impliqués, et la caractérisation isotopique de la croûte inférieure.

II - Problèmes chronologiques

On a, à plusieurs reprises, tenté d'estimer "l'âge de la croûte inférieure" du Massif Central (par exemple, Allègre et al., 1975; Downes & Leyreloup, 1986). Il est évident que la notion d'âge de la croûte inférieure est particulièrement floue, et devrait être définie de façon précise. A priori, on pourrait distinguer: (1) l'âge de sédimentation des protolithes sédimentaires; (2) leur âge de provenance; (3) l'âge de(s) l'événement(s) responsable(s) de leur passage d'un environnement supracrustal initial aux domaines très profonds; (4) l'âge de mise en place magmatique des protolithes ignés, et (5) l'âge du métamorphisme granulitique. On peut éventuellement convenir d'appeler "âge de la croûte inférieure" dans une région donnée, l'âge de l'événement de différenciation interne responsable de l'individualisation d'une croûte inférieure et d'une croûte supérieure.

Les xénolithes récoltés dans les tufs de Bournac (Haute Loire) ont été étudiés en grand détail des points de vue pétrographique (Leyreloup, 1973; 1974) et géochimique (Dupuy et al., 1977; Leyreloup et al., 1977; Dostal et al., 1980). Ces roches, correspondant à un échantillonnage de la croûte entre environ 15 et 25 km de profondeur, se répartissent, grossièrement pour moitié, en deux suites:

- l'une orthodérivée, de chimisme variable, basique à

acide, pourrait provenir d'intrusions gabbroïques rubanées et différenciées, dérivant d'au moins deux souches indépendantes (Dostal et al., 1980);

- l'autre paradérivée felsique, d'origine supracrustale.

Ces xénolithes abondants (plus de 2000 échantillons étudiés) ont permis d'évaluer la composition moyenne de la croûte inférieure à l'aplomb de Bournac, qui s'avère être globalement de chimisme intermédiaire, sans présenter d'appauvrissement particulièrement marqué, ni généralisé, en éléments mobiles tels que K, Rb, Cs, U et Th.

En 1975, Allègre, Hamet et Leyreloup ont interprété une "corrélacion linéaire assez nette pour un certain nombre d'échantillons" de Bournac, dont la pente correspondait à un âge d'environ 800 Ma, comme un argument en faveur de l'existence d'un socle anté-Cadomien sous le Massif Central. Plus récemment, Downes et Leyreloup (1986) ont publié les analyses Sr-Nd de 23 xénolithes ortho- et para-dérivés échantillonnés à Bournac et à La Roche Pointue, Cantal (Cornen, 1972). Sur la base des âges modèles obtenus par la méthode Sm-Nd, ces auteurs concluent également à un âge Protérozoïque (800-2100 Ma) des xénolithes orthodérivées de la croûte inférieure du Massif Central.

En fait, l'interprétation de ces données en termes d'âges géologiquement significatifs paraît hasardeuse. En effet, il n'y a guère de justification à construire une isochrone Rb-Sr sur un échantillonnage aveugle, sinon aléatoire, dont rien ne permet d'affirmer la contemporanéité, ni le caractère cogénétique. Il est donc difficile d'interpréter en termes d'âge, fût-il minimum, un alignement imparfait obtenu dans ces conditions. On sait en effet que les phénomènes de mélange en général, et de contamination crustale en particulier, peuvent générer des alignements ou des trajectoires à faible courbure, ayant une pente initiale largement positive.

De même, les âges modèles Sm-Nd ne permettent d'estimer l'âge du fractionnement majeur du rapport Sm/Nd que dans le cadre restreint d'un modèle d'évolution isotopique à deux stades. Dans la mesure où des phénomènes de mélange ultérieurs n'ont pas affecté le système Sm-Nd, on peut considérer en première approximation que l'âge modèle date l'extraction à partir du manteau modèle (chondritique ou appauvri) des matériaux primitifs à l'origine des roches analysées, et correspond donc à un âge moyen de résidence crustale. Cependant, on ne peut pas attribuer une signification géologique plus précise à ces dates. En effet, les phénomènes intracrustaux d'érosion, sédimentation, fusion partielle et cristallisation fractionnée n'affectent, en général, que de façon négligeable la systématique Sm-Nd. La mémoire isotopique initiale va donc, en l'absence d'apport extérieur (mantellique), être préservée. Par conséquent, tout (méta)sédiment, toute roche magmatique dérivant de la fusion d'un sédiment, ou incorporant un composant d'origine sédimentaire, véhiculera une mémoire isotopique ancienne sans rapport avec son âge réel de dépôt, ou de mise en place magmatique. A titre d'exemple, notons que les sédiments continentaux clastiques actuels, ont des âges modèles par

rapport à un manteau appauvri (TDM) compris entre 1 et 2 Ga (Goldstein et al., 1984). De même, une roche magmatique acide jeune, comme le granite de l'île d'Elbe (8 Ma) a des âges modèles TDM de 1100-1200 Ma (Juteau et al., 1986), et des magmas basiques contaminés (Carter et al., 1978) tels que ceux de Skye et Mull (60 Ma) permettent de calculer des âges TDM compris entre 1100 et 2200 Ma!

Ces quelques exemples illustrent les dangers d'utilisation des âges modèles. Il est clair qu'après métamorphisme, l'étude Sm-Nd de telles roches conduirait à calculer des âges modèles largement surestimés, voire absurdes, par rapport à leur âge réel de dépôt ou de mise en place.

Aussi, des âges modèles anciens ne démontrent nullement l'existence de formations géologiquement anciennes, mais seulement la présence d'une composante chimique à résidence crustale ancienne. La majeure partie des matériaux continentaux ayant vraisemblablement été extraite du manteau à une époque reculée (>2500 Ma), la probabilité est grande que cette composante soit héritée.

Insistons sur le fait que de tels âges modèles anciens, pas plus d'ailleurs que de vieux zircons hérités, ne permettent aucune déduction sur la proximité spatiale et/ou temporelle d'une croûte continentale ancienne. Le fait même que le système Sm-Nd, et les zircons, survivent sans grand dommage aux cycles d'érosion-sédimentation implique en effet que des recyclages sédimentaires successifs, et des transports latéraux éventuellement très importants, puissent passer totalement inaperçus. Il est donc abusif de conclure, comme le font beaucoup d'auteurs, à l'existence proche d'un socle continental ancien sur la seule base d'âges modèles ou de zircons hérités.

Dans le cas des enclaves de Bournac, d'autres datations, utilisant une approche plus directe (méthode U-Pb sur zircons et monazites) ne confortent d'ailleurs pas l'hypothèse d'une grande ancienneté des xénolithes granulitiques. Ainsi, l'examen dans un diagramme Concordia des données non publiées de A. Vitrac-Michard (in Forestier & Touret, 1979) suggère un âge ne dépassant pas 300 Ma (intercept supérieur) pour un orthogneiss charno-enderbitique (BAL 800). De même, une monazite concordante et l'intercept inférieur de zircons extraits de paragneiss correspondent à un âge de 295 Ma. L'intercept supérieur de ces zircons indique un âge voisin de 1200 Ma. D'autres résultats U-Pb ont été obtenus sur les enclaves de Bournac (Supply, 1981). Les zircons d'un paragneiss khondalito-kinzigitique (BOU 1) définissent un alignement dont l'intercept inférieur à 280 ± 10 Ma est également marqué par une monazite, concordante dans la marge d'erreur analytique. L'intercept supérieur, à 878 ± 51 Ma, montre que des zircons ayant au moins cet âge ont été incorporés dans le sédiment dont dérive ce paragneiss. Les zircons d'une charnockite basique d'origine magmatique (BOU 13) définissent un intercept supérieur à 281 ± 3 Ma. Ces données suggèrent que le métamorphisme granulitique et la mise en place de magmas basiques sont deux phénomènes contemporains, tardi-hercyniens. Les zircons d'une autre

enderbite (BOU 8), de composition (rhyo)dacitique, appartenant au groupe orthodérivé II de Dostal et al. (1980) à affinité tholéiitique, définissent en revanche des intercepts à 650 +/- 20 Ma et 280 +/- 10 Ma. Ce résultat, ainsi que l'estimation visuelle de l'intercept supérieur relatif à l'orthogneiss charno-enderbitique BAL 802 (Michard-Vitrac in Forestier & Touret, 1979) suggèrent que la croûte profonde du Velay renferme, outre des intrusions synmétamorphes tardi-hercyniennes, des roches magmatiques plus anciennes, d'âge Précambrien terminal.

Un âge à 380 Ma, obtenu par la méthode Sm-Nd sur couple grenat-roche totale a été rapporté par Ben Othman et al. (1984). Il est difficile d'évaluer la signification de ce résultat isolé, qui n'est pas en accord avec les résultats U-Pb. A priori, le système Sm-Nd sur minéraux paraît nettement moins résistant que le système U-Pb sur monazite (par exemple Cliff, 1985).

Les xénolithes granulitiques ramenés à la surface par l'évent Carbonifère de Partan Craig (Ecosse) offrent un autre exemple de comparaison des données U-Pb et Sm-Nd sur une même suite. Dans cette localité, le couple grenat-FK d'un xénolithe a fourni un âge à 356 +/- 10 Ma (van Breemen & Hawkesworth, 1980), alors que les zircons et la monazite d'un autre xénolithe permettent de calculer des âges de 398 +14/-18 Ma (intercept inférieur zircon) et de 371 +/- 5 Ma (âge 207Pb/206Pb de la monazite, légèrement discordante au-dessus de la courbe Concordia, Halliday et al., 1984). L'âge Sm-Nd correspond à celui du début de l'épisode volcanique, et témoigne donc d'une réhomogénéisation totale du système Sm-Nd à l'échelle minérale. De même, une fraction de zircons extraits d'un xénolithe granulitique du maar quaternaire de Kilbourne Hole (Nouveau Mexique) conserve, malgré une perte en plomb importante, sa mémoire isotopique ancienne (âge 207Pb/206Pb=1375 Ma, Davis & Grew, 1978). Par contre, le système Sm-Nd à l'échelle minérale des xénolithes de Kilbourne Hole a été totalement ré-équilibré à l'époque subactuelle (Richardson et al., 1980).

A Bournac, l'âge obtenu par la paire grenat-roche totale est beaucoup plus ancien que celui indiqué par le système U-Pb et paraît donc anormal. La préservation des âges à 280 Ma sur monazite indique que les xénolithes n'ont pas été réchauffés au delà de la température de blocage du système U-Pb (500 à 650°C, selon les auteurs) lors de l'épisode volcanique. Il semble par contre probable que le système Sm-Nd sur minéraux a subi une équilibration partielle ne se traduisant pas, en l'occurrence, par un rajeunissement. Il est aussi très possible que l'échantillon analysé par la méthode Sm-Nd ait été ramené dans la croûte supérieure, qui incorpore des granulites plus anciennes, et pour laquelle un âge de 380 Ma pourrait refléter la fin de l'épisode éo-hercynien, sans relation avec le métamorphisme granulitique basicrustal.

En conclusion, de forts arguments existent en faveur de l'âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique. Les matériaux impliqués regroupent des intrusions synmétamorphiques, ainsi que des roches orthodérivées d'âge Cadomien et des sédiments contenant des zircons d'âge supérieur ou égal à 800 Ma.

III - Caractérisation isotopique

A partir des données analytiques de Downes & Leyreloup (1986), les rapports isotopiques du Nd et du Sr ont été recalculés à 300 Ma, âge approximatif du métamorphisme granulitique et d'une partie des roches orthodérivées rencontrées en base de croûte (Tab. 1).

Les xénolithes métasédimentaires (13 échantillons) montrent une dispersion relativement limitée de leurs ENd300, entre -4.7 et -8.9, avec une valeur moyenne à -7.2 ($\sigma=1.3$). Leur rapport $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ moyen (0.129, $\sigma=0.037$) est comparable à celui des matériaux supracrustaux. La composition isotopique moyenne élevée du Sr ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{300}=0.7130$, $\sigma=0.004$) et la moyenne des âges modèles Sm-Nd par rapport à un manteau appauvri (DePaolo, 1981), à 1580 ± 190 Ma (2σ) montrent la présence d'une composante recyclée ancienne dans ces sédiments.

A une exception près (BAL 802, dont l'intercept supérieur semble indiquer un âge à environ 600 Ma), les résultats isotopiques Sr-Nd sur les xénolithes orthodérivés n'ont malheureusement pas été obtenus sur les échantillons ayant fait l'objet des mesures U-Pb, ce qui empêche d'appliquer une correction d'âge parfaitement adéquate en vue du calcul des ENd initiaux.

On peut néanmoins remarquer que les ENd600 des roches orthodérivées analysées par Downes & Leyreloup (1986) sont systématiquement plus élevés que ceux calculés à 300 Ma, de 1 à 4 unités-E selon l'écart de leur rapport $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ à la valeur chondritique. Dans l'hypothèse où certaines de ces roches (telle BAL 802, $\text{ENd}_{600}=+2.8$; recalculé d'après les données de Ben Othman et al., 1984) ont effectivement un âge fini-Précambrien, aucune ne semble pouvoir provenir de la fusion de matériaux continentaux très anciens (les ENd seraient fortement négatifs), ni avoir été extraite sans contamination crustale importante d'un manteau très appauvri, de type océanique (les ENd seraient beaucoup plus élevés). Bien que très dispersés (ENd_{300} de +2.5 à -8.3; ENd_{600} de +4.7 à -4.5), probablement en raison de la variabilité de leur âge géologique, ces xénolithes orthodérivés ont un ENd300 moyen plus élevés (-3.1, $\sigma=3.16$) que les xénolithes paradérivés, ce qui suggère la participation d'une composante plus "juvénile" dans leur genèse, aussi indiquée par la composition isotopique moins radiogénique du strontium ($87\text{Sr}/86\text{Sr}_{300}=0.708$, $\sigma=0.0057$). La moyenne des âges modèles calculés par rapport au manteau appauvri n'est, en revanche, guère différente de celle des métasédiments (1380 ± 170 Ma).

IV - Conclusion

Les données actuellement disponibles sur la croûte inférieure du Massif Central appuient fortement l'hypothèse d'un âge hercynien tardif (280-300 Ma) pour le métamorphisme

Echantillon 147Sm/144Nd ENd (300) 87Rb/86Sr 87Sr/86Sr
 (300)

Métasédiments

La Roche Pointue

RP 41	0.1446	-8.9	0.82	0.7153
5 B	0.1138	-7.3	0.02	0.7054
RP 50	0.2378	-6.1	0.52	0.7089
RP 6	0.1265	-8.4	0.50	0.7121
17 BA	0.1494	-6.7	0.05	0.7113

Bournac

830	0.0894	-7.4	1.06	0.7141
831	0.0927	-5.8	0.81	0.7145
832	0.1136	-8.3	0.24	0.7135
8310	0.1196	-7.7	0.73	0.7147
8320	0.1255	-5.6	0.08	0.7095
8330	0.1210	-8.9	1.17	0.7224
8340	0.1324	-4.7	1.09	0.7153
801	0.1155	-7.4	0.20	0.7123
	-----	-----	-----	-----
moyenne	0.1294	-7.2	0.56	0.7130
écart-type	0.037	1.3	0.42	0.004

Orthodérivés

La Roche Pointue ENd (300) (600)

17 B	0.1404	-1.9	+0.3	0.46	0.7053
RP 11	0.1682	+0.5	+1.6	0.11	0.7069
RP 12	0.1474	-1.8	+0.1	0.18	0.7051
RP 10	0.1308	-6.9	-4.3	0.17	0.7101
RP 8	0.1382	-2.8	-0.6	0.52	0.7049

Bournac

BAL 84	0.1719	-2.2	-1.2	0.05	0.7046
BAL 904x	0.1200	-5.4	-2.4	1.03	0.7097
BAL 1038	0.1302	-5.6	-3.0	0.15	0.7080
BAL 36	0.1377	+2.5	+4.7	0.07	0.7044
BAL 51	0.1473	-0.7	+1.2	0.05	0.7045
BAL 1204	0.0999	-8.3	+3.8	0.10	0.7076
BAL 142	0.1129	-4.8	-1.6	0.56	0.7250
	-----	-----	-----	-----	-----
moyenne	0.1371	-3.1	-0.12	0.29	0.708
écart-type	0.021	3.2	2.7	0.30	0.006

BAL 802 0.0915 +2.8 (Ben Othman et al., 1984)

Tab. 1 - Caractéristiques isotopiques des xénolithes granulitiques du Massif Central, recalculées à 300 et/ou 600 Ma, d'après les données analytiques de Downes & Leyreloup (1986).

granulitique qui, comme dans la Zone d'Ivrée, la Calabre et les Pyrénées, semble avoir été accompagné, et peut-être induit, par la mise en place d'intrusions charnockitiques. Par ailleurs, la présence de roches orthodérivées d'âge voisin de 600 Ma constitue une autre analogie importante avec l'exemple d'Ivrée.

Les résultats isotopiques montrent tous la présence d'une composante recyclée ancienne, sans que rien ne permette d'envisager l'existence d'un "socle anté-Cadomien". Au contraire, les données disponibles peuvent être interprétées en termes de mélange entre une composante extraite du manteau au Précambrien terminal et une composante sédimentaire recyclée plus ancienne. La provenance ultime de cette composante héritée pourrait éventuellement être précisée par une étude des zircons à l'aide d'une sonde ionique. On pourrait, à titre d'hypothèse, envisager que les noyaux cratoniques à 2000 Ma (par exemple Calvez & Vidal, 1978), ou plus anciens (Guerot et al., 1987) situés actuellement à la périphérie du domaine hercynien aient contribué à alimenter, directement ou non (recyclage multiple), le réservoir sédimentaire. En supposant pour ces noyaux cratoniques à 2000 Ma et les sédiments auxquels ils ont pu donner naissance, des ENd initiaux compris entre 0 et -5, et des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ typiquement crustaux (0.12), on peut calculer pour ces matériaux des ENd compris entre -14 et -19 à 600 Ma, ou -17 et -22 à 300 Ma. Les valeurs bien plus élevées mesurées pour les sédiments et les roches orthodérivées de la base de la croûte du Massif Central limitent donc à une proportion relativement faible la participation de tels matériaux anciens, qui étaient donc situés loin de la zone d'alimentation des sédiments, ou bien isolés de l'érosion par une couverture plus récente. Ces considérations démontrent indirectement l'existence d'une contribution substantielle, d'âge Précambrien supérieur ou Paléozoïque inférieur, à la croissance continentale en Europe moyenne.

LES XENOLITHES GRANULITIKUES D'ALLEMAGNE

Près d'Engeln, dans l'Eifel, des tufs de basaltes alcalins d'âge pléistocène renferment des xénolithes de granulites, considérés comme des échantillons de la croûte inférieure, dont la base est située dans cette région vers 28-30 km de profondeur (Okrusch et al., 1979).

L'Eifel fait partie du Massif Schisteux Rhénan, lui-même localisé dans la Zone Rhéno-Hercynienne, qui constitue le domaine le plus externe du flanc nord de la Chaîne Hercynienne. A ce titre, il peut être intéressant d'essayer de comparer les caractères géochimiques essentiels des témoins de la croûte inférieure de ce secteur avec ceux décrits précédemment, tous situés dans le flanc sud de la chaîne.

Les xénolithes de l'Eifel ont tous des textures granoblastiques, et ils présentent des paragenèses à plagioclase-clinopyroxène-amphibole +/- grenat +/- orthopyroxène, à partir desquelles des conditions d'équilibration de 700-850°C, 6.5-12 Kb ont été estimées (Okrusch et al., 1979; Voll, 1983).

Ces roches ont été étudiées du point de vue chimique et isotopique par Stosch et al. (1986) et Stosch & Lugmair (1984). Seuls des termes orthodérivés basiques sont représentés, ce qui contraste avec la grande variété pétrographique des xénolithes du Massif Central. Stosch et al. (1986) ont interprété ces roches comme une suite cogénétique, allant de cumulats précoces plagioclasiques à des liquides différenciés. Toutes montrent un enrichissement relatif en Terres Rares légères.

Selon Stosch et al., ces xénolithes montrent les marques d'une altération métasomatique postérieure au métamorphisme de faciès granulite. Cette altération, particulièrement sensible dans les échantillons riches en amphibole, aurait été causée par l'infiltration de fluides d'origine mantellique.

Une isochrone interne Sm-Nd grenat-Cpx-plagioclase à 172 +/- 5 Ma a été obtenue sur l'un de ces xénolithes (Stosch & Lugmair, 1984). Le point représentatif de l'amphibole est situé au-dessus de cet alignement, cette position étant interprétée comme le résultat de l'introduction dans l'amphibole de néodyme plus radiogénique, postérieurement à 172 +/- 5 Ma. Stosch et al. (1986) considèrent néanmoins l'âge à 172 Ma comme géologiquement significatif, et l'interprètent en termes d'homogénéisation à l'échelle minérale lors d'un événement thermique. De fait, un phénomène hydrothermal de grande ampleur semble avoir marqué le Trias et le Lias de l'Europe de l'Ouest (cf. Bonhomme et al., 1983; Halliday & Mitchell, 1984). L'âge du métamorphisme granulitique serait donc anté-liasique, sans qu'il soit possible, en l'absence de données U-Pb, d'apporter davantage de précision. A priori, rien ne s'oppose à ce que l'on

envisage, ici aussi, un âge voisin de 300 Ma pour le métamorphisme de faciès granulite. On peut alors, dans le cadre de cette hypothèse, appliquer une correction d'âge aux données sur roches totales de Stosch & Lugmair (1984). Cette procédure n'est valide que dans la mesure où les éventuelles altérations métasomatiques envisagées par Stosch et coll. n'ont pas eu d'effet majeur sur les compositions isotopiques du Nd et les rapports Sm-Nd de ces roches totales. Tout en gardant ces réserves présentes à l'esprit, on obtient de cette façon des ENd300 compris entre +3.0 et -6.2, avec une moyenne à -0.5 ($\sigma = 2.69$) sur 10 échantillons. Cette valeur est sensiblement plus élevée que celles, nettement négatives, obtenues pour les occurrences basicrustales évoquées précédemment. Cette différence pourrait résulter de la nature uniquement basique de l'échantillonnage disponible dans l'Eifel. Quoi qu'il en soit, les valeurs largement négatives mesurées sur les sédiments d'âge Dévonien à l'affleurement: ENd300 de -9 à -14, Stosch & Lugmair, 1984; Wörner et al., 1985) suggèrent une nette zonation chimique et isotopique de la croûte tardi-hercynienne de l'Eifel, apparemment plus accusée que dans les exemples précédents.

Cependant l'incertitude relative à l'âge des protolithes ignés et du métamorphisme granulitique, et la possibilité d'éventuelles perturbations mésozoïques et plus récentes, limitent pour le moment de façon sensible la valeur de l'exemple des xénolithes de l'Eifel.

Les volcans de Hesse, entre le Massif Schisteux Rhénan et le Harz, ont également ramené des xénolithes granulitiques. Pétrographiquement plus diversifiés que ceux de l'Eifel, ils contiennent des quartzites à sillimanite, des pyriclasites et des granulites basiques dont les conditions de cristallisation ont été estimées à 700-900°C, 5-9 kb (Mengel & Wedepohl, 1983). Aucune donnée isotopique n'est actuellement disponible sur ces roches, qui constituent l'occurrence la plus orientale des granulites de type II.

CONCLUSIONS

PRINCIPAUX CARACTERES ET PROBLEMES DE LA CROUTE INFERIEURE

DU DOMAINE VARISQUE

Bien que fragmentaires, les données géologiques et isotopiques dont on dispose montrent que, pour la plupart, les exemples basicrustaux partagent un certain nombre de caractères communs:

- Présence dans la croûte inférieure d'une proportion notable de roches métasédimentaires. Ceci pose le problème du transfert de matériaux supracrustaux à grande profondeur: on peut suggérer que le piégeage de sédiments dans des environnements de marges passives, impliquées dans des phénomènes de collision ultérieurs, a été un agent essentiel de ce transfert.

- Abondance des corps basiques orthodérivés, d'âge et de signification divers.

- Age fini-Précambrien des roches orthodérivées les plus anciennes datées. Ces roches rappellent les ensembles plutoniques et volcaniques qui caractérisent les blocs du Protérozoïque supérieur incorporés dans la chaîne hercynienne, tels que le Briovérien du NW de la France ou l'Algonkien de Bohême Centrale. Il pourrait s'agir des restes de la plate-forme cadomienne disloquée par l'épisode de distension majeure du Paléozoïque inférieur.

- Présence d'intrusions synchrones du faciès granulite, d'âge tardi-hercynien.

Globalement, la croûte inférieure apparaît plus basique que la croûte supérieure, et elle présente à la fois des caractères cumulatif et restitique. Cependant, le degré d'appauvrissement en éléments "granitophiles" est variable, et pas aussi systématique que dans les granulites des boucliers archéens.

L'exemple d'Ivrée montre clairement que le caractère rubané de la croûte inférieure, tenu pour responsable des phénomènes de réflexion sismique, est de nature composite. En effet, les discontinuités lithologiques horizontales regroupent les contacts, peut-être initialement intrusifs, de lentilles basiques anté-tectoniques transposés dans la foliation tectono-métamorphique, ainsi que des rubanements magmatiques d'origine cumulative.

L'âge tardi-hercynien du métamorphisme de haut degré montre que la genèse des granites et la granulitisation de la croûte inférieure sont contemporains, et nécessairement liés du point de vue génétique. Ceci indique que l'épisode majeur de différenciation intracontinentale en Europe Moyenne est un phénomène récent, hercynien.

La plupart des estimations géobarométriques relatives aux granulites de type II convergent vers des pressions de cristallisation de l'ordre de 7-8 kb. Des valeurs plus élevées (11-12 kb) ont été rapportées pour les xénolithes de l'Eifel et du Massif Central. Dans le cas du Massif Central, cependant, on ne peut pas totalement exclure un échantillonnage de niveaux plus superficiels contenant des granulites de HP (type I), éo-hercyniennes. Si elle n'est pas la conséquence fortuite des hasards de "l'échantillonnage" tectonique ou volcanique, l'absence de témoins de niveaux crustaux plus profonds peut avoir des implications vis-à-vis du problème de l'épaisseur crustale du domaine hercynien. En effet, on sait que la croûte actuelle de l'Europe Moyenne est peu épaisse (Bamford & Prodhel, 1977). Or, les phénomènes de surrection post-paléozoïques ont été d'ampleur limitée, comme le montre l'altitude généralement faible de la surface d'érosion anté-triasique. De même, bien que l'on ne dispose pas, à ma connaissance, d'estimation quantitative du volume des sédiments molassiques permo-carbonifères contenus dans les bassins intra-montagneux et les dépressions périphériques à la chaîne, il semble a priori douteux que l'ablation crustale par érosion ait été très importante à cette époque, ce que suggère également le niveau de mise en place peu profond de la plupart des granitoïdes. En d'autres termes, et comme l'avait déjà proposé Zwart (1967), il est probable que la chaîne hercynienne n'a pas été caractérisée par des reliefs très élevés, de type alpin et a fortiori himalayen. Ainsi, les estimations géobarométriques fournies par l'étude des témoins de la croûte inférieure sont en accord avec les déductions relatives à l'orographie, qui suggèrent que la croûte tardi-hercynienne n'a pas présenté de surépaississement notable. Dans la mesure où les très hautes pressions enregistrées par les éclogites et les granulites de type I, éo-hercyniennes, semblent plus facilement interprétables en termes de subduction qu'en termes d'épaississement crustal, il semble donc qu'à aucun stade de son évolution la croûte continentale du domaine médio-européen n'a été particulièrement épaisse. En accord avec d'autres considérations isotopiques et thermiques (cf. Chap. granites), cette faible épaisseur en contexte collisionnel suggère le caractère relativement immature de la croûte hercynienne.

ESSAI D'INTERPRETATION GENETIQUE

Identifier les causes possibles de l'événement tardi-hercynien nécessite beaucoup de spéculations. Toutefois, l'ampleur du phénomène, son âge et, semble-t-il, sa superposition au domaine d'extension de la chaîne hercynienne, suggèrent qu'il s'agit d'un processus spécifiquement hercynien, lié à l'achèvement de la chaîne.

La caractéristique majeure de cet événement paraît avoir été une culmination thermique. La présence, discrète il est vrai, de roches magmatiques issues d'un manteau appauvri, la nécessité de températures très élevées pour produire les roches basiques ou intermédiaires d'origine ambiguë, ainsi que l'absence apparente de relation entre les caractères du métamorphisme basicrustal et sa position dans la zonation tectonique de la chaîne, suggèrent toutes une origine mantellique pour cet accroissement de température.

Aussi, le modèle de délamination (Bird, 1978; Houseman et al., 1981; ainsi que Reutter et al., 1980) de la partie mantellique de la lithosphère paraît attractif. En effet, ce modèle prévoit qu'en cas d'épaississement de la lithosphère, sa partie mantellique devient instable du point de vue gravitaire, se détache, et "sombre" dans le manteau asthénosphérique. En compensation, un flux ascendant de matériau asthénosphérique est initié, pouvant aller jusqu'à mettre directement en contact la base de la croûte avec des matériaux à très haute température.

Ce modèle peut certes apparaître comme un "deus ex machina" commode. Cependant, il s'accorde bien avec le caractère tardif de l'événement granulitique par rapport aux phénomènes collisionnels carbonifères. De plus, les quelques données disponibles sur le manteau supérieur du domaine hercynien, ne vont pas à l'encontre d'une remontée de matériaux asthénosphériques à des niveaux relativement superficiels à l'époque tardi-hercynienne.

Il n'y a pas a priori de justification à corréler la distinction rhéologique lithosphère-asthénosphère avec les notions géochimiques de manteau appauvri et de manteau enrichi. Cependant, on s'accorde généralement pour considérer que, le plus souvent, le manteau convectif asthénosphérique correspond au manteau appauvri, largement échantillonné au niveau des rides médio-océaniques. Par contre, le manteau lithosphérique, isolé des mouvements de convection de l'asthénosphère sous-jacente, peut avoir développé des hétérogénéités isotopiques et présenter un caractère plus ou moins enrichi. Une exception à ce schéma se produit lorsqu'un flux thermique anormalement élevé entraîne une remontée des isothermes, et donc de la limite rhéologique asthénosphère-lithosphère: dans ce cas, du manteau initialement lithosphérique, enrichi, peut en effet prendre des propriétés physiques asthénosphériques (Perry et al., 1987).

Dans le cadre du modèle de délamination, on s'attend

plutôt à ce que le détachement d'une partie du manteau lithosphérique, plus ou moins enrichi, soit compensé par une montée de matériaux asthénosphériques provenant directement du manteau convectif, chimiquement appauvri.

Or, on a vu que dans la zone d'Ivrée, les données de Voshage et al. (1986) montrent que le faciès sans phlogopite de la péridotite de Finero avait, il y a 290 Ma, des ENd fortement positifs. Ces faciès coexistent avec des termes présentant au contraire un caractère très nettement enrichi. On pourrait donc suggérer que le massif de Finero représente un exemple d'interaction asthénosphère-lithosphère à un niveau relativement peu profond, d'âge tardi-hercynien.

Par ailleurs, les volcans néogènes du Massif Central ont ramené des xénolithes de péridotite à partir de profondeurs comprises entre 25 et 55 km (Brown et al., 1980). L'étude isotopique Sr-Nd de ces xénolithes (Downes & Dupuy, 1986) démontre la présence d'un manteau isotopiquement très appauvri. Il n'est pas facile en l'occurrence de faire la part des phénomènes récents de diapirisme mantellique, associés au volcanisme Cénozoïque. Toutefois, la remontée actuelle de l'asthénosphère ne semble pas dépasser 50 à 60 km de profondeur (Perrier & Rugg, 1973). Il est donc peu probable que la présence de manteau très appauvri sous la croûte du Massif Central, dont témoignent les xénolithes, soit le résultat d'un phénomène très récent. D'autre part, les résultats isotopiques semblent nécessiter l'intervention, il y a plus de 200 Ma, d'un phénomène d'enrichissement en Terres Rares légères de certains xénolithes (Downes, 1987), et sont en désaccord avec l'hypothèse que les déformations et recristallisations observées dans d'autres xénolithes se sont produites lors d'un diapirisme récent.

Si l'on ne considère que les xénolithes non déformés ni recristallisés, on peut remarquer que les ENd recalculés à 300 Ma pour les échantillons appauvris en TR légères (moyenne: +9.5, σ = 1.6, n=8) ne sont pas différents de ceux des xénolithes enrichis en Terres Rares légères (+9.6, σ = 1.8, n=6). En d'autres termes, on pourrait calculer à partir de ces xénolithes non déformés une errorchrone (MSWD=71) dont la pente correspond à un âge de 301 Ma et l'intercept à un ENd de +9.5. Sans en apporter la preuve, ceci suggère qu'il est possible que les xénolithes appauvris et enrichis en TR légères se soient différenciés à partir d'un réservoir commun il y a 300 Ma. Dans cette hypothèse, qui n'est pas unique, la valeur élevée de ENd300 démontrerait la présence de manteau de type sous-océanique sous le Massif Central. Cette présence s'interpréterait bien en termes d'incorporation dans la lithosphère tardi-hercynienne de matériaux asthénosphériques, dans le cadre du modèle de délamination.

Les analyses des xénolithes péridotitiques de l'Eifel (Stosch et al., 1980; Stosch & Lugmair, 1986) montrent également la présence de manteau très appauvri sous le Massif Schisteux Rhéan, mais il n'est pas possible d'évaluer l'âge de mise en place sous-crustale de ces matériaux.

On peut, à titre d'hypothèse de travail, intégrer dans le même modèle la genèse d'une structure de très grande taille telle que le dôme du Velay (environ 100 km de diamètre). Cet

ensemble anatectique tardif (Caen-Vachette et al., 1982) et le métamorphisme de BP et les granites qui lui sont associés (Montel et al., 1986), ont été interprétés comme le résultat d'un phénomène d'ascension diapirique (Couturié & Didier, 1980) évaluée à une vingtaine de kilomètres (Dupraz, 1983). Compte-tenu de ses dimensions et de son âge, il est tentant de supposer que le diapir vellave est une autre manifestation du phénomène de remontée asthénosphérique près de la base de la croûte.

Un autre corollaire du modèle de délamination est de prévoir une forte -quoique vraisemblablement variable- atténuation de la lithosphère. Cette situation pourrait avoir rendu possible une déchirure locale de la croûte, et rendre compte de l'association étroite au Pic Marcel (Queyras), de basaltes océaniques typiques, avec des termes à affinités lamprophyriques et des granitoïdes datés à 284 +/- 10 Ma (Andreopoulos-Renaud, Caby & Pin, en prép.).

En définitive, bien que très spéculatif, le modèle de délamination lithosphérique tardi-hercynienne semble susceptible d'intégrer de nombreux aspects, à des niveaux structuraux très divers, de la géologie du domaine Ouest-Européen. On manque pour l'instant de données permettant d'envisager l'extension de ce modèle à l'Europe Centrale. Néanmoins, la plupart des traits majeurs de la période Permo-Carbonifère de ce domaine (Lorenz & Nicholls, 1976; 1984) semblent tout à fait interprétables dans le cadre de la même hypothèse. Il reste néanmoins nécessaire d'acquérir davantage d'informations, en particulier chronologiques, pour tester, et confirmer ou remettre en cause, les hypothèses émises à propos de la croûte profonde et de ses relations avec le manteau supérieur.

REFERENCES

- Aftalion M., van Breemen O. & Bowes D.R., 1984 - Age constraints on basement of the Midland Valley of Scotland. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 75: 53-64.
- Allègre C.J., Hamet J. & Leyreloup A., 1975 - Etude $87\text{Rb}/87\text{Sr}$ des enclaves catazonales remontées par les volcans néogènes du Velay. Présence d'un socle antécadamien sous le Massif Central, 3ème Réunion. *Ann. Sci. Terre, Montpellier*, 8.
- Andrieux P., 1982(a) - La charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées Orientales). Mise en place et évolution paragéométrique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène. Thèse 3ème cycle, univ. Clermont-Ferrand, 109p.
- Andrieux P., 1982(b) - Conditions de cristallisation et évolution paragéométrique d'une charnockite hercynienne: le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées Orientales). *Bull. Minéral.*, 105: 253-266.
- Autran A., Fontailles M. & Guitard G., 1970 - Relations entre les intrusions des granitoides, l'anatexie et le métamorphisme régional considéré principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 7: XII, 673-731.
- Azambre B. & Ravier J., 1978 - Les écaillés de gneiss du faciès granulite du Port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège). Nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, 3: XX, 221-228.
- 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.
- Ben Othman D., Fourcade S. & Allègre C.J., 1984(a) - Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 290-300.
- Ben Othman D., Polvé M. & Allègre C.J., 1984(b) - Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, 307: 510-515.
- Berckhemer H., 1969 - Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*, 8: 97-105.
- Bechstadt T., Brandner R., Mostler H. & Schmidt K., 1978 - Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 156: 157-178.

- Biggiogero B., Boriani A., Colombo A. & Gregnanin A., 1978-79 - The diorites of the Ivrea basic complex, Central Alps, Italy. *Mem. Istit. Sc. Geol. Miner. Univ. Padova*, 33: 71-85.
- Bird P., 1978 - Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83, 4975-4987.
- Bird P., 1979 - Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 84: 7561-7571.
- Boillot G., Recq M., & Winterer E.L. et al., 1987 - Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Bonhomme M., Buhmann D. & Besnus Y., 1983 - Reliability of K-Ar dating of clays and silicifications associated with vein mineralization in Western Europe. *Geol. Rundschau*, 72: 105-117.
- Boriani A., 1983 - The medium grade-high grade transition in the regional metamorphism: an example from the Ivrea-Verbano zone, Italy. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 38 (2): 543-548.
- Boriani A. & Sacchi R., 1973 - Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones. *Mem. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova*. 27: 36p.
- Boriani A. & Giobbi Origoni E., 1984 - High-grade metamorphism, anatexis, degranitisation and the origin of the granites: an example from the Southalpine basement (Northern Italy). *Proc. 27th Int. Geol. Congress, Moscow, VNU Sc. Press*, 9: 41-69.
- Boriani A., Colombo A. & Macera P., 1985 - Radiometric geochronology of Central Alps. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 40: 139-186.
- Boriani A., Del Moro A., Giobbi Origoni E. & Pinarelli L., 1987 - Rb/Sr systematics of the Hercynian plutonites of Massiccio dei Laghi. (Abstract) *S.I.M.P. Conf. "Granites and their surroundings"*, Verbania, 69-70.
- Brodie K.H. & Rutter E.H., 1987 - Deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone of Northern Italy. *Tectonophysics*, 140: 193-212.
- Brown G.M., Pinsent R.H. & Coissy P., 1980 - The petrology of spinel peridotite xenoliths from the Massif Central, France. *Am. J. Sc.*, 280A: 471-498.
- Burg J.P. & Leyreloup A. 1976 - Mise en évidence d'un socle précambrien granulitique de haute pression à noyaux écloitiques dans un massif nord-pyrénéen à structure de dôme thermique: Bessède de Sault (Aude). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283: 307-310.

Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F. & Otto J.B., 1982 - Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.

Caen-Vachette M., Couturié J.P. & Didier J., 1982 - Ages radiométriques des granites anatectique et tardimigmatique du Velay, (Massif Central français), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294: 135-138.

Calvez J.Y. & Vidal P., 1978 - Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65: 395-399.

Campbell I.H., 1985 - The difference between oceanic and continental tholeiites: a fluid dynamic explanation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 37-43.

Capdevila R., Lamboy M. & Le Pretre J.P., 1974 - Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278: 17-20.

Capdevila R. & Vidal P., 1975 - Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). 3ème RAST, Montpellier, p.89, Soc. géol. Fr. Ed.

Capdevila R., Boillot G., Lepvrier C., Malod J.A., & Mascle G., 1980 - Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord-ibérique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291: 317-320.

Carpena J. & Caby R., 1984 - Fission-track evidence for late Triassic oceanic crust in the french occidental Alps. *Geology*, 12: 108-111.

Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J. & O'Nions R.K., 1978 - Neodymium and Strontium isotope evidence for crustal contamination of continental volcanics. *Sciences*, 202: 743-746.

Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J. & O'Nions R.K., 1979 - Basalt magma sources during the opening of the North Atlantic. *Nature*, 281: 28-30.

Castellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., Bosellini A. & Sommariva E., 1980 - Middle Triassic magmatism in Southern Alps II; a geodynamic model. *Riv. Ital. Paleont.*, 85: (3-4) 1111-1124.

Cliff R.A., 1985 - Isotopic dating in metamorphic belts. *J. geol. Soc. London*, 142: 97-110.

Couturié J.P. & Didier J., 1980 - Quelques effets de la montée diapirique du complexe granitique du Velay. 8ème R.A.S.T., Marseille.

Cumming G.L., Köppel U. & Ferrario A., 1987 - A lead isotope

study of the northeastern Ivrea zone and the adjoining Ceneri zone (N. Italy): evidence for a contaminated subcontinental mantle. *Contrib. Mineral Petrol.*, 97: 19-30.

Crisci C.M., Ferrara G., Mazzuoli R. & Rossi P.M., 1984 - Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of the Southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications. *Geol. Rundschau*, 73: (1) 279-292.

Davis B.T.H. & Boyd F.R., 1966 - The join $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its applications to pyroxenes from kimberlites. *J. Geophys. Res.* 71: 3567-3576.

Davis G.L. & Grew E.S., 1978 - Age of zircon from a crustal xenolith, Kilbourne Hole, New Mexico. *Carnegie Instit. of Washington Yearbook*, 77: 897-898.

DePaolo D.J. & Wasserburg G.J., 1981 - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 615-627.

Dewey J.F., 1977 - Thinning of continental crust. Prelude to obduction of subcontinental mantle. *Geol. Soc. Am. Abstract with Programs*, 9: 949.

Dewey J.F., 1986 - Diversity in the lower continental crust. in: *The nature of the lower continental crust*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 24: 71-78.

Didier J., Guennoc P. & Pautot G., 1977 - Granodiorites, granulites et charnockites de l'éperon de Goban (marge armoricaine) au contact du domaine océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284: 713-716.

Dostal J. & Capedri S., 1979 - Rare earth elements in high-grade metamorphic rocks from the Western Alps. *Lithos*, 12: 41-49.

Dostal J., Dupuy C. & Leyreloup A., 1980 - Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in neogene volcanic rocks of the Massif Central, France. Implications for the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 31-40.

Downes H., 1987 - Relationship between geochemistry and textural type in spinel lherzolites, Massif Central and Languedoc, France. in: *Mantle Xenoliths*. P.H. Nixon, ed., J. Wiley, 125-133.

Downes H. & Leyreloup A., 1986 - Granulitic xenoliths from the french Massif Central-petrology Sr and Nd isotope systematics and model age estimates. in: *The nature of the lower continental crust*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 24: 319-330.

Downes H. & Dupuy C., 1987 - Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82: 121-135.

- Dupraz J., 1983 - Evolution du complexe anatectique du Velay et genèse de la cordiérite. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 176p.
- Dupuy C., Leyreloup A. & Vernières J., 1977 - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) - With special references to REE, U and Th composition, evolution, heat-flow production. *Phys. Chem. Earth*, 11: 401-415.
- Exley R.A., Sills J.D. & Smith J.V., 1982 - Geochemistry of micas from the Finero spinel-lherzolite, Italian Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 59-63.
- Ferrara G. & Innocenti F., 1974 - Radiometric age evidence of a Triassic thermal event in the Southern Alps. *Geol. Rundschau*, 63: 572-581.
- Ferrario A., Garutti G. & Sighinolfi G.P., 1982 - Platinum and palladium in the Ivrea-Verbano Basic complex, Western Alps, Italy. *Econ. Geol.*, 77: 1548-1555.
- Fletcher I.R. & Rosman K., 1982 - Precise determination of initial ENd from Sm-Nd isochron data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1983-1987.
- Fonteilles M., 1970 - Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, IV: n°3, 21-72.
- Fonteilles M., 1976 - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse Doc. Sc., Univ. Paris VI, 684p.
- Fonteilles M. & Guitard G., 1964 - L'"effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258: 4299-4302.
- Forestier F.H. & Touret J., 1979 - Granulites, éclogites, péridotites en France. *Sc. de la Terre*, XXIV, n°3.
- Fountain D.M. & Salisbury M.H., 1981 - Exposed cross sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 263-277.
- Fourcade S., 1981 - Géochimie des granitoides. Thèse Doc. Sc., Paris VII, 189p.
- Goldstein S.L., O'Nions R.K. & Hamilton P.J., 1984 - A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 221-236.
- Graeser S. & Hunziker J.C., 1968 - Rb-Sr und Pb-isotopen Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-zone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48: 189-204.

Grove T.L. & Baker M.B., 1984 - Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *J. Geophys. Res. Lett.*, 89: 3253-3274.

Guerrot C., Peucat J.J. & Capdevila R., 1987 - The oldest granulitic crust involved in the Hercynian belt: preliminary U-Pb and Sm-Nd isotopic data. *Terra Cognita*, 7: p159.

Guitard G., 1960 - Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans la massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 251: 2554-2555.

Guitard G. & Raguin E., 1958 - Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 247: 2385-2388.

Halliday A.N., Aftalion M., Upton B.G.J., Aspen P. & Jocelyn J., 1984 - U-Pb isotopic ages from a granulite-facies xenolith from Partan Craig in the Midland Valley of Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 75: 71-74.

Halliday A.N. & Mitchell J.G., 1984 - K-Ar ages of clay-size concentrates from the mineralisation of the Pedroches Batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangaea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 229-239.

Herzberg C.T., Fyfe W.S. & Carr M.J., 1983 - Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84: 1-5.

Hodges K.V. & Fountain D.M., 1984 - Pogallo Line, South Alps, Northern Italy: an intermediate crustal level, low-angle normal fault? *Geology*, 12: 151-155.

Hofmann A.W., 1986 - Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.*, 57: 17-30.

Hon R. & Weill D.F., 1982 - Heat balance of basaltic intrusion vs granitic fusion in the Lower crust (abs.). *EOS*, 63: p470.

Houseman G.A., McKenzie D.P. & Molnar P., 1981 - Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.*, 86: 87, 6115-6132.

Hunziker J.C., 1974 - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Miner. Università Padova*, 31: 54p.

Hunziker J.C. & Zingg A., 1980 - Lower Paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea zone (southern Alps, northern Italy). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 60: 181-213.
Huppert H.E. & Sparks R.S.J., 1985 - Cooling contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental

crust. Earth Planet. Sci. Lett., 74: 371-386.

Jaffrezo M., 1977 - Pyrénées orientales, Corbières. Guides géologiques régionaux, Masson éd., 191p.

Jaupart C., Brandeis G. & Allègre C.J., 1984 - Stagnant layer at the bottom of convecting magma chambers. Nature, 308: 535-538.

Juteau M., Michard A. & Albarède F., 1986 - The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-Mediterranean granites. Contrib. Mineral. Petrol., 92: 331-340.

Kay R.W. & Kay S.M., 1981 - The nature of the lower continental crust: inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths. Reviews of Geophys. Space Phys., 19: 271-297.

Kay R.W. & Kay S.M., 1986 - Petrology and geochemistry of the lower continental crust: an overview. in: The nature of the lower continental crust, Geol. Soc. Spec. Pub., 24: 147-159.

Köppel V.H., 1974 - Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri zones (Southern Alps, Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 43: 55-70.

Köppel V.H. & Grünenfelder M., 1978-79 - Monazite and zircon U-Pb ages from the Ivrea and Ceneri zone. Mem. Ist. Sc. Geol.Min. Univ. Padova, 33: 257.

Lemoine M., Tricart P. & Boillot G., 1987 - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. Geology, 15: 622-625.

Leyreloup A., 1973 - Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Nantes, 356p.

Leyreloup A., 1974 - Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France, nature de la croûte inférieure. Lithologie et structurologie. Contrib. Mineral. Petrol., 46: 17-27.

Leyreloup G., Dupuy C. & Andriambololona R., 1977 - Catazonal xenoliths in French neogene volcanic rocks: constitution of the Lower Crust. Contrib. Mineral. Petrol., 62: 283-300.

Libourel G., 1985 - Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse). Thèse 3ème cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse, 461p.

Lister G.S., Etheridge M.A. & Symonds P.A., 1986 - Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology, 14: 246-250.

- Lorenz V. & Nicholls I.A., 1976 - The Permocarboniferous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. in: The continental Permian in Central, West, and South Europe, Falke ed., 313-342.
- Lorenz V. & Nicholls I.A., 1984 - Plate and intraplate processes of hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107: 25-56.
- Maccarrone E., Paglionico A., Piccarreta G. & Rottura A., 1983 - Granulite-amphibolite facies metasediments from the Serre (Calabria, S. Italy): their protoliths and the processes controlling their chemistry. *Lithos*, 16: 95-111.
- Matte P., 1986 - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- Mazzucchelli M., 1983 - The upper zone of the Ivrea-Verbano layered complex (Italian Western Alps). *N. Jb. Miner. Abh.*, 146: 101-116.
- Mazzucchelli M. & Siena F., 1986 - Geotectonic significance of the metabasites of the Kinzigitic series, Ivrea-Verbano zone (Western Italian Alps). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35: 99-116.
- McCulloch M.T. & Wasserburg G.J., 1978 - Sm-Nd and Rb-Sr geochronology of continental crust formation. *Science*, 200: 1002-1011.
- McDowell F.W. & Schmid R., 1968 - Potassium-Argon ages from the Valle d'Ossola Section of the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/1: 205-210.
- Mehnert K.R., 1975 - The Ivrea zone. A model of the deep crust. *N. Jb. Miner. Abh.*, 125: 156-199.
- Mengel K. & Wedepohl K.H., 1983 - Crustal xenoliths in tertiary volcanics from the Northern Hessian depression. *Plateau Uplift*, ed. by K. Fuchs et al., Springer-Verlag, 332-335.
- Menzies M., Rogers N., Tindle A. & Hawkesworth C.J., 1987 - Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. in: *Mantle Metasomatism*, M.A. Menzies & C.J. Hawkesworth eds., Academic Press, London, 1987: 313-361.
- Michard-Vitrac A., Albarède F., Dupuis C. & Taylor H.P., 1980 - The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta igneous complex. Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 57-72.
- Montel J.M., Weber C., Barbey P. & Pichavant M., 1986 - Thermo-barométrie du domaine anatectique du Velay (Massif

Central, France) et conditions de genèse des granites tardi-migmatiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 302: 647-652.

Mottana A., Nicoletti M., Petrucciani C., Liborio G., De Capitani L. & Bocchio R., 1985 - Pre-alpine and alpine evolution of the South-alpine basement of the Orobic Alps. Geol. Rundschau, 74: 353-366.

Nicolas A., Bouchez J.L., Blaise J. & Poirier J.P., 1977 - Geological aspects of deformation in continental shear-zones. Tectonophysics, 42: 55-73.

Okrusch M., Schroder B. & Schnutgen, 1979 - Granulite-facies metabasite ejecta in the Laacher See area, Eifel, West Germany. Lithos, 12: 251-270.

Perrier G. & Ruegg J.C., 1973 - Structure profonde du Massif Central français. Ann. Geophys., 4: 29, 1-68.

Perry F.V., Baldrige W.S. & DePaolo D.J., 1987 - Role of atmosphere and lithosphere in the genesis of Late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande Rift and adjacent regions of the southwestern United States. J. Geophys. Res., 92: n°B9, 9193-9213.

Pin C., 1986 - Datation U-Pb sur zircons à 285 Ma du complexe gabbro-dioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). C. R. Acad. Sci. Paris, 303: 827-830.

Pin C. & Sillis J., 1986 - Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. in: The nature of the lower continental crust, Geol. Soc. Spec. Publ., 24: 231-249.

Pin C. & Carme F., 1987 - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). Contrib. Mineral. Petrol., 96: 406-413.

Pin C. & Vielzeuf D., 1983 - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93: 47-74.

Polvé M., 1983 - Les isotopes du Nd et du Sr dans les thersolites orogéniques: contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur. Thèse Doc. Sc., Univ. Paris VI.

Postaire B., 1983 - Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne, (C), 15, 1: 29-72.

Respaut J.P. & Lancelot J.R., 1983 - Datation de la mise en place synmétamorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de

- l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. N. Jbh. Miner. Abh. 147: 1, 21-34.
- Reutter K.J., Giese P. & Closs H. (1980) - Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines. Tectonophysics, 64: T1-T9.
- Ritsema L., 1952 - Géologie de la région de Corte (Corse). Thèse Univ. Amsterdam.
- Richardson S.H., 1980 - The gneiss syndrome: Nd- and Sr-isotopic relationships in lower crustal granulite xenoliths, Kilbourne Hole, New Mexico. EOS, 61: n°17, p.338.
- Rivalenti G., Garutti G. & Rossi A., 1975 - The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (western Italian-Alps)-whole rock geochemistry. Boll. Soc. Geol. It., 94: 1149-1186.
- Rivalenti G., Garutti G., Rossi A., Siena F. & Sinigoi S., 1981 - Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea zone of the Western Alps. J. Petrol., 22: 127-153.
- Rivalenti G., Rossi A., Siena F. & Sinigoi S., 1984 - The layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy. Tscherma. Min. Petr. Mitt., 33: 77-99.
- Rottura A. et coll., 1987 - Petrology, geochemistry and petrogenesis of late hercynian granitoids from the Southern Calabrian "arc" (Southern Italy). In: Granites and their surroundings, programme - Abstract, 144-145.
- Roux L., 1977 - L'évolution des roches du faciès granulite et le problème des ultramafites dans le massif de Castillon (Ariège). Thèse d'Etat, Toulouse, 487p.
- Sassi A. & Sesana E., 1987 - The Montorfano and Mottarone-Baveno plutons. in: Granites and their surroundings, S.I.M.P. Conf. Verbania, Field Trip Guide, 43-51.
- Schenk U., 1980 - U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, Southern Calabria (Italy). Contrib. Mineral. Petrol., 73: 23-38.
- Schenk U., 1981 - Synchronous uplift of the lower crust of the Ivrea zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny in Southern Europe. Earth Planet. Sci. Lett., 56: 305-320.
- Schenk U., 1984 - Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. J. Petrol., 25: 255-298.
- Schmid R., 1978-79 - Are the metapelites of the Ivrea-Verbano zone restites? Mem. Inst. Sc. Geol. Min. Univ. Padova, 33:

67-69.

Schmid R. & Wood B.J., 1976 - Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbanò zone (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 255-279.

Schmid S.M., Zingg A. & Handy M., 1987 - The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135: 47-66.

Seyler M., 1986 - Petrology and genesis of Hercynian Alkaline Orthogneisses from Provence, France. *J. Petrol.*, 27: 1229-1251.

Servais J.W., 1979 - Thermal emplacement model for the Alpine Lherzolite Massif at Balmuccia, Italy. *J. Petrol.*, 20: 795-820.

Sighinolfi G.P. & Gorgoni C., 1978 - Chemical evolution of high-grade metamorphic rocks-anatexis and remotion of material from granulite terrains. *Chem. Geol.*, 22: 157-176.

Sills J., 1984 - Granulite facies metamorphism in the Ivrea zone, N.W. Italy. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 64: 169-191.

Sills J. & Tarney J., 1984 - Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea zone, Alps, northwest Italy. *Tectonophysics*, 107: 187-206.

Sills J., Pin C. & Greenwood P.B., 1986 - Petrogenesis of meta-gabbros from Val Sesia, Ivrea zone, Southern Alps, NW Italy: trace element and isotope evidence. *Terra Cognita*, 6/2: 184.

Stille P. & Buletti M., 1987 - Nd-Sr isotopic characteristics of the Lugano volcanic rocks and constraints on the continental crust formation in the South Alpine domain (N-Italy-Switzerland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 140-150.

Stosch H.G. & Lugmair G.W., 1984 - Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, West Germany. *Nature*, 311: 368-370.

Stosch H.G. & Lugmair G.W., 1986 - Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 281-298.

Stosch H.G., Lugmair G.W. & Seck H.A., 1986 - Geochemistry of granulite-facies lower crustal xenoliths: implications for the geological history of the lower continental crust below the Eifel, West Germany. In: Dawson, Carswell, Hall & Wedepohl (eds), *The nature of the lower continental crust*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, n°24, 309-317.

- Supply J.P., 1981 - Geochronologie U-Pb et pétrologie des enclaves granulitiques de Bournac (Massif Central). Mém. de D.E.A., Montpellier, 21p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985 - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Pub., 312p.
- van Breemen O. & Hawkesworth C.J., 1980 - Sm-Nd isotopic study of garnets and their metamorphic host rocks. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 71: 97-102.
- Vatin-Pérignon N., Aumaitre R. & Buffet G., 1974 - La spilitisation dans le massif des Ecrins-Pelvoux: Un cortège intrusif et effusif dolérito-spilitique (Alpes françaises occidentales). Géol. Alpine, 50: 153-194.
- Veizer J. & Jansen S.L., 1979 - Basement and sedimentary recycling and continental evolution. J. Geol., 87: 341-370.
- Vielzeuf D., 1980(a) - Pétrologie des écaillés granulitiques de la région de Lherz (Ariège-Zone Nord-Pyrénéenne). Introduction à l'étude expérimentale de l'association grenat (Alm-Pyr) - feldspath potassique. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 219p.
- Vielzeuf D., 1980(b) - Orthopyroxene and cordierite secondary assemblages in the granulitic paragneisses from Lherz and Saleix (french Pyrenees). Bull. Minéral., 103: 66-78.
- Vielzeuf D., 1980(c) - Existence d'un fragment de "complexe stratifié" (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du Port de Saleix (Pyrénées Ariégeoises). Bull. Minéral., 103: 287-296.
- Vielzeuf D., 1983 - The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. Contrib. Mineral. Petrol., 82: 301-311.
- Vielzeuf D., 1984 - Relations de phases dans le facies granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Doc. Sc., Univ. B. Pascal, Clermont-Ferrand, 288p.
- Vielzeuf D. & Pin C., 1988 - Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. Metamorphic Belts, Geol. Soc. Spec. Publ. (sous presse).
- Vitrac A., 1972 - Datation U-Pb du granite charnockitique de l'Agly, Pyrénées orientales, France. C. R. Acad. Sci. Paris, 275: 1843-1845.
- Vitrac-Michard A., 1975 - Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées Orientales. Thèse Doc. Sc., Paris VII, 142p.

- Vitrac-Michard A. & Allègre C.J., 1975 - Study of the formation and history of a piece of continental crust by Rb/Sr method. Case of French oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 257-286.
- Voll G., 1983 - Crustal xenoliths and their evidence for crustal structure underneath the Eifel volcanic district. in: *Plateau Uplift*, ed. by K. Fuchs et al., Springer-Verlag, 336-342.
- Voshage H., Hunziker J.C., Hofmann A.W. & Zingg A., 1987 - A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 31-42.
- Wagner G.A. & Reimer G.M., 1972 - Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 263-268.
- Wernicke B., 1985 - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108-125.
- Winterer E.L. & Bosellini A., 1981 - Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 65: (3) 394-421.
- Wörner G., Staudigel H. & Zindler A., 1985 - Isotopic constraints on open system evolution of the Laacher See magma chamber (Eifel, West Germany). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 37-49.
- Wright J.E. & Shervais J.W., 1980 - Emplacement age of the Balmuccia lherzolite massif, N.W. Italy. (Abstract). 26th I.G.C., Paris, II: 804.
- Wyllie P.J. & Sekine T., 1982 - The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 375-380.
- Zingg A., 1983 - The Ivrea and Strona-Ceneri zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 63: 361-392.
- Zingg A. & Hunziker J.C. 1981 - Thermal evolution of the high-grade metamorphism in the Ivrea zone. (Abstract) *Terra Cognita*, Special Issue Spring, 91.
- Zwart H.J., 1967 - The duality of orogenic belts. *Geol. Mijnbouw*, 46: 283-309.

CHAPITRE IV

PARTIE 2

LES GRANITOIDES VARISQUES DU MASSIF CENTRAL

Les granitoïdes varisques du Massif Central

I - Introduction

La grande abondance des granitoïdes figure parmi les caractères essentiels de la Chaîne Hercynienne d'Europe. A ce titre, l'orogène hercynien diffère sensiblement d'autres chaînes de collision telles que les Calédonides Scandinaves, les Alpes, ou encore l'Himalaya au Sud de la suture de l'Indus.

Par contre, il pourrait être rapproché, de ce point de vue tout au moins, des Andes ou de la "Lachlan Belt" de l'Est de l'Australie, qui sont aussi des chaînes caractérisées par la grande extension des granitoïdes.

Il est donc important, sur le plan géodynamique, de bien caractériser ce phénomène de production massive de granites, et d'essayer d'en identifier les causes.

Par ailleurs, l'étude des granitoïdes constitue une façon indirecte d'évaluer certaines des caractéristiques de la croûte profonde, complémentaire de l'approche utilisée dans le chapitre précédent. En effet, on peut, en première approximation, considérer que ceux des granitoïdes qui dérivent de la fusion partielle de matériaux crustaux, fournissent des témoins, à une échelle régionale, de la croûte inférieure, de même que les sédiments clastiques représentent un échantillonnage moyen de la croûte supérieure. Il est donc possible, a priori, de mettre en évidence et délimiter des blocs crustaux de nature et/ou d'âge différents, par l'étude de la variation spatiale des caractères isotopiques des granites.

De plus, l'étude isotopique des granitoïdes d'un segment orogénique peut apporter une contribution importante au problème de la genèse et de l'évolution de la croûte continentale, en permettant d'évaluer l'importance relative des phénomènes de recyclage et des apports d'origine mantellique.

Ce chapitre regroupe les résultats obtenus, principalement par la méthode Sm-Nd, dans le cadre d'une étude encore en cours, sur les granites du Massif Central.

Ce travail a été conduit sous deux angles différents. D'une part, quatre massifs, étudiés récemment des points de vue géologique et pétrographique, ont été examinés de façon relativement détaillée: il s'agit des granites de St Gervais d'Auvergne (Belin, 1983), du Mayet de Montagne (Binon, en prép.), de St Julien-la-Vêtre et de l'Hermitage (Barbarin, 1983). Ces massifs, bien que situés dans un périmètre relativement restreint du NE du Massif Central, fournissent en effet un échantillonnage des principaux types pétrographiques affleurant à l'Est du Sillon Houiller: monzogranites alumineux, monzogranites et granodiorites calco-alcalins, granites calco-alcalins potassiques et leucogranites (Didier & Lameyre, 1980).

Parallèlement, d'autres granitoïdes, répartis sur l'ensemble du Massif Central, ont fait l'objet d'analyses

ponctuelles, afin de déceler d'éventuelles variations spatiales et/ou chronologiques des caractères isotopiques, et d'obtenir une vue d'ensemble des principaux traits isotopiques du plutonisme varisque dans ce domaine. La partie occidentale du Massif Central (à l'Ouest du Sillon Houiller) a été étudiée de ce point de vue en collaboration avec J.L. Duthou.

Seul ce second aspect, synthétique, sera développé dans ce mémoire, la description des résultats obtenus lors de l'étude de massifs particuliers étant remise à des publications ultérieures en collaboration avec B. Barbarin, J.M. Belin et M. Binon.

II - Le cadre structural

Si bien des aspects demeurent imparfaitement connus, on dispose néanmoins de suffisamment de données radiométriques (synthétisées par Vialette, 1973 et Duthou et al., 1984) pour essayer de mettre en relation les granitoïdes du Massif Central avec le déroulement des principaux événements tectono-métamorphiques mis en évidence par ailleurs. Associée à la reconnaissance des matériaux sources probables, cette approche "chrono-structurale" peut contribuer à l'interprétation géodynamique de la granitisation hercynienne.

a) - L'événement éo-hercynien (dit Acadien), de HP-HT, daté vers 430-410 Ma sur roches éclogitiques (Chap. II), semble avoir été prolongé par une phase de plus haute température, à caractère anatectique, datée en Limousin à 375 +/- 6 Ma (Rb-Sr/RT, Duthou, 1977) et 383 +/- 5 Ma (U-Pb zircon, Lafon, 1986). Bien que certains orthogneiss (par ex. Céloux, St Alyre, Tauves) puissent être rapportés, sur la base de données radiométriques d'interprétation ambiguë, à cet événement, il est clair qu'aucun plutonisme granitique important n'a accompagné l'épisode éo-hercynien, dont il ne sera plus question par la suite.

Il semble que l'on doive distinguer, en Limousin, cette évolution métamorphique majeure, précoce (Silurien-Dévonien inférieur), cachetée par la mise en place des "tonalites" dévoniennes (Bernard-Griffiths et al., 1985), et une reprise tectonique éo-Carbonifère, responsable de l'empilement, dans un contexte peut-être assez superficiel, d'unités structurales allochtones (cf. Peiffer, 1985). Cartographiquement (Floc'h, 1985), le granite d'Aureil à 346 +/- 14 Ma (Rb-Sr/RT, Duthou, 1977) paraît sceller cet épisode.

A l'Est du Sillon Houiller, un intervalle d'environ 70 Ma sépare les événements de HP précoces (Silurien) et la structuration majeure en grands charriages intracrustaux éo-carbonifères, comme l'indiquent clairement les données radiométriques (Pin, 1979). Ce hiatus, jusque là mal expliqué, semble correspondre à une période de distension, puis à un magmatisme calco-alcalin basique, connu non seulement dans le NE du Massif Central (Chap. III) mais aussi en Limousin ("tonalites"), et jusque dans le Rouergue (Pin & Piboule, 1988 et Chap. II).

b) - En accord avec les conclusions de l'École de Nancy (Gagny, Leistel & Sider, cf. Chap. III), et sur la base d'observations réalisées avec M. Binon en Montagne Bourbonnaise, il semble que deux phases tectoniques majeures, à caractère tangentiel, ont affecté le Nord du Massif Central au Carbonifère inférieur.

La première, proche de la limite Dévonien-Carbonifère (env. 360 Ma, Harland et al., 1982; Odin et al., 1982), correspond notamment à la déformation majeure (et peut-être à la mise en place tectonique) de la série de la Brévenne s.s.

La seconde, postérieure au Viséen inférieur probable, et antérieure au Viséen moyen, est corrélable à la phase intra-Viséenne bien connue dans les Vosges méridionales (Coulon et al., 1978).

L'existence d'un magmatisme calco-alcalin basique, analogue à celui des contextes de marge active, précédant chacune de ces phases, peut suggérer qu'elles ont toutes deux signification d'événement collisionnel.

Il est intéressant de noter que la tectonique tangentielle profonde (dans les conditions du faciès amphibolite), associée aux charriages vers le Sud, connus dans la partie médiane du Massif Central (Mts du Lyonnais, Ht Allier, Truyère, Marvejols, Lévezou) paraît, là où elle a pu être datée, contemporaine (env. 345-350 Ma) de la phase intra-viséenne, observable au voisinage du front supérieur de schistosité dans le NE du Massif Central.

Encore plus au Sud, la tectonique tangentielle est d'âge légèrement plus récent (le Viséen supérieur, voire le Namurien (Feist & Galtier, 1986) étant engagés dans les nappes du versant Sud de la Montagne Noire), ce qui est en accord avec un modèle de migration progressive de la déformation vers les zones les plus externes de l'orogène.

Dès le Viséen moyen dans le Nord, et à partir du Westphalien dans le Sud, le contexte structural du Massif Central est dominé, jusqu'à l'Autunien (290 Ma, Harland et al., 1982; ou 300 Ma, Hess & Lippolt, 1986) par le régime des "décrochements tardi-hercyniens" (Arthaud & Matte, 1975; 1977). Cet épisode, auquel sont associées distensions (formation des bassins houillers) et compressions locales (Gélard et al., 1986), est contemporain de la surrection de la chaîne.

Bien que très schématique et encore assez hypothétique, ce calendrier des événements tectoniques peut servir à situer la mise en place des principaux granites carbonifères.

1) Une première génération peut avoir été associée à la phase éo-carbonifère (355-360 Ma). Elle n'est représentée que dans le Nord du Massif Central, et regroupe essentiellement des granites alumineux, à cordiérite fréquente, tels que les massifs de Guéret (356 +/- 10 Ma, Rb-Sr/RT, Berthier et al., 1979), Vaulry-Cieux (352 +/- 17 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou, 1977), Bouchefarolle (357 +/- 7 Ma, Rb-Sr/RT, Augay, 1979), La Souterraine (359 +/- 20 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou et al., en prép.), St Gervais pro parte (361 +/- 7 Ma, Rb-Sr/Bi, Vialette, 1973 et comm. pers.), Tréban (357 +/- 10 Ma, Rb-Sr/Bi, Duthou, 1967), Avallon (364 +/- 14 Ma, Vialette,

inédit).

A titre d'hypothèse, compte-tenu de leurs caractères pétrographiques et minéralogiques (notamment typologie des zircons), et de leur place dans la chronologie relative, on pourrait rattacher à cette famille précoce le granite de Cournois-St Nectaire (Mboungou, 1987), ainsi peut-être que les lambeaux de granitoïdes sombres déformés, enclavés dans le batholite de la Montagne Bourbonnaise (Barbarin, 1983, p. 18).

2) Une deuxième génération semble pouvoir être individualisée, dans le Nord du Massif Central, sur la base de son caractère calco-alcalin plus marqué (présence de hornblende et de sphène). Bien que peu de datations précises soient disponibles, ces granites paraissent plus récents (Luzy-Grury, 348 +/- 6 Ma, U-Pb zircon, Supply, 1985; Gien-sur-Cure, 346 +/- 7 Ma, Rb-Sr/Bi, Vialette, 1961); Charollais, 346 +/- 19 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou et al., 1984; St Julien la Vêtre, environ 340 Ma?, Rb-Sr/RT, Pin & Barbarin; St Gervais, granite porphyroïde, 348 +/- 9 Ma, Rb-Sr/RT, Pin & Belin; Aureil, 346 +/- 14 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou, 1977; Royat, 346 Ma, Rb-Sr/Bi, Vialette, inédit), et pourraient avoir valeur de plutons tardi-tectoniques vis-à-vis de la phase intra-viséenne (anté-Viséen moyen).

Dans le Sud du Massif Central, deux petits granitoïdes, étroitement liés à des contacts tectoniques majeurs et d'origine clairement crustale (zircons hérités), peuvent être rapportés à cet épisode: le granite du Pinet, à env. 350 Ma (U-Pb, Pin, 1981), confirmé récemment par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$: 346 +/- 7 Ma (Maluski & Monié, *in* Guérangé-Lozes, 1987), et l'orthogneiss de Marvejols, à 346 +/- 8 Ma (U-Pb, Pin, 1981).

3) La troisième génération correspond au très abondant magmatisme felsique daté entre env. 340 et 330 Ma. Dans le Nord, cette période est marquée par le volcanisme rhyo-dacitique des "Tufs anthracifères" du Viséen supérieur, ainsi que par des granites directement ou indirectement associés à ces tufs (granophyre de Thiers: 336 +/- 18 Ma, Rb-Sr/RT, Cantagrel et al., 1970; granophyre de Vaussegré (Morvan): 331 +/- 8 Ma, U-Pb zircon, Supply, 1985; granites des Bois-Noirs et du Mayet de Montagne: env. 330 Ma, Rb-Sr/RT et U-Pb zircon, Binon & Pin, en prép.).

La plupart des granites de la partie médiane du Massif Central à l'Est du Sillon Houiller peuvent être rapportés à la fin de cet épisode, vers 330 Ma (par ex., Tournon: 337 +/- 13 Ma, Rb-Sr/RT, Batias & Duthou, 1979). De même, deux des rares leucogranites du NE du Massif Central ont sensiblement le même âge (Pierre-qui-Vire: 323 +/- 8 Ma, Rb-Sr/RT, Vialette, 1973; 327 +/- 5 Ma, U-Pb zircon, Supply, 1985; L'Hermitage: 329 +/- 14 Ma, Rb-Sr/RT, Pin & Barbarin). Ce dernier massif est synchrone d'un cisaillement ductile décrochant, tout comme le sont les granites en feuillets des Monts du Lyonnais, datés à 332 +/- 10 Ma (Rb-Sr/RT, Gay et al., 1981). Le granite syntectonique à deux micas du Gouffre d'Enfer (Massif du Pilat), daté à 322 +/- 9 Ma (Rb-Sr/RT, Caen-Vachette et al., 1984) peut être rapporté au même épisode. Dans l'Ouest, les leucogranites du Millevaches (par

ex. St Julien, 336 +/- 7 Ma, Rb-Sr/RT, Monier, 1980) et une partie de ceux du Limousin (St Sylvestre, 326 +/- 18 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou, 1977; 324 +/- 4 Ma, U-Pb, Holliger et al., 1986) appartiennent à la même génération.

4) Comme cela a déjà été noté (Duthou et al., 1984), seuls des granites plus récents que 310 Ma sont représentés dans le Sud du Massif Central (par ex. Mt Lozère, St Guiral, Sidobre, Rocles). A l'image de sa situation géographique, le granite de la Margeride (323 +/- 12 Ma, Rb-Sr/RT, Couturié et al., 1979; 314 +/- 4 Ma, U-Pb monazite, Pin, 1979; 317 +/- 12 Ma, Rb-Sr/RT (faciès orbiculaire), Couturié & Vachette, 1984; 334 +/- 9 Ma, U-Pb zircon, Respaut, 1984) occupe une position chronologique intermédiaire.

Quoique généralement peu volumineux, des granites récents (290-315 Ma) sont aussi répartis dans l'ensemble du Massif Central. Il s'agit le plus souvent de leucogranites, par exemple le massif de Blond (301 +/- 5 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou, 1977) en Nord-Limousin, les massifs de Crevant (312 +/- 6 Ma, Rb-Sr/RT, Petitpierre & Duthou, 1981) et Crozant (312 +/- 20 Ma, Rb-Sr/RT, Rolin et al., 1982) dans la Marche, le granite de Beauvoir-Echassières (312 +/- 8 Ma, Rb-Sr/RT, Duthou & Pin, 1987) en Auvergne, ou les occurrences de la Margeride (298 +/- 4 Ma, Rb-Sr/RT, Couturié et al., 1980; 305 +/- 4 Ma, U-Pb monazite, Lafon & Respaut, 1988). Les granites anatectiques (298 +/- 8 Ma, Rb-Sr/RT) et tardimigmatiques (274 +/- 7 Ma, Rb-Sr/RT) du Velay appartiennent également à cette dernière génération (Caen-Vachette et al., 1982).

III - Interprétation des relations tectonique-granitisation

La dernière génération (290-315 Ma) de granitoïdes, répartie sur l'ensemble du Massif Central, est nettement postérieure à la déformation tangentielle majeure, et ne lui est donc pas directement liée. Il n'est pas exclu que la relaxation thermique, par érosion ou distension, consécutive à l'épaississement crustal réalisé vers 345 Ma se soit soldée par un important épisode de fusion intracrustale, quelques 50 Ma plus tard (cf. England & Thompson, 1984). Cependant, on constate que c'est dans les zones externes, a priori les moins épaissies et peu affectées par la tectonique tangentielle à env. 345 Ma, que les granites tardifs sont les plus abondants, ce qui ne plaide pas en faveur de l'application du modèle de England & Thompson (1984).

Par contre, l'évolution spatiale et chronologique des granitoïdes antérieurs suggère un contrôle tectonique plus étroit.

Ainsi, les granitoïdes précoces alumineux du Nord du Massif Central peuvent-ils être considérés comme une réponse à la phase éo-carbonifère. L'existence, sur le même site, d'un magmatisme calco-alcalin d'origine mantellique (cf. chap. III) légèrement antérieur peut avoir facilité, par un effet de "préchauffage", l'initiation rapide de la fusion crustale. A cause de son caractère calco-alcalin plus marqué et de son association fréquente à des faciès dioritiques (Barbarin,

1988), la seconde génération (340-350 Ma) suggère soit la participation d'un composant mantellique, soit simplement une évolution des matériaux sources vers des compositions plus basiques, les deux hypothèses n'étant pas incompatibles. La fusion partielle d'une source plus réfractaire aurait été rendue possible par une augmentation de température et/ou l'introduction par le bas de fluides libérés par la déshydratation des métasédiments sous-charriés à partir des zones plus méridionales. Par le renouvellement des matériaux sources qu'il permet, le phénomène de charriages intra-crustaux (matérialisé par les superpositions anormales des groupes leptyno-amphiboliques sur des séries métasédimentaires progrades, Burg, 1977), pourrait être responsable de la récurrence du magmatisme acide alumineux dans le Nord du Massif Central vers 340-330 Ma (tufs anthracifères pro parte, granites de Gelles, Champ-Valmort, etc..., Belin, 1983). De même, les granites de la partie moyenne du Massif Central, à environ 330 Ma, peuvent-ils être une conséquence des charriages intracrustaux dont la trace affleure actuellement une centaine de kilomètres plus au Sud. Le granite de la Margeride, quant à lui, pourrait être lié à des sous-charriages plus méridionaux, initiés dans la ceinture Cévennes-Albigeois (Guérangé-Lozes et al., 1985), et constituer la dernière manifestation plutonique de l'édification du "prisme d'accrétion crustal" (Mattauer, 1986) d'âge Carbonifère. La surrection rapide du N du Massif Central entre 350 et 340 Ma, attestée par la discordance des tufs anthracifères sur le granite de St Gervais (Peterlongo, 1972; Vennat, 1982), et une partie du massif de Guéret (Bazot, 1970) est vraisemblablement le résultat des sous-charriages actifs à la même époque plus au Sud.

Le processus responsable de la plupart des granitoïdes plus externes, des leucogranites tardifs, ainsi que du dôme du Velay, tous plus récents que 320 Ma, semble devoir être recherché en dehors de la tectonique tangentielle intracrustale hercynienne. Au même titre que la suite calco-alcaline des Pyrénées, ces granites pourraient être une manifestation de l'événement thermique majeur d'âge tardi-hercynien, discuté à propos du métamorphisme granulitique basicrustal. Dans ce modèle, les granodiorites et granites calco-alcalins pourraient représenter les produits les plus évolués d'un mécanisme de cristallisation fractionnée, et être complémentaires des cumulats basiques qui forment, au moins localement (cf. Val Sesia), une part importante de la croûte inférieure et moyenne du domaine hercynien. Les leucogranites, quant à eux, pourraient résulter de la fusion partielle d'une source méso-crustale, enrichie par les fluides issus des réactions de déshydratation accompagnant le métamorphisme granulitique des zones sous-jacentes (Cuney et al., 1987).

IV - Résultats isotopiques

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux ont été calculés, sous la notation E en ce qui concerne le Néodyme, en fonction des âges radiométriques disponibles: isochrones Rb-Sr sur roches totales, datation U-Pb sur zircon ou monazite ou, à défaut, datation Rb-Sr ou K-Ar sur biotite. Dans de rares cas, en l'absence de toute donnée radiométrique, une estimation géologiquement plausible de l'âge de mise en place a été utilisée. En tout état de cause, l'incertitude relative à l'âge réel est suffisamment limitée pour ne pas modifier de façon sensible les caractères isotopiques majeurs des granites étudiés. Les résultats ainsi obtenus sont reportés dans les tableaux hors-texte et sur une carte (Fig. 1) des granites varisques du Massif Central (Didier & Lameyre, 1971). Lorsque plusieurs mesures ont été réalisées sur un même massif, la moyenne, les valeurs extrêmes et le nombre d'analyses ont été indiqués.

A priori, il est intéressant de comparer les résultats isotopiques en fonction de 1) la nature pétrographique; 2) la localisation et 3) l'âge de mise en place des granitoïdes sur lesquels ils ont été obtenus.

1) Les catégories pétrographiques auxquelles appartiennent les différents granitoïdes étudiés ne sont pas reflétées de manière simple par les compositions isotopiques du Nd. Ainsi, les leucogranites ont-ils des ENdi largement étalés entre -4.1 (l'Hermitage) et -8.2 (St Mathieu), alors que ceux des monzogranites et granodiorites sont compris entre -3.4 (Luzy) et -7.1 (St Gervais) si l'on fait exception du massif de Chirac, qui se singularise nettement par rapport à tous les autres granitoïdes (ENdi=+0.6). On constate donc une très large superposition des caractères isotopiques de granites pourtant pétrographiquement contrastés. Ceci suggère qu'en moyenne, les matériaux parents respectifs n'étaient pas fondamentalement différents, du moins en ce qui concerne le fractionnement des Terres Rares légères et surtout le temps de résidence dans les réservoirs sources. Par conséquent, on doit admettre que les matériaux parents différaient à d'autres points de vue et/ou que le contraste pétrographique est davantage un trait acquis lors d'évolutions pétrogénétiques différentes qu'un caractère hérité de matériaux sources différents.

A cet égard, la large gamme de rapports isotopiques du Sr et du Nd des leucogranites suggère que ces derniers pourraient représenter un faciès de convergence de processus pétrogénétiques divers. On sait en effet (Halliday et al., 1981; Miller, 1985) que leur caractère peralumineux pourrait:

- traduire une origine par fusion partielle de sédiments eux-mêmes peralumineux,
- avoir été causé par le fractionnement d'une phase peu alumineuse telle que la hornblende, par rétention dans le résidu réfractaire ou par cristallisation fractionnée,
- résulter d'un départ d'alcalins en phase vapeur.

2) On ne remarque pas de variation spatiale évidente à grande échelle, ni sur une transversale Nord-Sud, ni d'Ouest en Est. Ainsi, le massif de La Pierre-qui-Vire, dans le Nord du Morvan, a une composition isotopique initiale du Nd (-5.9) similaire à celle du granite de la Margeride (-6.2), dans la partie moyenne du Massif Central ou à celle des massifs du Sidobre (-5.9) et des Lampys (-6.6) dans la Montagne Noire. Aussi doit-on admettre que si des phénomènes d'accrétion ("collage") de terrains initialement éloignés se sont produits lors de la collision hercynienne, ils ont impliqués des blocs crustaux peu contrastés isotopiquement, c'est-à-dire de nature et d'âge sensiblement voisins.

En fait, dans l'état actuel des données, il semble que les seuls granitoïdes se démarquant quelque peu sont ceux de la Montagne Bourbonnaise. En effet, qu'il s'agisse de granites calco-alcalins (St Julien la Vêtre, Bois Noirs), de granites calco-alcalins potassiques (Mayet de Montagne) ou de leucogranites (l'Hermitage), ces massifs ont des ENdi moyens supérieurs à -5. Sur la base de la seule mesure réalisée sur le granite de Luzy (Morvan), ce pluton pourrait être intégré au même ensemble de granitoïdes à ENdi relativement élevés.

Le caractère majeur commun à tous ces granites semble être le site géotectonique, marqué par les témoins abondants d'un magmatisme calco-alcalin antérieur (Dévonien supérieur), d'origine mantellique. De la même façon, dans l'Ouest du Massif Central, les deux granites présentant les ENdi les plus élevés sont ceux du Confolentais (Esse: -3.8 et Chirac: env. 0.6), où affleurent des séries d'affinité calco-alcaline (Piboule, 1979) d'âge inconnu.

3) A l'Ouest du Sillon Houiller, les données isotopiques actuellement disponibles sur les granites révèlent une "structure" fine intéressante, liée à la fois à leur nature pétrographique et à leur séquence de mise en place (Duthou & Pin, 1987). En effet, les compositions isotopiques de chacune des deux grandes familles pétrographiques bien représentées dans cette région (Didier & Lameyre, 1969), montrent une variation chronologique spécifique, dont les tendances sont opposées (Fig. 2). Alors que les leucogranites d'âges de plus en plus récents voient leur ENdi diminuer régulièrement d'environ 2.5 unités, les monzogranites et granodiorites présentent un néodyme d'autant plus radiogénique que leur âge de mise en place est plus récent. Ces tendances évolutives contrastées ne sont définies qu'à partir des analyses d'un seul échantillon, jugé représentatif, par massif. Bien que la prise en compte de l'hétérogénéité isotopique propre à chaque massif puisse élargir les domaines représentés sur la figure, il semble peu probable que ces tendances évolutives ne soient pas significatives. On peut donc les considérer comme un élément important dans l'élaboration d'un modèle interprétatif de la genèse des granites hercyniens.

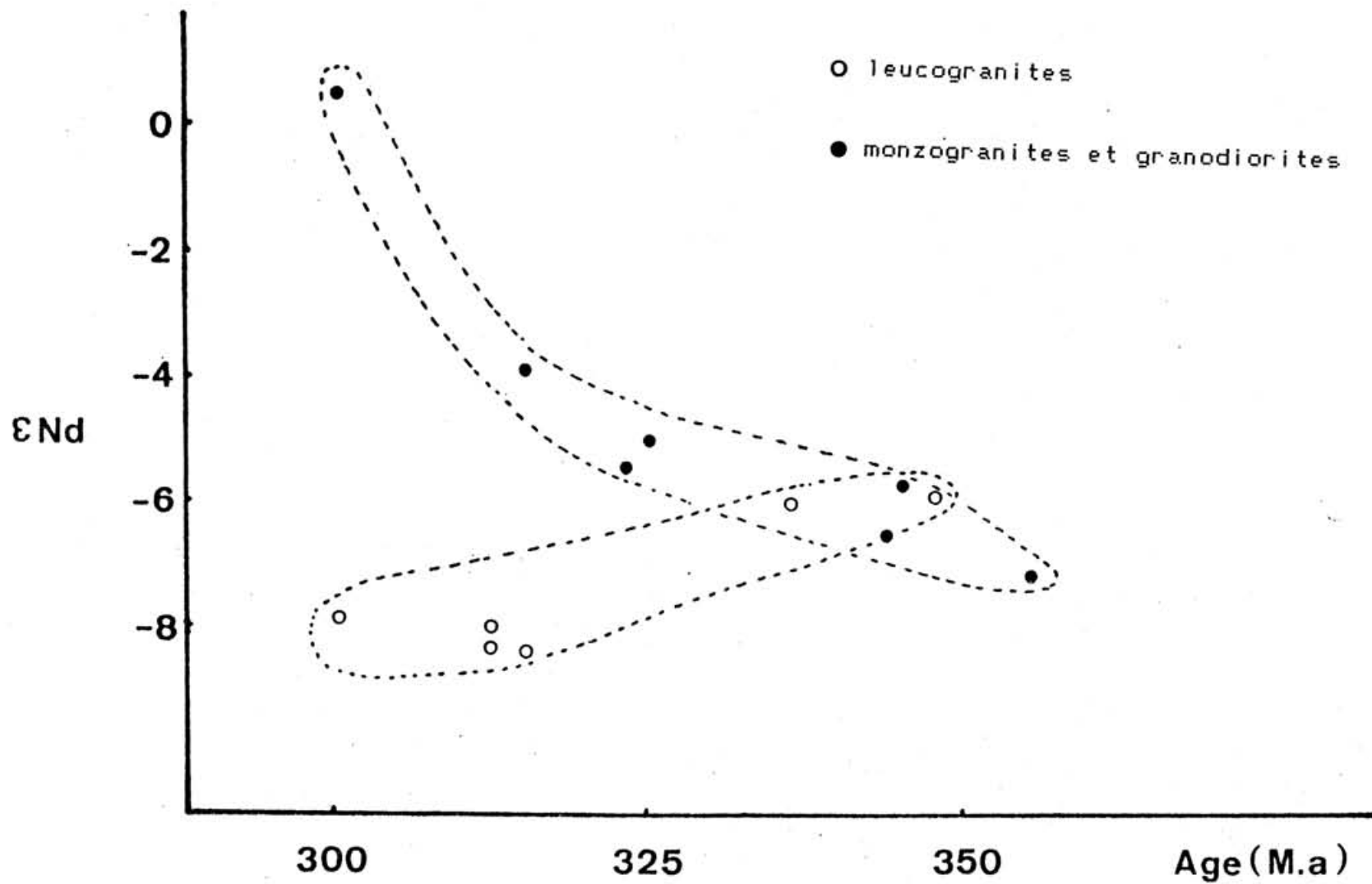


Fig. 2

En résumé, on constate que :

* les valeurs d'ENdI les plus basses (env. -8) sont mesurées dans les leucogranites les plus récents de l'Ouest du Massif Central. Les compositions isotopiques du Sr, très variables (0.705-0.717), suggèrent l'existence de perturbations du système Rb-Sr, peut-être à mettre en relation avec la forte empreinte des fluides, caractéristique de ces granitoides.

* les monzogranites alumineux (par ex. Guéret, St Gervais, Margeride), montrent des ENdI compris entre -5 et -7.

* les granites calco-alcalins (éventuellement potassiques) ont, à l'exception du granite de Chirac, des ENdI compris entre -3 et -6.

* les granites de l'Est du Massif Central sont caractérisés par leur homogénéité à l'échelle régionale. La variation totale de composition isotopique sur 58 échantillons de granites et leurs enclaves microgrenues ne dépasse pas 4 unités-E. Au sein d'un même groupe pétrographique, par exemple, les granodiorites et granites calco-alcalins (+/- potassiques), la variabilité sur près de 500 Km est du même ordre de grandeur (environ 2 unités-E) que la variation interne à chaque massif étudié en détail. Seule semble s'individualiser quelque peu, dans le NE, la zone Morvano-Bourbonnaise, siège d'un magmatisme d'origine mantellique quelques dizaines de Ma auparavant.

* en revanche, l'Ouest du Massif Central présente une gamme plus large d'ENdI (9 unités-E). De plus, des évolutions chronologiques opposées y caractérisent les leucogranites d'une part, et le groupe des monzogranites-granodiorites d'autre part.

V - Quels matériaux sources ?

Une grande variété de réservoirs parents pourrait a priori avoir été impliquée dans la genèse de ces granites. Sans pouvoir résoudre à elles seules ce problème, les données isotopiques Sr-Nd peuvent contribuer à la définition des matériaux sources les plus probables.

a) manteau appauvri :

D'une façon générale, à l'exception possible du granite de Chirac, les valeurs nettement négatives d'ENdI permettent d'exclure la participation, en proportion importante, d'une composante extraite d'un manteau de type appauvri au moment de la genèse des granites (ENdI > 0). Par contre, la participation d'un produit de fusion partielle de matériaux plus anciens, primitivement extraits d'un manteau appauvri, mais enrichis en Terres Rares légères (par exemple des volcanites d'arc

insulaire ou de marge active), ne peut pas être aussi formellement rejetée. En effet, de tels matériaux voient leur ENd décroître au cours du temps (1 unité-E tous les 100 Ma si $147\text{Sm}/144\text{Nd}=0.12$; 0.7 unité pour 100 Ma si $147\text{Sm}/144\text{Nd}=0.14$), de sorte que la signature isotopique du Nd d'un tel réservoir peut devenir négative après un temps de résidence suffisamment long (quelques centaines de Ma au moins).

b) vieux craton, ou sédiments en dérivant:

Réciproquement, les valeurs d'ENdi (>-8) permettent de rejeter l'hypothèse d'une origine par fusion partielle d'un socle sialique très ancien, en particulier Protérozoïque inférieur, dont témoignent actuellement, dans le domaine varisque, les noyaux "Icartiens" (env. 2000 Ma) du N du Massif Armoricaire (Auvray et al., 1980) et des îles anglo-normandes (Calvez & Vidal, 1978). En effet, des matériaux crustaux typiques ($147\text{Sm}/144\text{Nd}=0.12$) extraits d'un manteau isotopiquement peu différencié ($\text{ENd}=0 \pm 2$) il y a 2000 Ma, auraient eu, lors de l'épisode de granitogenèse hercynien, des ENd300 compris entre -15 et -19. Ces valeurs modèles sont confirmées par neuf analyses réalisées à Rennes (Piton, 1985) sur des orthogneiss et des amphibolites à 2000 Ma du Trégor et du Cotentin, qui montrent toutefois une variation plus large (ENd300 compris entre -10 et -19). Ces valeurs sont beaucoup plus basses que celles mesurées dans les granitoïdes, et suggèrent, en accord avec les données chronologiques de surface actuellement disponibles, l'absence dans le Massif Central de telles reliques de socle ancien.

En l'absence de phénomènes de mélange, les processus d'érosion et de sédimentation ne modifient pas sensiblement la systématique Sm-Nd. Par conséquent, on peut également exclure de la liste des matériaux parents envisageables pour les granites, tout réservoir sédimentaire alimenté pour l'essentiel, que ce soit de façon directe ou indirecte (recyclage sédimentaire multiple), par l'érosion d'un socle Protérozoïque inférieur ou a fortiori Archéen. On notera pourtant que des zircons hérités anciens, d'âge minimal compris entre 1500 et 1800 Ma ont été mis en évidence dans certains granitoïdes (Pin, 1981; Lafon, 1985). Parmi ceux-ci, le granite du Pinet ($\text{ENd}=-6.7$) ne se distingue pas par une valeur particulièrement faible d'ENdi. Ceci montre que la composante ancienne recyclée dont témoignent les zircons ne formait pas une proportion majeure du matériau source de ce granite. Le rôle particulier du zircon résulte évidemment de son exceptionnelle résistance à l'altération.

c) les (méta)sédiments clastiques du Massif Central:

Par leurs caractères minéralogiques (présence de muscovite, cordiérite, grenat), beaucoup des plutons du Massif Central s'apparentent - avec certaines restrictions (Didier et al., 1982) - aux granites "S" de la classification de Chappell & White (1974). Aussi, les métasédiments locaux pourraient-ils avoir contribué à leur genèse. Les données isotopiques du Nd

disponibles sur les métasédiments (Tab. 2), et sur les sédiments Paléozoïques affleurant dans le Sud du Massif Central ou ses proches abords, permettent de calculer des ENd320 compris entre -6.8 et -12.3, moyenne: -10.2 (métasédiments) et entre -6.2 et -11.1, moyenne: -8.8 (sédiments Paléozoïques de la Montagne Noire et du Mouthoumet, Michard et al., 1985). Ces valeurs montrent une superposition avec les compositions isotopiques du Nd les moins radiogéniques mesurées dans les granitoïdes étudiés. En particulier, les anatexites à cordiérite de type "Aubusson" ont, sur 5 échantillons, un ENd320 moyen de -8.3, qui n'est pas différent de la valeur mesurée dans les leucogranites les plus récents (moins de 320 Ma) de la Marche et de l'Ouest du Limousin.

En revanche, il ressort que, globalement, les monzogranites, les granodiorites ainsi que les deux leucogranites analysés dans l'Est du Massif Central ne peuvent pas dériver de la fusion simple de matériaux métasédimentaires analogues à ceux connus à l'affleurement.

De même, les xénolithes granulitiques paradérivés des volcans Néogènes (Downes & Leyreloup, 1986) ont un ENd300 moyen (-7.2) et un $87\text{Sr}/86\text{Sr}_{300}$ moyen (0.7130) qui s'opposent à l'hypothèse d'une origine des granites par pure fusion de métasédiments en base de croûte.

d) matériaux sources "hybrides", à composante ignée:

La discussion précédente montre que la géochimie isotopique du Nd est en accord avec les conclusions des études pétrographiques (notamment la nature et la répartition des enclaves, Didier, 1973; 1987) et minéralogiques (par ex. Pupin, 1985), qui suggéraient une origine hybride, et la participation de matériaux basiques à la production des granites autres que les leucogranites. En fait, la signification de cette participation basique pose un problème délicat.

Schématiquement, deux interprétations géologiquement très différentes, quoique non exclusives l'une de l'autre, doivent être distinguées:

1 - on peut envisager l'intrusion dans la croûte d'un magma d'origine mantellique, à l'époque hercynienne. Ce liquide basique de haute température pourrait interagir avec des zones migmatitiques liées à l'évolution tectono-métamorphique intracrustale, et s'hybrider avec les produits de fusion sialique. Une variante consisterait à supposer la mise en place et la cristallisation dans la croûte inférieure d'un corps basique, s'accompagnant d'une fusion de l'encaissant et de la contamination plus ou moins poussée des liquides différenciés. Dans cette hypothèse, l'hybridation serait réalisée lors de la genèse des granitoïdes.

2 - On peut également suggérer la fusion intracrustale de matériaux basiques ou intermédiaires, qu'il s'agisse de roches orthodérivées anciennes (méta-basaltes, méta-andésites), de

métasédiments volcanogènes, de type grauwacke, ou d'une source mixte, réunissant sédiments détritiques et roches volcaniques. Ici, le caractère hybride serait hérité des stades pré-orogéniques.

La géochimie isotopique du Sr et du Nd ne peut pas apporter de réponse unique à cette alternative, diverses combinaisons géologiquement possibles pouvant satisfaire les données.

D'une façon générale, l'image que l'on peut se faire de la croûte inférieure (cf. Chap. IV, partie 1) correspond à un assemblage hétérogène à petite échelle, mais relativement homogène à grande échelle, de métasédiments clastiques et de roches ignées à dominante basique, pour partie antérieures à l'orogénèse hercynienne. Un haut degré de fusion partielle d'une telle source mixte pourrait probablement produire des magmas ayant les caractères isotopiques requis, comme cela a déjà été proposé pour le massif de la Maladetta (Michard-Vitrac et al., 1981). L'hypothèse (2) d'un caractère mixte hérité de l'époque anté-hercynienne mérite donc considération.

Le socle du Massif Central renferme de nombreux témoins de métagranitoïdes et de métavolcanites felsiques d'âge Paléozoïque inférieur (550-480 Ma). 19 analyses Sm-Nd (Tab. 3), dont 7 publiées par Downes & Duthou (1988) montrent qu'à l'époque hercynienne, ces orthogneiss calco-alcalins ou à tendance alcaline, avaient une gamme de compositions isotopiques du Nd tout à fait comparable à celle des granites (ENd320 compris entre -0.9 et -8.4, valeur moyenne: -5.0, σ = 2.4). Ainsi, les métagranites calco-alcalins et les métadiorites d'âge Cambrien inférieur connus en Limousin et dans la Série du Lot et le Rouergue montrent une variation plus limitée (de -5.8 à -7.9, moyenne: -6.7, σ = 0.7) qui pourraient en faire, d'un point de vue isotopique, de bons candidats à la production des granitoïdes hercyniens. Cette hypothèse nécessiterait que ces orthogneiss, ou plus encore, leurs équivalents pyroclastiques ou leurs produits de démantèlement, aient été portés dans des conditions (P,T) favorables à leur fusion. Les traces d'une anatexie d'âge Dévonien inférieur dans les orthogneiss du Thaurion (Duthou, 1977) - quoique localisées et de faible ampleur - suggèrent que l'hypothèse d'une refusion de ces roches est effectivement envisageable. Par ailleurs, la modélisation de la production des magmas granitiques (Clemens & Vielzeuf, 1987) indique que les protolithes de composition intermédiaire et les roches riches en biotite et hornblende sont des matériaux sources potentiellement "fertiles".

Les formations d'origine méta-ignée remontées sous forme de xénolithes, et analysées par Downes & Leyreloup (1986), permettent de calculer des ENd300 très variables (de +0.5 à -8.3, moyenne: -3.1), mais globalement compatibles avec l'hypothèse d'une liaison génétique avec les granites. En fait, certains au moins de ces xénolithes semblent dériver de complexes stratifiés basicrustaux contemporains des granites tardi-hercyniens (Supply, 1981), et pourraient plutôt, par analogie avec l'exemple de la zone d'Ivrée, avoir valeur de cumulats co-génétiques des granites plus superficiels.

Dans ce cas, le caractère "hybride" des granodiorites reconnu par les pétrographes, ne serait qu'un héritage, le mélange entre un pôle sédimentaire détritique et un pôle igné intermédiaire ou basique ayant été réalisé bien antérieurement à la production des granitoïdes, et à l'état solide, que ce soit par des processus sédimentaires (pyroclastites, grauwackes), intrusifs (filons, sills) ou tectoniques (prisme d'accrétion).

L'hypothèse (1), faisant appel à une hybridation entre des magmas basiques, d'origine mantellique, et des produits de fusion crustale lors de l'événement générateur des granites a été envisagée par de nombreux auteurs (voir une revue dans Hyndman & Foster, 1988). Elle ne peut cependant pas être appuyée sur la base des données isotopiques Sr-Nd. En effet, les témoins possibles du mélange que sont les enclaves microgrenues basiques (Cantagrel et al., 1984; Vernon, 1984) n'ont pas, ou n'ont plus, de signature isotopique permettant de leur assigner une origine mantellique clairement définie. En cela, les granites du Massif Central et leurs enclaves s'opposent aux enclaves des granites -différents par ailleurs, il est vrai- de Strontian et Criffell (Calédonides d'Ecosse) qui ont conservé, en ce qui concerne leur système Sm-Nd, la mémoire d'une origine mantellique (Holden et al., 1987). Dans les trois exemples étudiés en détail (massifs de St Gervais, St Julien la Vêtre et du Mayet de Montagne), les enclaves ne montrent en effet qu'un contraste isotopique très limité avec leur granite hôte, tant en ce qui concerne le Nd que le Sr. Si l'hypothèse d'une homogénéisation isotopique tardive est probable pour le strontium, elle l'est moins a priori pour un élément peu mobile tel que le néodyme. La faible différence d'ENd entre les enclaves et leur granite encaissant pourrait suggérer des relations de co-magmatisme. Alors, les enclaves représenteraient, dans le cas où les observations pétrographiques plaident en faveur de la co-existence de deux liquides, les témoins de magmas cogénétiques ne différant que par leur degré de différenciation. Le caractère très légèrement moins radiogénique du Sr et plus radiogénique du Nd que montrent parfois certaines enclaves basiques vis-à-vis du granite hôte pourrait témoigner d'une cristallisation fractionnée s'accompagnant d'une assimilation crustale limitée.

e) role possible d'un manteau anormal:

L'hypothèse d'une origine purement crustale des granites est en accord avec les résultats isotopiques disponibles qui, à l'exception possible du granite de Chirac, ne requièrent pas l'intervention d'une composante mantellique lors de l'événement hercynien. La participation du manteau à la genèse des granites pourrait donc s'être limitée à un rôle essentiellement thermique, en pourvoyant à l'énergie nécessaire à la fusion des matériaux hétérogènes de la croûte inférieure hercynienne. Un contraste de densité défavorable, ainsi que le régime tectonique compressif pourraient en effet s'être opposés à l'invasion de la

croûte par des magmas basaltiques.

Cependant, il faut insister sur le fait que, si elles ne la nécessitent pas, les données isotopiques n'interdisent pas une participation, en masse non négligeable, de matériaux extraits du manteau. En effet, plusieurs arguments suggèrent que le manteau situé à l'aplomb du domaine hercynien ne correspondait pas à un segment homogène, globalement appauvri :

1) Les analyses Sm-Nd des péridotites mantelliques de la Zone d'Ivrée (Voshage et al., 1987) montrent qu'outre des termes fortement appauvris (END300 env. +7) existent des variétés (à phlogopite) très enrichies (END300 entre -3 et -5).

2) Dans la catazone de la Zone Nord-Pyrénéenne, le complexe basique de Saleix (Chap.IV partie 1) contient à la fois des gabbros issus d'un manteau appauvri (END300 env. +2) et des gabbros à END300 très négatifs (env. -5). Ces dernières roches ne semblent pas aisément interprétables en termes de contamination crustale, et pourraient donc avoir été extraites d'un manteau de type enrichi.

3) Les filons lamprophyriques, chronologiquement associés à l'épisode de granitisation hercynienne le plus récent (315-290 Ma), peuvent être considérés comme d'origine mantellique, notamment sur la base de leurs teneurs élevées en éléments de transition. Or, ces roches montrent de très fortes teneurs en éléments incompatibles (Ba, Th, Terres Rares légères...) et des caractères isotopiques: $87\text{Sr}/86\text{Sr}_i = 0.7054-0.7101$, $\text{END}_i = -1.1$ à -5.2 , dont les modèles d'assimilation crustale ne peuvent pas rendre compte (Turpin et al., 1988). Par conséquent, ces lamprophyres peuvent constituer un témoin supplémentaire de l'existence, à l'époque tardi-hercynienne, de segments de manteau enrichi sous le domaine Ouest-Européen.

4) Les lamprophyres s.s. forment des filons tardifs recoupant les granites et leur encaissant, et n'ont donc pas été directement impliqués dans la formation des magmas granitiques eux-mêmes. Cependant, ils présentent beaucoup d'affinités avec des roches basiques potassiques et magnésiennes plus manifestement syn-granitiques: les vaugnérites, et termes voisins (appinites, durbachites, redziwites...), très répandus dans toute la chaîne hercynienne (Sabatier, 1980; 1984). Albarède & Weisbrod (1982) ont confirmé, d'un point de vue géochimique, la parenté des vaugnérites et des lamprophyres, et interprété leurs caractères isotopiques (END300 de -5.2 à -6.6) en termes d'équilibration avec un environnement continental largement anatectique. Compte-tenu des teneurs très fortes en Terres Rares légères (70-170 ppm Ce), plus élevées que celles de la plupart des contaminants crustaux plausibles, il paraît douteux que les phénomènes de contamination crustale puissent à eux seuls rendre compte de tous les caractères géochimiques de ces roches. Ici aussi, un magma basique primaire issu d'un manteau enrichi semble tout à fait envisageable.

5) Enfin, les basaltes permo-carbonifères de la Sarre

contiennent des clinopyroxènes cristallisés à haute pression, dont les compositions isotopiques initiales en strontium et en néodyme (0.7060 ± 1 et $ENd = -3.1$), indiquent une source mantellique enrichie (Göpel & Zindler, 1980).

Incidentement, on peut remarquer que la présence de manteau enrichi sous le domaine hercynien n'est pas surprenante, et qu'elle ne nécessite pas d'envisager un âge très ancien pour la lithosphère continentale. En effet, les phénomènes de subduction, en permettant le recyclage, sous forme de croûte océanique altérée et de sédiments, de matériaux ayant résidé dans la croûte continentale, peuvent représenter la cause majeure de la création de domaines enrichis dans le manteau. Or, l'évolution du domaine européen au Protérozoïque supérieur semble avoir été caractérisée par la prédominance des environnements de marges actives et/ou d'arcs insulaires. De plus, l'histoire Paléozoïque a été marquée à deux reprises, au Silurien et au Dévonien supérieur, par des processus de subduction ayant permis la fermeture de zones océaniques (cf. Chap. III). En particulier, l'évolution métamorphique de HP des "groupes leptyno-amphiboliques" (Pin & Vielzeuf, 1988) montre que des matériaux continentaux ont été enfouis à des profondeurs mantelliques, selon un processus similaire à celui décrit dans les massifs cristallins internes alpins (Chopin, 1984; 1986). Or, Schreyer et al. (1987) ont montré, sur la base d'études expérimentales, que la déstabilisation à HP et en présence d' H_2O en excès, de l'assemblage feldspath potassique-biotite libérait des fluides riches en K et Mg. Selon ces auteurs, l'interaction de tels fluides avec les péridotites environnantes pourrait entraîner la cristallisation de phlogopite et de K-richterite aux dépens de l'olivine et du clinopyroxène, causant ainsi le métasomatisme modal souvent observé dans des xénolithes péridotitiques (Menzies & Hawkesworth, 1987), et, peut-être, dans le massif de Finero (cf. Chap. IV partie 1). La fusion d'une telle source à phlogopite pourrait être à l'origine des lamprophyres et des vaugnérites (Sabatier, 1984).

Ainsi, les phénomènes de subduction de croûte intermédiaire au Silurien pourraient avoir été un agent important de l'enrichissement du manteau supérieur du domaine varisque. Dans ce cas, l'épisode de fusion hercynien s.s. aurait assuré un retour efficace et relativement rapide (env. 100 Ma) à la croûte continentale des matériaux sialiques subductés.

VI - Discussion et conclusions

En résumé, les résultats isotopiques obtenus restent ambigus en cela qu'ils permettent seulement de rejeter la participation importante de deux réservoirs sources extrêmes:

- a) un manteau appauvri;
- b) un socle Protérozoïque inférieur ou Archéen, ainsi que

les sédiments pouvant en dériver pour l'essentiel.

La première conclusion est triviale, compte-tenu du volume très limité de granitoïdes produits dans les environnements océaniques sensu lato.

La seconde est plus intéressante car elle invalide les conclusions d'une étude des isotopes du Pb dans les granites hercyniens (Michard-Vitrac et al., 1981b; Albarède, 1981). En effet, ces auteurs ont suggéré que la croûte continentale du domaine varisque "devait être plus ancienne que 3000 Ma". En fait, tout en reconnaissant qu'un modèle de mélange entre une composante mantellique et une composante crustale recyclée serait également compatible avec leurs données, Michard-Vitrac et al. ont choisi l'option d'une origine purement crustale sur la base des quatre arguments suivants:

1) les compositions isotopiques du Nd, du Sr et de l'O indiquent que la source des granites est la croûte continentale, et non le manteau;

2) dans un diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, le champ des xénolithes granulitiques de Bournac peut coïncider avec celui des granites;

3) l'existence même de provinces isotopiques est mieux comprise dans le cadre d'un modèle d'origine crustale;

4) dans un modèle de mélange croûte-manteau, ces auteurs s'attendraient à ce qu'à l'échelle régionale, les granites des Vosges ou de Cornouailles ($\text{ENd}_i = -5.5/-7.0$, Davies et al., 1985) présentent une signature mantellique plus prononcée que ceux du Sud de la France, ce qu'aucun indice pétrographique ou géochimique ne suggère.

Aucun de ces arguments ne paraissant véritablement décisif, ni d'un point de vue géochimique ni d'un point de vue géologique, il semble beaucoup plus réaliste, compte-tenu des résultats Sm-Nd, d'interpréter les compositions isotopiques du Pb dans les feldspaths des granites hercyniens dans le cadre d'un modèle de mélange manteau-croûte continentale recyclée.

D'ailleurs, la reconnaissance de l'existence d'un manteau anormal, enrichi, sous l'orogène hercynien autorise la participation matérielle, autrement que par un simple effet thermique, d'une composante d'origine mantellique (au sens géologique) relativement importante. Cette participation paraît d'autant plus envisageable que les domaines enrichis sont les moins réfractaires, et donc les plus susceptibles de fondre lors d'une élévation de température en contexte collisionnel.

Ainsi, la contribution de la géochimie isotopique au problème de l'origine des granites du Massif Central doit rester nuancée, en particulier du point de vue de l'interprétation géologique. Les résultats indiquent nettement, pour ce qui concerne le néodyme, la prédominance d'une composante enrichie ancienne dans les matériaux sources.

Cependant, plusieurs processus, géologiquement très dissemblables, sont compatibles avec les données, et peuvent chacun avoir contribué à la genèse de tel ou tel type de granitoïdes:

- * Les granodiorites, la plupart des monzogranites et même certains leucogranites pourraient provenir:
 - soit de la fusion de matériaux sédimentaires immatures (grauwackes) ou d'une source mixte, associant sédiments clastiques et roches basiques;
 - soit de la refusion de métagranitoïdes ou de métapyroclastites tels que ceux d'âge Paléozoïque inférieur connus à l'affleurement;
 - soit de l'hybridation de liquides de fusion crustale avec des magmas basiques extraits du manteau. La présence de domaines enrichis au sein de ce manteau, montrant un faible contraste isotopique avec des matériaux continentaux, empêche d'évaluer le bilan de masse d'un tel mélange croûte-manteau.

* Seuls les leucogranites les plus tardifs peuvent provenir de la fusion de métasédiments analogues à ceux qui affleurent dans le Massif Central.

L'évolution spatiale et chronologique des caractères isotopiques des granites (en particulier les tendances opposées mises en évidence en Limousin pour les leucogranites et les autres faciès), ainsi que la prise en compte des relations du plutonisme avec le déroulement des événements tectono-métamorphiques, suggèrent le modèle génétique suivant:

- Une fusion crustale précoce de matériaux essentiellement métasédimentaires immatures, serait responsable de la genèse des monzogranites alumineux. Cette fusion, d'abord localisée au Nord du Massif Central, proche de la zone de collision éo-Carbonifère et "préchauffée" par un épisode de subduction légèrement antérieur, a progressivement gagné des domaines plus méridionaux. Ceci suggère un contrôle essentiellement tectonique de la production des magmas granitiques, lié aux sous-charriages vers le Nord de matériaux métasédimentaires riches en fluides.

- Une participation, croissante dans le temps, de magmas d'origine mantellique aurait permis la fusion partielle de matériaux crustaux de plus en plus réfractaires et/ou des phénomènes d'hybridation de plus en plus importants. Cette hypothèse pourrait rendre compte de l'évolution des caractères chimiques et isotopiques du groupe des granodiorites; elle est appuyée par l'observation directe de corps basiques tardi-hercyniens dans la croûte inférieure, (cf. Chap. IV partie 1) et par l'existence de "compagnons basiques" dont certains semblent avoir été extraits d'une source ultrabasique.

- Sous l'effet croissant de l'anomalie thermique d'origine mantellique, la croûte inférieure a recristallisé

dans les conditions du faciès granulite. Les fluides et la chaleur libérés lors de cet événement, notamment en raison de la déstabilisation des micas, auraient accentué l'anatexie de domaines crustaux plus superficiels, l'initiation de phénomènes diapiriques tels que celui invoqué pour la genèse du dôme du Velay, et la genèse des leucogranites tardifs, pour lesquels des métasédiments analogues à ceux rencontrés à l'affleurement constitueraient une source isotopiquement convenable. L'introduction des fluides provenant de la croûte inférieure expliquerait non seulement une fusion relativement superficielle, mais aussi l'enrichissement en certains éléments (Li, Rb, Cs, U, B, F, Sn...), particulier à ce type de granites (Harris et al., 1986; Cuney et al., 1987).

Dans ce scénario, il ne serait pas nécessaire d'invoquer l'existence -probable au demeurant- d'un (de) charriage(s) profond(s) situé(s) plusieurs kilomètres au-dessous du niveau d'érosion actuel, pour expliquer la genèse des leucogranites dans le cadre d'un modèle himalayen (Lameyre, 1984; Bonin et al., 1988). L'ascension de ces leucogranites pourrait alors être interprétée comme le résultat d'une surchauffe d'origine profonde, plutôt qu'en termes de surcharge par un édifice de nappes (Bonin & Lameyre, 1986). En fait, les deux groupes de mécanismes ne sont pas mutuellement exclusifs, mais pourraient s'être relayés dans le temps:

- les leucogranites les plus précoces (env. 320-330 Ma) pourraient refléter un épisode de fusion partielle contrôlée par le jeu de charriages intracrustaux et devoir, du moins en Limousin, leur mobilité verticale, à l'empilement d'unités tectoniques relativement superficielles, selon l'hypothèse de Bonin & Lameyre (1986);

- les leucogranites tardifs, mis en place vers 315-295 Ma (Westphalien-Stéphanien, Hess & Lippolt, 1986) sont plus jeunes que la tectonique tangentielle majeure. Leur genèse pourrait donc être mise en relation avec l'épisode thermique tardi-hercynien, qui serait responsable à la fois de la production et de l'ascension de magmas surchauffés.

Dans tous les cas, l'intrusion dans la croûte moyenne et supérieure de granitoïdes abondants paraît l'explication la plus plausible du métamorphisme de BP, surimposé tardivement en de nombreuses régions (Lux et al., 1986), de préférence au modèle de rifting proposé dans les Pyrénées par Wickham & Oxburgh (1985). En effet, il semble difficile d'étendre leur explication à l'ensemble de la chaîne hercynienne, alors que granulites basi-crustales, granites superficiels et métamorphisme de BP tardifs ont une très large distribution.

Les causes de l'abondance particulière des granites dans le Massif Central et, de façon générale, dans l'ensemble de la chaîne hercynienne, paraissent devoir être attribuées à la conjonction de processus efficaces du point de vue thermique, ayant agi sur des matériaux favorables vis-à-vis de la production des magmas granitiques.

Le rôle essentiel de l'eau dans le mode de mise en place

(Cann, 1970), et la genèse même des granites (et par extension, la formation de la croûte continentale), a été souvent mis en exergue (par ex. Campbell & Taylor, 1983; Clemens, 1984). De fait, seuls des matériaux hydratés peuvent donner naissance à des quantités importantes de liquides granitiques. C'est le cas des roches sédimentaires et des métasédiments de degré métamorphique relativement faible, riches en minéraux hydroxylés, ainsi que des roches ignées basiques ou intermédiaires ayant subi une altération supergène (Clemens & Vielzeuf, 1987).

Au contraire, les roches cristallines de haut degré métamorphique, appauvries en fluides, n'ont qu'une potentialité réduite en matière de production de granites. Ces lithologies sont typiques des socles cratonisés, et on constate que les chaînes de collision impliquant de tels socles ne contiennent que très peu de granites syn- ou post-tectoniques. C'est notamment le cas des Calédonides Scandinaves, bâties sur un socle cratonique ancien (1700 Ma), ou des Mauritanides. De même, la Chaîne Alpine d'Europe Occidentale remobilise une croûte continentale structurée et différenciée à l'époque hercynienne, granulitique à sa base, granitique dans sa partie supérieure, et surmontée d'une couverture sédimentaire Mésozoïque d'épaisseur limitée. Bien que son évolution encore incomplète doive inciter à la prudence, il semble que la Chaîne Alpine constitue un autre exemple d'orogène collisionnel pauvre en granites. Les rares plutons d'âge Tertiaire connus dans les zones internes des Alpes sont en effet interprétables pour la plupart en termes de contamination crustale de liquides primaires d'origine mantellique (par ex. Dupuy et al., 1983).

Un caractère majeur de la Chaîne Hercynienne est, au contraire, l'absence de socle cratonisé repris. En effet, à l'exception des blocs Icartiens, qui ne sont d'ailleurs pas réellement remobilisés, le domaine médio-Européen ne renferme, semble-t-il, aucune relique anté-hercynienne étendue de degré métamorphique élevé. En particulier les témoins Cadomiens observables dans plusieurs régions (Sud de l'Angleterre, Sud de l'Espagne, Massif Armoricaïn, Massif Bohémien) et constituant le socle -au sens structural- de la Chaîne Hercynienne, ne montrent en général que des formations épizonales sédimentaires ou volcanosédimentaires (par ex. Dupret, 1986), associées à des plutons calco-alcalins, gabbroïques à granitiques (par ex. Jonin, 1981; Graviou & Auvray, 1985; Le Gall & Barrat, 1987). L'existence de reliques magmatiques d'âge fini-Précambrien (Supply, 1981; Pin & Sills, 1986) suggère que la croûte inférieure du domaine varisque pourrait être constituée pour partie de formations analogues.

Le reste des séries anté-granitiques de la croûte hercynienne est constitué, pour l'essentiel, de sédiments et de complexes volcano-sédimentaires, accumulés notamment lors de l'épisode de distension du Paléozoïque inférieur. Les sédiments proviennent principalement de l'érosion de la croûte supérieure, et à ce titre présentent généralement des teneurs élevées en U, Th, K (Pinet & Jaupart, 1987). Par conséquent, les matériaux prédominants de la croûte hercynienne étaient vraisemblablement caractérisés par une

forte production de chaleur d'origine radioactive, dont témoigne encore actuellement le flux de chaleur anormalement élevé dans le Massif Central (100 mW/m², dont seulement 50% d'origine mantellique, Lucazeau & Vasseur, 1981; Bayer & Hirn, 1987) et d'autres régions hercyniennes (Chapman et al., 1977).

En conclusion, l'abondance dans la croûte de formations sédimentaires riches en eau et en éléments radioactifs, peut partiellement rendre compte de la production massive de magmas granitiques.

Les mécanismes mis en jeu lors des événements tectoniques Carbonifères ont permis de concrétiser ces potentialités.

D'une part, dans le Nord du Massif Central, l'épisode de subduction de croûte océanique au Dévonien supérieur (et peut-être au Viséen inférieur), et le magmatisme basique qui lui a été associé, ont probablement contribué à établir un flux thermique élevé, et permis l'initiation rapide de la fusion crustale au Tournaisien.

D'autre part, l'épaississement crustal, réalisé par les grands charriages vers le Sud consécutifs à la collision continentale, est susceptible d'avoir occasionné une fusion partielle, notamment en permettant l'introduction de fluides supplémentaires, libérés massivement lors du métamorphisme prograde des séries sous-charriées, principalement pélitiques (cf. Norris & Henley, 1976; Walther & Orville, 1982; Fyfe & Kerrich, 1985).

De plus, en causant l'empilement de séries de haut grade, métamorphosées au Silurien, sur des formations peu ou non métamorphiques, les charriages éo-Carbonifères ont réalisé des conditions géométriques favorables à l'initiation de la fusion crustale. En effet, Pinet & Jaupart (1987) ont suggéré que le contraste de conductibilité thermique entre formations gneissiques et séries peu métamorphiques était de nature à produire des effets de réfraction thermique (Jaupart & Provost, 1985) et d'isolement, conduisant à l'établissement de forts gradients thermiques et à une élévation rapide de la température (cf. l'"effet de socle" de Fontelles & Guitard, 1964).

Enfin, du Westphalien au Permien inférieur, des phénomènes de délamination de la lithosphère épaissie lors de la collision, et la remontée concomitante de matériaux asthénosphériques très chauds à des niveaux relativement peu profonds, pourraient avoir causé un apport thermique important, expliquant la genèse des granitoïdes tardifs.

En conclusion, la prise en considération conjointe des données isotopiques, du style tectonique, et des contraintes pétrologiques relatives à la fertilité des matériaux sources, permet de souligner l'importance fondamentale des phénomènes de recyclage sédimentaire et de la tectonique tangentielle dans la genèse des granites hercyniens.

Les considérations isotopiques suggèrent en outre que

l'orogénèse hercynienne n'a pas été caractérisée par un phénomène important de croissance continentale au sens géochimique, puisque la plupart des matériaux impliqués avaient déjà résidés dans des environnements crustaux. Cependant, les phénomènes de remobilisation de socles antérieurs s'avèrent insignifiants par rapport aux processus de recyclage sédimentaire. L'épisode hercynien apparaît donc comme un événement majeur de différenciation intra-crustale et de stabilisation d'un segment continental nouveau, construit à partir de matériaux mixtes, accumulés du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque supérieur dans une très large zone mobile séparant les boucliers baltes et gondwaniens.

REFERENCES

- Albarède F., 1981 - Geochemical constraints on the Hercynian orogenic processes in Europe. *Terra Cognita*, Special Issue, Spring 81, p92.
- Albarède F. & Weisbrod A., 1982 - Les lamprophyres hercyniens du S.E. du Massif Central: Rééquilibration isotopique du Sr et du Nd en environnement métamorphique. Coll. Internat. "Géochimie et pétrologie des granitoides", Clermont-Ferrand.
- Arthaud & Matte, P., 1975 - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Arthaud F. & Matte P., 1977 - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Augay J.F., 1979 - Les leucogranites et monzogranites de la région d'Eymoutiers-Peyrat le Château (Massif de Millevaches, Massif Central français). Gisement, pétrologie. Thèse Univ. C. Bernard, Lyon I, 154p.
- Auvray B., Charlot R. & Vidal P., 1980 - Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 532-538.
- Barbarin B., 1983 - Les granites carbonifères du Forez septentrional -Massif Central français- Typologie et relations entre les différents massifs. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 177p.
- Barbarin B., 1988 - Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the St-Julien-la-Vêtre monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Can. J. Earth Sci.*, 25: 49-59.
- Batias P. & Duthou J.L., 1979 - Age viséen supérieur du

granite de Vienne Tournon. 7ème Réun. Ann. Sci. Terre, Lyon, p34.

Bayer R. & Hirn A., 1987 - Données géophysiques sur la structure profonde de la croûte hercynienne dans l'arc ibéro-armoricain et le Massif Central français. Bull. Soc. Géol. France, (8), III, n°3: 561-574.

Bazot G., 1970 - L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. Thèse Doc. Univ. Clermont-Ferrand.

Belin J.M., 1983 - Le Massif de St-Gervais d'Auvergne (Massif Central français). Evolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 151p.

Berthier F., Duthou J.L. & Roques M., 1979 - Datation Rb/Sr du granite de Guéret: Age fini dévonien de la mise en place de l'un de ses faciès types. Bull. B.R.G.M., 1(2): 59-72.

Bonin B. & Lameyre J., 1986 - Contribution à la géologie du Limousin (III): relations entre surcharge tectonique et mobilité verticale des magmas leucogranitiques. C. R. Acad. Paris, 303: 467-472.

Bonin B., Lameyre J. & Le Fort P., 1988 - Role of tectonic overthrusting on the vertical mobility of crustal anatectic melts. sous presse.

Burg J.P., 1977 - Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Contribution du microscope électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3ème cycle, Montpellier.

Caen-Vachette M., Couturié J.P. & Fernandez A., 1981 - Age westphalien du granite de Rocles (Cécennes, Massif Central français). C. R. Acad. Paris, 293, II: 957-960.

Caen-Vachette M., Couturié J.P., 1982 - Ages radiométriques des granites anatectique et tardimigmatique du Velay (Massif Central français). C. R. Acad. Paris, 294: II, 135-138.

Caen-Vachette M., Gay M., Peterlongo J.M., Pitiot P. & Vitel G., 1984 - Age radiométrique du granite syntectonique du Gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien dans la série de basse pression du Pilat (Massif Central français). C.R. Acad. Sc. Paris, 299, II, n°17: 1201-1204.

Calvez J.Y. & Vidal P., 1978 - Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. Contrib. Mineral. Petrol., 65: 395-399.

Campbell I.H. & Taylor S.R., 1983 - No water, no granites - no oceans, no continents. Geophys. Research Lett., 10: n°11, 1061-1064.

- Cann J.R., 1970 - Upward movement of granitic magma. *Geol. Mag.*, 107: 169-184.
- Cantagrel J.M., 1968 - Mesures sur "roche totale" par la méthode à l'argon des âges de quelques granites du M.C.F. C. R. Acad. Sci. Paris, 266: D, 1687-1690.
- Cantagrel J.M., Valizadeh M. & Vialette Y., 1970 - Age des granites, granophyres et kersantites de la région de Thiers (Puy de Dôme) dans le Massif Central français. C. R. Ac. Sc., 270: D, 600-603.
- Cantagrel J.M., Didier J. & Gourgaud A., 1984 - Magma mixing, origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35: 63-76.
- Chapman D.S., Pollack H.N. & Cermak V., 1977 - Global heat flow with special reference to the region of Europe. in: Cermak & Rybach eds., *Terrestrial heat flow in Europe*, Springer, 41-48.
- Chappell B.W. & White A.J.R., 1974 - Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- Chopin C., 1984 - Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 107-118.
- Chopin C., 1987 - Very-high-pressure metamorphisme in the Western Alps: implications for subduction of continental crust. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A321: 183-197.
- Clemens J.D., 1984 - Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, 17: 273-287.
- Clemens J.D. & Vielzeuf D., 1987 - Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 287-306.
- Coulon M., Fourquin C., Paicheler, J.C., Conil R. & Lys M., 1978 - Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales et datations obtenues par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues. *Sci. Géol. Bull.*, 31: 77-93.
- Couturié J.P., Vachette M. & Vialette Y., 1979 - Age namurien d'un lacolithe granitique différencié par gravité: le granite de la Margeride (M.C.F.). C. R. Acad. Sci. Paris, 289: D, 449-452.
- Couturié J.P., Caen-Vachette M., 1980 - Age westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride (Massif Central français). C.R. Acad. Paris, 291: D, 43-45.
- Couturié J.P. & Vachette M., 1984 - Le granite orbiculaire du Signal de Randon (Massif Central français): un exemple particulier de cumulat granitique, essai de datation. C. R. Acad. Sc. Paris, 298, II, n°19: 841-844.

Cuney M., Friedrich M. & Poty B., 1987 - Peraluminous leucogranite magmatism and U, Sn ore forming processes. Coll. S.I.M.P. "Granites and their surroundings", Abstract, 85-86.

Davies G., Gledhill A. & Hawkesworth C., 1985 - Upper crustal recycling in southern Britain: evidence from Nd and Sr isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 1-12.

Didier J., 1973 - Granites and their enclaves. Elsevier, Amsterdam. *Developments in Petrology*, 393p.

Didier J., 1987 - Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geolog. Runds.*, 76/1: 41-50.

Didier J. & Lameyre J., 1969 - Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 212-238.

Didier J. & Lameyre J., 1971 - Les roches granitiques du Massif Central. Symp. J. Jung. "Géologie, géochronologie et structure profonde du Massif Central français". Clermont-Ferrand, Plein Air Service, 133-135.

*** Didier J. & Lameyre J., 1980 - Classification génétique des granites et nature de leurs enclaves. 26ème C.G.I. Paris, Abstract, 1: p. 36.

Didier J., Duthou J.L. & Lameyre J., 1982 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 125-132.

Downes H. & Leyreloup A.F., 1986 - Granulitic xenoliths from the french Massif Central: Petrology, Sr and Nd isotope systematics and model age estimates. in: Davison et al. (eds), *Nature of the Lower continental crust. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 24: 319-330.

Downes H. & Duthou J.L., 1988 - Isotopic and trace-element arguments for the lower-crustal origin of hercynian granitoids and pre-hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, 68: 1-18.

Dupret L., 1986 - Le Protérozoïque du Massif armoricain Nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 114: 3-30.

Dupuy C., Dostal J. & Fratta M., 1982 - Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 41-48.

Duthou J.L., 1967 - Etude du massif de granite de Tréban (Allier). Thèse 3ème cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 81p.

Duthou J.L., 1977 - Chronologie Rb/Sr et géochimie des

granitoides d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme, le Nord Limousin (Massif Central français). Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 63: 290p.

Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J. & Vialette Y., 1984 - Palaeozoic granitoids from the french Masif Central: age and origin studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr system. Phys. Earth Planet Int., 35: 131-144.

Duthou J.L., & Pin C., 1987 - Sr, Nd isotope geochemistry of hercynian granitoids from Western Massif Central (France). Coll. S.I.M.P. "Granites and their surroundings". Abstract, p92.

Eaton G.P., 1982 - The Basin and Range Province: Origin and tectonic significance. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10: 409-440.

England P.C. & Thompson A., 1984 - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. from: Coward & Ries eds., Collision tectonics, Geolog. Soc. Spec. Publ., n°19: 83-94.

Feist R. & Galtier J., 1985 - Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implications sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). C.R. Acad. Sc. Paris, 300: 207-212.

Floc'h J.P., 1985 - Carte géologique de la série métamorphique du Limousin. C.R.D.P. Limoges.

Fonteilles M. & Guitard G., 1968 - L'effet de socle dans le métamorphisme. Bull. Soc. Mineral. Cristallogr., 91: 185-206.

Fyfe W.S. & Kerrich R., 1985 - Fluids and thrusting. Chem. Geol., 49: 353-362.

Gay M., Peterlongo J.M. & Caen-Vachette M., 1981 - Age radiométrique des granites en massifs allongés et en feuillets minces syntectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif Central français). C. R. Acad. Paris, 293, II:993-996.

Gélard J.P., Castaing C., Bonijoly D. & Grolier J., 1986 - Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif Central. Mém. Soc. géol. France, n°149: 57-72.

Göpel C. & Zindler A., 1980 - Nd- und Sr-isotopiedaten von basaltischen Gesteinen der Saar-Nahe-Senke. Fortschritte der Mineralogie, 57: 37-38.

Graviou P. & Auvray B., 1985 - Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoides cadomiens du domaine nord-armoricain: implications géodynamiques. C. R. Acad. Sci., Paris, 301: II, n°5, 315-318.

Guérangé-Lozes J., 1987 - Les nappes varisques de l'Albigeois

cristallin. Thèse Doc. Sc., Univ. Toulouse, 226p.

Halliday A.N., Stephens W.E. & Harmon R.S., 1981 - Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous caledonian and acadian granites. *Canadian Mineralogist*, 19: 205-216.

Harland W.B. et coll., 1982 - A geologic time scale. Cambridge University Press.

Harris N.B.W., Pearce J.A. & Tindle A.G., 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. in *Collision Tectonics*, Coward & Ries (eds), Geol. Soc. Spec. Pub., n°19: 67-81.

Hess J.C. & Lippolt H.J., 1986 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of tonstein and tuff sanidines: new calibration points for the improvement of the upper carboniferous time scale. *Chem. Geol.*, 59: 143-154.

Holden P., Halliday A.N. & Stephens W.E., 1987 - Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330, 6143: 53-56.

Holder M.T. & Leveridge B.E., 1986 - A model for the tectonic evolution of South Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 143: 125-134.

Holliger P., Cuney M., Friedrich M. & Turpin L., 1986 - Age Carbonifère de l'unité de Brême du complexe granitique peralumineux de St Sylvestre (N.O. du Massif Central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303: II, (14) 1309-1314.

Hyndman D.W. & Foster D.A., 1988 - The role of tonalites and mafic dikes in the generation of the Idaho batholith. *J. Geol.*, 96: 31-46.

Jaupart C. & Provost A., 1985 - Heat focussing, granite genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73: 385-397.

Lafon J.M., 1984 - La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 298(14): 595-600.

Lafon J.M., 1986 - Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif Central français: le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse Doc. Univ. Montpellier, 152p.

Lafon J.M. & Respaut J.P., 1988 - Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques: cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de La Porcherie (Limousin), Massif Central français. *Bull. Minéral.*, 111: 225-237.

Lameyre J., 1984 - Contribution à la géologie du Limousin

(II): les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. C. R. Acad. Sc., 298: 895-900.

Lucazeau F. & Vasseur G., 1981 - Production de chaleur et régime thermique de la croûte du Massif Central. Ann. Géophys., 37, 3: 493-513.

Lux D.R., DeYoreo J.J. & Guidotti C.V., 1986 - Role of plutonism in low-pressure metamorphic belt formation. Nature, 323: p. 794.

Marcoux E., Moëlo Y. & Baubron J.C., 1988 - Evolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Massif Central français). Implications métallogéniques. Mineral. Deposita, 23: 58-70.

Mattauer M., 1986 - Intracontinental subduction crust-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Hymalayas and other collision belts. in: Coward & Ries eds., Collision tectonics, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 19: 37-50.

Mbougou-Kongo J.B., 1987 - Les formations métamorphiques dévono-dinantiennes et les roches plutoniques de la région SW de Clermont-Ferrand, Puy de Dôme (Massif Central français). Thèse Doc. Univ Clermont-Ferrand, 200p.

Menzies M.A. & Hawkesworth, C.J. (éditeurs) 1987 - Mantle Metasomatism. Academic Press, 472p.

Michard-Vitrac A., Albarède F. & Allègre C.J., 1981 - Lead isotopic composition of hercynian granitic K-feldspars constraints continental genesis. Nature, 291: 460-464.

Michard A., Gurriet P., Soudant M. & Albarède F., 1985 - Nd isotopes in French phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 601-610.

Miller C.F., 1985 - Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? J. Geol., 93: 673-689.

Monier G., Labernardière H. & Duthou J.L., 1980 - Les granitoides du Sud Millevalles: premiers résultats cartographiques et pétrographiques; compositions chimiques moyennes; proposition d'une chronologie de mise en place. Bull. Soc. géol. France, (7) XXII, n°3: 447-454.

Norris R.J. & Henley R.W., 1976 - Dewatering of a metamorphic pile. Geology, 4: 333-336.

Odin G. & Gale N.H., 1982 - Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. C. R. Acad. Sci. Paris, 294: II, 453-456.

Peiffer M.T., 1985 - La ligne tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structuration varisque du Limousin. Thèse Doc. Sc. Nat., Univ.

Limoges, 585p.

Peterlongo J.M., 1972 - Massif Central, guides géologiques régionaux. Masson ed., 199p.

Petitpierre E. & Duthou J.L., 1980 - Age westphalien par la méthode Rb-Sr du leucogranite de Crevant, Plaine d'Aigurande, Massif Central français. C. R. Acad. Sci. Paris, 291: 163-166.

Piboule M., 1979 - L'origine des amphibolites. Approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif Central Français. Thèse Doc. Sc., Univ. Lyon I, 1003p.

Pin C., 1979 - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques ante-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols. Thèse Doc. 3ème cycle, Univ. Montpellier, 205p + annexes.

Pin C., 1981 - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "granite du Pinet" and the "Orthogneiss de Marvejols" (southern french Massif Central). N. Jb. Miner. Abh., 142: (1), 27-48.

Pin C. & Sills J.D., 1986 - Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea Zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. from: Dawson, Carswell, Hall & Wedepohl (eds.), The nature of the Lower continental crust, Geological Soc. Sp. Publ., n°24: 231-249.

Pin C. & Piboule M., 1988 - Age dévonien supérieur de la série calco-alcaline de la ceinture basique du Lévezou (Rouergue). Un exemple de complexe leptyno-amphibolique composite. Bull. Soc. Géol. France, (8), IV, n°2: 261-265.

Pin C. & Vielzeuf D., 1988 - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. Bull. Soc. Géol. France, (8), IV, n°1: 13-20.

Pinet C. & Jaupart C., 1987 - A thermal model for the distribution in space and time of the Himalayan granites. Earth Planet. Sci. Lett., 84: 87-99.

Piton P., 1985 - Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale Protérozoïque (1.8-2.2) au Nord du Massif Armoricaïn. Rapport de D.E.A., Univ. Rennes I.

Pupin J.P., 1985 - Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 65: 29-56.

Respaut J.P., 1984 - Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère de la Mine des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant: le massif granitique de la Margeride. Thèse 3ème Cycle, Univ. Montpellier, 122p.

Rolin P., Duthou J.L. & Quenardel J.M., 1982 - Datation

(Rb/Sr) des leucogranites de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle sur le plateau d'Aigurande (NW du Massif Central français). C. R. Acad. Paris, 294: II, 799-802.

Sabatier H., 1980 - Vaugnérites et granites: une association particulière de roches grenues acides et basiques. Bull. Minéral., 103: 507-522.

Sabatier H., 1984 - Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif Central français: une association particulière de roches grenues acides et basiques. Thèse Doc. Sc. Nat., Univ. P. & M. Curie, Paris VI.

Schreyer W., Massonne H.J. & Chopin C., 1987 - Continental crust subducted to depths near 100 Km: implications for magma and fluid genesis in collision zones. The Geochem. Soc., Spec. Publ., n°1, B.O. Mysen ed., 155-163.

Supply J.P., 1981 - Géochronologie U-Pb et pétrologie des enclaves granulitiques de Bournac (Massif Central). D.E.A. Montpellier.

Supply J.P., 1985 - Géochronologie U-Pb des granites du Morvan et de leurs minéralisations uranifères associées. Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 146p.

Turpin L., Velde D. & Pinte G., 1988 - Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. Earth Planet. Sci. Lett., 87: 73-86.

Vennat G., 1982 - Le complexe volcano-plutonique viséen supérieur de Gannat-les-Ancizes (Allier, Puy de Dôme). Etudes pétrographique, structurale, géochimique et dynamique. Géologie de la France, n°4: 341-364.

Vernon R.H., 1984 - Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature, 309: 5967, 438-439.

Vialette Y., 1961 - Age absolu du granite viséen de Gien-sur-Cure (Nièvre) dans le Massif Central français. C. R. Acad. Sci. Paris, 252: 4018-4019.

Vialette Y., 1973 - Age des granites du Massif central. B.S.G.F., (7) XV: n°3-4, 260-269.

Voshage H., Hunziker J.C., Hofmann A.W. & Zingg A., 1987 - A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Alps, N-Italy. Contrib. Mineral. Petrol., 97: 31-42.

Walther J.V. & Orville P.M., 1982 - Volatile production and transport in regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 79: 252-257.

Wickham S.M. & Oxburgh E.R., 1985 - Continental rifts as a setting for regional metamorphism. Nature, 318: 330-333.

Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(T)	T (Ma)	Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(330Ma)	
St Mathieu	2.05	7.88	0.1570	0.512140 (20)	-8.2	315	Mayet de H.						
St Julien	3.20	14.7	0.1318	0.51223 (45)	-5.2	336							
Gour Noir	5.81	31.5	0.1115	0.512122 (14)	-6.4	344	MHE 2 T	8.49	34.9	0.1468	0.512277 (11)	-5.0	
Crozant	1.81	7.97	0.1374	0.51212 (46)	-7.8	312	MHE 3 T	13.7	80.7	0.1024	0.512206 (11)	-4.5	
Crevant	14.5	97.9	0.0896	0.512004 (10)	-8.1	312	MHE 4 G	8.67	52.2	0.1005	0.512208 (12)	-4.4	
Auriat	2.49	13.5	0.1144	0.512191 (34)	-5.2	323	MHE 9 S	13.2	64.7	0.1233	0.512272 (11)	-4.1	
Chirac	3.07	18.6	0.0996	0.512481 (10)	+0.6	300	MHE 10 S	10.7	47.8	0.1353	0.512300 (11)	-4.1	
					+1.2	350	MHE 11 S	15.0	83.2	0.1092	0.512234 (11)	-4.2	
Esse	3.40	18.7	0.1103	0.512267 (10)	-3.8	315	MHE 6 G	8.54	50.1	0.1032	0.512206 (11)	-4.5	
Chateauponsac	3.22	13.7	0.1424	0.512223 (8)	-5.7	348	MHE 8 T	10.1	52.3	0.1166	0.512245 (10)	-4.3	
Aureil	3.68	18.7	0.1188	0.512192 (10)	-5.3	346	MHE 13 T	4.77	22.5	0.1284	0.512258 (9)	-4.6	
Blond	6.05	27.6	0.1326	0.512124 (9)	-7.6	300	MHE 15 T	8.19	47.3	0.1048	0.512289 (10)	-3.0	
Gueret	10.3	74.3	0.0833	0.512016 (13)	-7.0	356							
Piegut	5.91	33.9	0.1050	0.512198 (9)	-4.8	325	Bois-Noirs						
Aubusson	7.62	39.1	0.1179	0.512039 (8)	-8.2	356	BN 1	9.73	44.6	0.1319	0.512312 (13)	-3.7	
							4119	8.91	43.7	0.1233	0.512233 (11)	-4.9	
							BN 20a	3.03	11.5	0.1596	0.512304 (13)	-5.0	
Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(T)	T (Ma)	Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(T)	T (Ma)
Pinet (PI 3)	6.98	34.6	0.1221	0.512127 (10)	-6.7	350	St Julien						
Marg. (377)	8.62	45.9	0.1134	0.512148 (9)	-6.2	320							
Luzy (R7c-110)	8.47	56.4	0.0908	0.512225 (12)	-3.4	345	BB 5	6.98	39.1	0.1080	0.512248 (11)	-3.8	340
P-Q-V 1 (2317)	2.54	11.2	0.1371	0.512191 (18)	-6.2	330	BB 8	4.54	23.6	0.1162	0.512252 (10)	-4.1	*
P-Q-V 2	4.52	21.0	0.1302	0.512216 (10)	-5.5	*	BB 38	3.59	21.4	0.1013	0.512246 (12)	-3.6	*
Ollier. (JM 1)	5.02	28.1	0.1081	0.512163 (12)	-5.6	330	BB 66	9.58	51.2	0.1131	0.512275 (11)	-3.5	*
Mt Loz. 1 (gr.)	10.6	69.5	0.0926	0.512217 (12)	-4.1	310	BB 74	9.12	46.8	0.1177	0.512272 (11)	-3.8	*
Mt Loz. 2 (grp)	5.92	32.1	0.1116	0.512193 (11)	-5.4	*	BB 75	10.2	42.1	0.1460	0.512361 (12)	-3.2	*
Rocles	9.61	53.1	0.1094	0.512161 (12)	-6.0	300	BB 2	10.7	66.5	0.0969	0.512136 (9)	-5.5	*
Sidobre (AC881)	5.62	27.4	0.1241	0.512195 (10)	-5.9	300	BB 17	10.1	54.9	0.1112	0.512246 (12)	-4.0	*
Lampys	5.09	26.5	0.1160	0.512142 (10)	-6.6	300	BB 52	6.61	32.3	0.1238	0.512226 (11)	-4.9	*
Burzet	4.73	24.3	0.1178	0.512219 (12)	-5.2	300	BB 76	7.74	40.6	0.1152	0.512227 (10)	-4.5	*
Ch-Dieu (CD 9)	5.87	33.4	0.1064	0.512229 (12)	-4.3	320	BB 77	7.56	39.3	0.1163	0.512186 (12)	-5.4	*
Tour d'Auv.	6.77	37.3	0.1097	0.512118 (14)	-6.5	330	BB 78	8.60	43.4	0.1198	0.512144 (17)	-6.3	*
Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(350Ma)		Hermitage						
ST Gervais							BB 20	1.70	8.48	0.1210	0.512239 (18)	-4.6	330
SG 2°C	11.1	61.8	0.1089	0.511953 (8)	-9.5		BB 24	2.50	14.1	0.1071	0.512237 (21)	-4.1	*
SG 6	5.32	27.0	0.1190	0.512097 (9)	-7.1		BB 27	3.60	20.2	0.1077	0.512240 (28)	-4.1	*
SG 10	8.34	48.4	0.1042	0.512102 (11)	-6.4		BB 30	4.91	28.3	0.1049	0.512253 (27)	-3.7	*
SG 38	5.73	30.5	0.1137	0.512112 (7)	-6.6								
SG 54	5.62	29.4	0.1157	0.512145 (12)	-6.0								
SG 55	9.30	46.5	0.1208	0.512174 (11)	-5.7								
SG 1	7.60	40.0	0.1149	0.512151 (12)	-5.9								
SG 4	7.00	37.3	0.1136	0.512173 (10)	-5.4		Echantillon	Sm	Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	End(T)	T (Ma)
SG 19	6.71	35.6	0.1139	0.512187 (10)	-5.1		Plateau des Dômes						
SG 34	7.10	37.1	0.1157	0.512181 (8)	-5.3		Beaune le F.	8.10	46.5	0.1052	0.512192 (13)	-4.9	330
SG 51	5.95	31.3	0.1150	0.512183 (8)	-5.3		Theix	7.47	44.1	0.1024	0.512178 (12)	-5.0	330
SG 52	8.35	41.4	0.1219	0.512209 (11)	-5.1		Rouillas-B	4.06	21.3	0.1149	0.512134 (9)	-6.4	330
SG 3'	10.7	49.0	0.1318	0.512091 (10)	-7.8		Le Lot	5.58	30.2	0.1118	0.512181 (14)	-5.3	340
SG 27	4.81	25.6	0.1133	0.512111 (12)	-6.6		Montaigut	7.10	35.7	0.1201	0.512193 (9)	-5.4	340
SG 33	5.67	29.0	0.1189	0.512105 (13)	-6.9		Monne (mg)	8.15	41.2	0.1197	0.512230 (12)	-4.6	350
HIFermy	7.55	42.2	0.1082	0.511839 (10)	-11.7								

Tab. 1

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(320Ma)
Albigeois					
RT 30	6.26	31.9	0.1186	0.511837 (24)	-12.5
C 91	10.4	57.3	0.1102	0.511868 (13)	-11.5
R 240	13.8	67.7	0.1235	0.511987 (11)	-9.8
D 2	10.9	59.6	0.1104	0.511878 (13)	-11.4
Marvejols					
GRE	6.30	33.5	0.1136	0.511834 (8)	-12.3
VIM 1	8.03	44.5	0.1089	0.511888 (8)	-11.1
Anatexites (Haut-Allier)					
Allev	5.33	27.8	0.1157	0.512079 (11)	-7.5
V-Bri	13.3	69.9	0.1148	0.512113 (10)	-6.8
Anatexites (NW Auvergne)					
Mtfmy	7.55	42.2	0.1082	0.511838 (10)	-11.7
LPeyr	6.56	33.0	0.1202	0.512133 (12)	-6.5
Anatexite (Aubusson)					
Aub	7.62	39.1	0.1050	0.512039 (8)	-8.0

Tab. 2 - Résultats Sm-Nd relatifs à quelques métasédiments du Massif Central.

Echantillon	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ENd(T)	T (Ma)
Aire de Côte	4.49	18.8	0.1441	0.512483 (9)	-0.9	320
Camazes	4.22	17.8	0.1435	0.512398 (10)	-2.6	320
Mendic	4.35	19.7	0.1336	0.512418 (24)	-1.8	320
Palanges	13.0	60.8	0.1290	0.512293 (11)	-4.0	320
Plaisance	9.84	48.2	0.1236	0.512443 (8)	-0.9	320
Pt Salars	3.82	19.5	0.1182	0.512070 (9)	-7.9	320
Brameloup	5.16	25.9	0.1203	0.512184 (19)	-5.8	320
Caplongue	2.73	13.3	0.1242	0.512147 (9)	-6.7	320
Racisse	13.6	73.0	0.1124	0.512069 (12)	-7.7	320
Montenous	8.52	41.1	0.1254	0.512239 (15)	-4.9	320
LAM 3	4.09	26.4	0.0938	0.511996 (14)	-8.4	320
RN9-1	8.00	31.3	0.1543	0.512443 (9)	-2.1	320
Mulatet	5.97	26.8	0.1345	0.512197 (22)	-6.1	320
Chateauneuf	3.24	11.1	0.1759	0.512313 (20)	-5.5	320
Tulle	5.58	25.4	0.1330	0.512175 (22)	-6.5	320
Thaurion 5581	2.83	11.2	0.1533	0.512200 (21)	-6.8	320
Thaurion 5584	3.19	13.1	0.1477	0.512177 (17)	-7.0	320
Lyonnais 8903	15.1	80.2	0.1138	0.512282 (20)	-3.6	320
Lyonnais 8906	4.46	17.9	0.1504	0.512234 (26)	-6.0	320

Tab. 3 - Résultats Sm-Nd relatifs aux formations orthodérivées felsiques ou intermédiaires; les 7 dernières données d'après Downes & Duthou (1988).

CONCLUSION

I - Essai de synthèse historique

La diversité des sujets abordés dans ce travail, et le caractère dispersé et souvent fragmentaire des résultats obtenus, ne permettent pas de dégager de conclusion simple ou bien assurée.

D'une façon générale, ces résultats confirment la validité de l'approche des problèmes de la Chaîne Hercynienne en termes de tectonique des plaques, déjà bien argumentée par les données de la géologie structurale (par ex. Matte, 1986), et du paléomagnétisme (par ex. Bonhommet & Perroud, 1986). Ouvertures et fermetures de domaines océaniques ont en effet dominé l'évolution de l'Europe moyenne tout au long du Paléozoïque. Cet aspect a été résumé sous la forme d'un essai de synthèse sur les témoins directs ou indirects des océans varisques (Chap. I).

Cependant, la prise en considération du maximum de données disponibles d'un bout à l'autre de la chaîne en Europe illustre avant tout la grande complexité de l'évolution hercynienne s.l., tant du point de vue chronologique que spatial. L'état des connaissances en ce domaine semble avoir atteint un stade trop avancé pour que la plupart des modèles géodynamiques n'apparaissent pas simplistes ou erronés. Les données sont cependant encore insuffisamment détaillées et précises, en particulier du point de vue chronologique, pour autoriser une synthèse cohérente fiable. Le temps ne paraît donc pas encore venu d'élaborer "un modèle unitaire permettant de corréliser en continu dans l'espace et dans le temps (les) différents événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques datés depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère supérieur", (Bard et al., 1980, p. 244). Une telle synthèse ne pourra d'ailleurs qu'être le fruit d'une approche collective pluridisciplinaire, basée sur une connaissance plus approfondie de chacun des principaux segments de cette chaîne.

Au stade actuel, on ne peut guère proposer, et ce en termes encore assez généraux, qu'un scénario de l'enchaînement des principaux épisodes ayant marqué l'évolution de la lithosphère d'Europe moyenne. Cette ébauche de reconstitution historique fait l'objet d'un travail en préparation avec F. Carme. On peut essayer de l'organiser autour de six stades majeurs, du Protérozoïque supérieur au Permien.

(1) Au Précambrien supérieur (800?-550 Ma)

En dehors du domaine nord-armoricain et, probablement, des marges du Golfe de Gascogne, les témoins directs de formations très anciennes (Protérozoïque moyen ou plus) sont, dans l'état actuel des connaissances géochronologiques, absents de

la zone mobile médio-européenne. En revanche, les arguments directs ou indirects sont nombreux en faveur de l'édification d'un domaine crustal au Protérozoïque supérieur (environ 800-550 Ma). Des témoins, peu ou pas modifiés par l'évolution ultérieure, sont observables dans le Sud de la Grande Bretagne (par ex. Thorpe, 1979; Thorpe et al., 1984), le Nord de la Bretagne (Auvray, 1979) et la Normandie (par ex. Dupret, 1986), le Sud de l'Espagne (Capdevila et al., 1971; Tamain, 1977), la Bohême Centrale (Suk et al., 1984), et le bloc de Brno, en Moravie (Dudek, 1980).

Hors d'Europe, des séries d'âge et, parfois, de faciès comparables sont connues dans l'Atlas marocain (par ex. Juéry, 1978; Charlot, 1978), et l'"Avalon terrane" (Rast & Skehan, 1983), à Terre Neuve (Hughes, 1972; O'Brien et al., 1983) et au New Brunswick (Nance, 1987). L'individualisation de cette plate-forme fini-précambrienne de très grande extension correspond à un épisode important de croissance crustale (Reymer & Schubert, 1984, 1986). Elle semble s'être réalisée par accréation d'arcs insulaires, ainsi que par ouverture puis fermeture plus ou moins complète, et comblement sédimentaire, de bassins marginaux. Quelques fragments cratoniques, probablement détachés du bouclier éburnéen, ont été incorporés dans cet ensemble. En Europe, cette édification correspond aux différentes étapes des orogénèses "cadomienne" (Bretagne), "celtique" (Sud de la Grande Bretagne) et "assyntienne" (Bohême), qui ne paraissent pas avoir eu le caractère de collision continentale, mais plutôt celui des chaînes "liminaires" (par ex. Cogné & Wright, 1980). Ce contexte général évoque un environnement assez comparable à celui de la marge Ouest du Pacifique.

(2) Au Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur (500-480 Ma)

Un épisode de distension généralisée entraîne la dislocation de la plate-forme édiflée précédemment en bordure "Nord" du craton gondwanien. Cette phase est attestée par un abondant magmatisme bimodal ou basique, tout au long de la chaîne (cf. Chap. I). Il est possible qu'aient co-existé, à ce stade, des rifts intra-continentaux s.s., ayant évolué, au moins pour certains d'entr'eux, en une ou plusieurs zones océaniques vraies, ainsi que des bassins marginaux, comparables à ceux de la période antérieure.

Bien que les témoins directs (ophiolites) soient rares (par ex. Chamrousse), l'existence de domaines océaniques véritables s'impose, quelle que soit l'interprétation retenue pour les nombreuses suites bimodales catazonales, connues sous le nom de "groupes leptyno-amphiboliques". Pour certains (Ecoles Lyonnaise et Montpelliéraine), on est en présence de reliques de bassins d'arrière-arc, ce qui suppose la proximité spatiale d'un océan vrai. Selon l'hypothèse défendue dans ce travail, on a plutôt affaire à des séries témoignant d'un phénomène de fragmentation d'une plaque continentale, avec développement des marges passives d'un ou plusieurs océans. A l'exception de quelques lambeaux océaniques s.s., seuls ces témoins de croûte intermédiaire auraient échappé à une disparition définitive dans le manteau, par subduction, lors des périodes

compressives ultérieures.

(3) Au Silurien (env. 430-400 Ma)

L'une (ou plusieurs) des marges passives, créées quelques 70 Ma plus tôt, est (sont) entraînée(s), à des profondeurs mantelliques, à la suite de la subduction de la lithosphère océanique qui leur était contigüe. C'est à ce stade qu'est produite la majeure partie des éclogites et des granulites de haute pression, caractéristiques des zones internes de l'orogène (par ex. Galice, Bretagne méridionale, Massif Central, Nord du Massif de Bohème; cf. Chap. II). Cet événement, principalement mis en évidence par les données radiométriques, a été rapporté naguère à une hypothétique branche européenne des Calédonides (par ex. Kvale, 1977; Ziegler, 1985). Cependant, il ne possède pas les attributs d'une phase orogénique véritable, et ne correspond pas au stade initial d'une collision continentale. Il semble plutôt devoir être interprété en termes de collision arc-continent, comme le suggèrent de rares témoins préservés de formations à affinités d'arc (Vendée, NE du massif de Bohème). Cette hypothèse a pour corollaire de supposer la préservation de domaines océaniques résiduels, dont l'ophiolite de Chamrousse (datée à 500 Ma, mais exempte de métamorphisme HP) pourrait être un exemple. Ces zones protégées pourraient rendre compte de l'existence de domaines caractérisés par une sédimentation quasi-continue durant tout le Paléozoïque (par ex. Montagne Noire dans le Massif Central, Mts Kaczawaskie et Bardskie, Sudètes dans le Massif Bohémien). La polarité de ces subductions précoces n'est pas facile à déterminer, du fait de l'importance des événements ultérieurs. Des arguments indirects suggèrent néanmoins la possibilité d'une subduction vers le "Sud" sur une transversale "française": séries d'arc en Vendée (Thiéblemont et al., 1986), vergence septentrionale de la tectonique synchrone du métamorphisme de faciès schistes bleus à Groix (Quinquis & Choukroune, 1981), absence de déformations importantes de cet âge dans l'extrême Sud du Massif Central, volcanisme d'affinités calco-alkalines dans les zones les plus méridionales, à l'Ordovicien supérieur (par ex. Marti et al., 1986). Au contraire, dans le Nord-Est du Massif de Bohème, c'est, semble-t-il, une subduction vers le "Nord" qui rendrait a priori le mieux compte de la disposition relative des zones déformées ou non au Paléozoïque moyen. De nombreuses recherches sont évidemment nécessaires pour tester ces hypothèses, d'autant plus fragiles qu'elles concernent une paléogéographie totalement indépendante de la tectonique hercynienne s.s.

(4) Au Dévonien et au début du Carbonifère (env. 400-350 Ma)

Cette période voit la coexistence de phénomènes d'expansion océanique, dont témoignent quelques complexes ophiolitiques obductés (par ex. Lizard, Sudètes), et de processus de subduction, responsables de la formation de suites magmatiques

calco-alcalines s.l. (par ex. NE du Massif Central, Vosges, Moravie). Il est possible, et parfois probable, qu'une partie des zones océaniques néo-formées ait eu signification de bassins marginaux, génétiquement liés à la subduction de domaines de lithosphère océanique anciens, préservés lors des événements siluriens.

(5) Au Carbonifère inférieur (345-320 Ma)

La collision continentale proprement dite ne se produit qu'au début du Carbonifère, par saturations successives, chacune vraisemblablement diachronique dans le détail, des domaines océaniques néo-formés au Dévonien, et de ceux hérités du Paléozoïque inférieur. La période ultérieure (345-320 Ma) correspond à la structuration majeure de la chaîne, par le jeu de grands charriages intracrustaux, à polarités opposées de part et d'autre de la zone de suture majeure (par ex. nappes du Massif Central et du Sud-Est du Massif Bohémien, charriées vers le Sud; nappes des zones Rhéno-Hercynienne et Saxo-Thuringienne, charriées vers le Nord). Cette déformation tangentielle, caractérisée par une migration progressive vers les zones externes de l'orogène, s'inscrit dans le cadre de la formation de deux "prismes d'accrétion crustaux" (Mattauer, 1984) symétriques. Des résultats radiométriques très récents (Aftalion et al., 1988) montrent qu'un second métamorphisme granulitique de haute pression est associé à cet événement collisionnel, à la marge Sud du Massif de Bohême. Des données plus ambiguës suggèrent également la présence de roches de haute pression d'âge Carbonifère dans le Sud de la France (Argentera, Montagne Noire). Bien que des estimations (P,T) précises soient nécessaires pour proposer une interprétation géodynamique fiable, il semble probable que ces témoins jalonnent des écaillages profonds, associés au processus d'épaississement crustal consécutif à la collision continent-continent.

(6) Au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (320-280Ma)

Ce dernier stade correspond à la surrection et à la dislocation de la chaîne, dans un contexte général de cisaillements décrochants. D'un point de vue pétrologique, cette période est caractérisée par un phénomène thermique de grande ampleur, qu'illustrent l'abondance des granites post-tectoniques dans la croûte supérieure, et le recuit granulitique généralisé de la croûte inférieure (cf. Chap. IV).

Ce processus est responsable de la différenciation intra-crustale du segment hercynien. Par son extension, et les températures élevées atteintes, il nécessite une cause profonde, d'origine mantellique. De façon spéculative, cet événement thermique tardif est interprété comme le résultat d'une remontée de l'asthénosphère à des niveaux relativement superficiels, par un phénomène de délamination succédant à l'épaississement lithosphérique. Il n'est pas exclu que, dès cette époque, l'atténuation de la lithosphère ait été telle

que de petites déchirures locales, à substratum océanique, se soient formées, en particulier sur le site de développement ultérieur de l'océan liguro-piémontais.

D'une façon générale, cette histoire est caractérisée par la succession rapprochée d'événements d'extension et de compression d'une zone mobile particulièrement large, séparant les boucliers balte et africain adjacents. Cette alternance des régimes de contraintes paraît être une conséquence de la réorganisation du mouvement de ces grands blocs cratoniques, impliqués dans des chaînes grossièrement contemporaines (Calédonides, Appalaches, Oural).

Un aspect important de cette reconstitution est aussi le "polycyclisme court" de l'évolution du domaine varisque de l'Europe moyenne. L'existence de deux épisodes tectono-métamorphiques majeurs, bien distincts dans le temps, réfute les modèles envisageant, de façon plus ou moins explicite, un continuum orogénique depuis les événements précoces siluriens jusqu'aux stades hercyniens s.s. A cet égard, le rôle charnière de la période dévonienne est essentiel.

II - A la recherche d'un analogue plus récent

On a souvent recours, en géodynamique, à une approche comparée, faisant référence à des exemples supposés mieux connus et typiques.

La Chaîne Hercynienne n'a pas échappé à ce souci de classification, et a fait l'objet de comparaisons avec des orogènes aussi divers que les Andes (Nicolas, 1972), ou l'Himalaya (Mattauer, 1974; Cogné, 1977; Mattauer & Etchecopar, 1977; Bard et al., 1980). En revanche, la Chaîne Hercynienne a été opposée au modèle alpin (Zwart, 1967). Or, à plusieurs points de vue, la succession et le style des événements proposés précédemment montrent des analogies substantielles avec l'évolution mésozoïque et cénozoïque du domaine alpin et méditerranéen. C'est cet aspect qu'essaie de développer, en guise de conclusion, la dernière partie de ce mémoire.

Was the European Hercynian belt an Alpine-type orogen?

Introduction

The Alpine and Hercynian (Variscan) fold belts in Europe have often been contrasted, and even regarded as examples of two, diametrically opposed styles of orogenic belt (Zwart, 1967). According to these classical concepts, Alpinotype and Hercynotype orogens differed markedly in their tectonic style, metamorphic type and associated magmatism. Thus, they were thought to result from fundamentally distinct processes. Specifically, features assumed to be typical of the Hercynian belt included (a) great width (ca. 1000 km) of the orogen, (b) extreme paucity of ophiolites, (c) absence of large-scale nappe tectonics, (d) extreme rarity of high-P metamorphism, (e) widespread occurrence of low-P facies series with abundant migmatites, and (f) great abundance of syn- and late-orogenic granites.

From these characters, the Hercynides were considered as the result of a widespread thermal event, with only subsidiary horizontal transport (Krebs & Wachendorf, 1973; Zwart, 1976), not easily amenable to a plate-tectonic interpretation. The same reasons led Nicolas (1972) to compare the Hercynian belt with the Andean orogen, and to re-emphasize the differences with the Alpine orogen.

However, the wealth of geochronological, structural and petrological data gathered during the last decade on the one hand greatly improved knowledge of the Alps, and on the other hand drastically changed the picture of the Hercynian belt. As a corollary, the classical Hercynotype-Alpinotype duality needs complete reconsideration. In this paper, it is stressed that present evidence no longer supports a strong contrast between these chains. Instead, it suggests that closely analogous processes were involved during their respective evolution.

A detailed review of the very complex, and still uncertain, evolution of each chain is far beyond the scope of this paper, so, I will simply point out the overall similarities of their histories and discuss the main differences between them. A brief comparative outline of the evolution of Alps and Hercynides is given in Table 1.

As the Alps are classically taken as a typical continent-continent collision belt, special emphasis is hereafter placed on the main criteria allowing recognition of an ocean opening/closing cycle in ancient orogens. These include (a) evidence for initial rifting and ocean-floor spreading, (b) marks of subduction and (c) collisional tectonic style.

Continental break-up and oceanic spreading

Ophiolites are a conspicuous feature of Alpine geology, although the age of initial oceanic crust accretion is

debated, i.e. early to mid-Jurassic (Lemoine & Trumpy, 1987), or significantly older (Carpena & Caby, 1984). In any case, drift followed an extensional regime in Permian and Triassic times. The evidence for this is abundant silicic, sometimes peralkaline (Corsica), or bimodal magmatism throughout the Alpine realm (e.g. Dal Piaz et al., 1977; Crisci et al., 1984; Bonin, 1980; Platevoet et al., 1988).

Relics of oceanic crust were considered absent in the Hercynides. In fact, many radiometric data on bimodal volcanic suites demonstrate that the Late Cambrian-Early Ordovician period (500-480 Ma) was characterized by major extension throughout Variscan Europe (e.g. Pin & Lancelot, 1982; Seyler, 1986). Mafic rocks in these bimodal suites range from alkali-basalts to more widespread tholeiites with N-MORB affinities. Felsic rocks include minor derivatives from basaltic end-members, and abundant crustal remelts. Peralkaline granites and rhyolites also occur (e.g. Lancelot & Allégret, 1982; Ribeiro, 1987). That this continental break-up episode was successful and reached an oceanic stage is ascertained by scarce, but widely distributed, mafic-ultramafic associations of similar age, bearing close geochemical similarities with oceanic crust (e.g. Gebauer & Grünenfelder, 1979; El Ageed et al., 1980; Bernard-Griffiths et al., 1985; Pin & Carme, 1987). This is in keeping with paleomagnetic data, which require extensive oceanic zones between the Baltic Shield and Gondwana in the Paleozoic (e.g. Perroud et al., 1984).

Therefore, the Variscan belt does not appear to have been significantly different from the Alps as far as initial rifting and ocean opening are concerned. This seems more especially noteworthy as the most direct evidence for oceanic crust is likely to be destroyed by erosion following obduction, so that fewer and fewer ophiolitic remnants are to be expected as the erosion level deepens.

Early oceanic closure by subduction/obduction processes

Most geodynamic models assume that consumption of the Alpine ocean(s) did not begin earlier than the Late Cretaceous, as sediments probably deposited on oceanic crust range up to the Upper Cretaceous (Marthaler et al., 1986). However, several lines of evidence suggest that partial closing of the oceanic zones happened much earlier. In the Eastern Alps, detrital chromite is reported in Lower Cretaceous flysch series (Oberhauser, 1968), and both Cr-spinels and high-P/low-T metamorphic minerals occur in Turonian clastic rocks (Winkler & Bernoulli, 1986). This suggests that subduction/obduction processes operated before ca. 90 Ma. In the Western Alps, radiometric dating shows that the spectacular high-P metamorphism, recorded in the internal Piemonte ophiolite nappes, the Sesia zone and the internal crystalline massifs (Mte Rosa, Gd Paradis, Dora Maira), occurred in the Early Cretaceous (130-110 Ma) (Carpena et al., 1985; Oberhänsli et al., 1985; Paquette, 1987). Most interestingly, this high-P event is not only recorded in

ophiolites, but also in typical continental crust segments. These were brought down to mantle depths (ca. 40-90 km!), as can be inferred from the occurrence of pure pyrope and coesite (Chopin, 1984). Although piling of nappes has been invoked (Oberhänsli et al., 1985) to account for the pressures reached, subduction appears to be the only mechanism capable of taking surficial rocks to such formidable depths. Indeed, it has been shown that subduction of substantial amounts of continental lithosphere is theoretically possible. It must have been attached to previously subducted oceanic lithosphere which acted as a triggering device (Molnar & Gray, 1979). A prior, probably intra-oceanic (Mattauer et al., 1987), subduction seems therefore to be required by the ca. 130 Ma very high-P metamorphism of the internal crystalline massifs. Upper Jurassic sediments containing ophiolite detritus (generally interpreted in terms of extensional or oceanic fracture tectonics, Lagabrielle et al., 1985) might provide evidence for an intra-oceanic compressive event. An early, Middle Jurassic obduction was proposed by Ricou (1977) for the first emplacement of ophiolites in the Western Alps. Whole-rock ages of 130-110 Ma Rb-Sr have also been reported from the frontal parts of the Pennine nappe (Hanson et al., 1969). In the internal domains, this Early-Alpine metamorphism was syntectonic, with nappe emplacement and early refolding of the nappe pile (Gosso et al., 1979; Lardeaux et al., 1982). There is no evidence for magmatic activity associated with this earliest subduction.

In the Hercynian domain, the switch from an extensional to a compressional regime occurred prior to the Silurian-Early Devonian. This is indicated by two major pieces of evidence for paleosubduction: (1) scarce metavolcanics with island-arc affinities (e.g. Bébian & Gagny, 1980; Narebski et al., 1986; Thiéblemont et al., 1986); (2) occurrences of blueschist facies assemblages (e.g. Ibarra & Ortega Girones, 1985 in western Galicia; Peucat, 1986 at Ile de Groix; Guiraud et al., 1987 in Vendée; Chab & Vrana, 1979 in northern Bohemian Massif).

In addition, the internal domains of the orogen (Moldanubian zone) contain high-P/high-T eclogites embedded within high-grade gneisses. These rocks were formerly thought to represent Precambrian basement (e.g. Zwart, 1976). However, radiometric dating mostly yields ages between 430 and 390 Ma. These eclogites, and associated high-P granulites, probably belong to the same Eo-Hercynian high-P event as the more scarce blueschists. In this model, these would provide evidence for rocks in the deeper levels of subduction complexes. As in the Alps, predominantly felsic, crustally derived materials were subducted to mantle depths (pressures of 15-20 kb, Pir & Vielzeuf, 1988).

A few occurrences of detrital Cr-spinels in Upper Ordovician-Silurian rocks (Schnabel, 1976; Kornprobst, 1976) may also indicate that obducted ophiolites were being eroded.

Further evolution: collision and extension

In the Alps, the Early Cretaceous high-P event apparently did not produce major crustal elevation. Pelagic sedimentation persisted at least till the Late Cretaceous as suggested by micropaleontological findings in "Schistes Lustrés" (Lemoine et al., 1984) and the cover rocks of the Dora Maira Massif (Marthaler et al., 1986). Extension may even be inferred from early-middle Cretaceous mafic volcanism in the Valais zone (Versoyen, Antoine et al., 1973).

All radiometric dates on basement rocks falling in the 100-50 Ma interval were obtained on mineral systems, and are probably cooling ages related to the Early Cretaceous event (Oberhänsli et al., 1985). They might also result from partial resetting during later heating and/or deformation episodes.

After this relatively quiescent period, a second major compressive event reached its climax ca. 40 Ma ago (meso-Alpine phase). Most likely, this event marks the final suturing of plates involved in the collision. It is possible that pre-Eocene subduction of cold, oceanic lithosphere beneath the previously underthrust, eclogitized internal crystalline massifs, prevented thermal reequilibration in these segments and aided in the exceptional preservation of their eclogite facies mineralogy (Rubie, 1984). If this model is correct, it would imply that the continental domains eclogitized in Early Alpine times were derived from a strip of continental crust which was surrounded by two oceanic areas in the Jurassic, as already proposed by Delbelmas (1975) and Lemoine (1984). Pre-Early Cretaceous subduction of the most internal of these oceanic zones would have triggered burial of this microcontinent at mantle depths. Microcontinental blocks surrounded by oceanic crust would be far more amenable to subduction.

Extensive basement reactivation took place during the meso-Alpine event, with nappe emplacement, outward progradation of thrusts, late-stage refolding, and thermal updoming in the Lepontine area, where there was amphibolite facies (locally granulite facies, Droop et al., 1985), barrovian-type metamorphism. In more external areas (Vanoise, Versoyen), high-P/low-T metamorphism of similar age is well documented (Bocquet et al., 1974).

In the Western Alps, calc-alkaline magmatism is recorded in the most internal zones, where it post-dates the meso-Alpine event (Dal Piaz et al., 1979; Venturelli et al., 1984). Likewise, evidence for andesitic volcanism, occurs in the more external, Priabonian, Taveyanne greywackes (Martini & Vuagnat, 1967; Giraud, 1983). In the Betic Cordilleras, Paleocene calc-alkaline pyroclastic rocks may provide evidence for intra-orogenic subduction (Puga, 1980).

Almost immediately after the meso-Alpine phase, an extensional regime was established throughout Europe, in front of the collision zone. This peripheral extension, expressed by the Oligocene rift system, may be regarded as an effect of nearby, regional lithospheric thickening (Fleitout & Froidevaux, 1982). Immediately after this rifting event, small

oceanic basins opened in South-Western Europe (Miocene), disrupting the former eo- and meso-Alpine belt (Alvarez, 1976; Vegas et al., 1980). It is not clear whether these basins resulted from the culmination of the Oligocene rifting, from back-arc spreading behind calc-alkaline arcs linked to northwestward subduction of residual oceanic crust (Rehault et al., 1984) or from some other collision-related mechanism (e.g. delamination of subcontinental lithosphere; Channell, 1986; Reutter et al., 1980).

In any case, it is noteworthy that the collision zone was dismembered, soon after its suturing, by late-tectonic extension which lead to the formation of oceanic crust. Old oceanic crust of the Tethyan basin locally subsisted as trapped remnants in the Eastern Mediterranean (Ben-Avraham & Nur, 1986). Together with these remnants, the ca. 30-20 Ma old, neo-oceanic zones were quickly involved in renewed shortening between Europe and Africa. Several andesitic arcs initiated (Aeolian, Aegean; Keller, 1982), often associated with back-arc extension.

If the present-day convergent motion between Europe and Africa continues, the intervening Mediterranean will close, and a second major continent-continent collision will occur. A broad superfoldbelt resulting from the telescoping of the successive collision zones may therefore be anticipated.

It is speculated that the Late Eocene-Neogene evolution of the Alpine-Mediterranean system may bear some analogy with the evolution of the Hercynian domain during the Devonian period. The ca. 430-380 Ma high-P event gave place to a thermal reequilibration stage, culminating in pervasive anatexis around 390-380 Ma (e.g. Limousin, Bernard-Griffiths et al., 1977; Spessart, Lippolt, 1986; NW Brittany, Paquette et al., 1987).

This period was immediately followed by widespread extensional tectonics. This is inferred from the opening of new sedimentary basins and abundant bimodal or mafic volcanism, especially well developed in the northern part of the belt (Reno-Hercynian and Saxo-Thuringian zones). This event was not limited to ensialic rifting as typical ophiolite associations with N-MORB character were formed (e.g. Cape Lizard, Davies, 1983; Polish Sudetes, Pin et al., 1988).

The existence of such a Late Devonian ocean is further supported by paleo-biogeographical data (Nudds & Johnson, 1985) and would be consistent with some paleomagnetic reconstructions (Morel & Irving, 1978). However, a large width is not favoured by other paleomagnetic results (Jones et al., 1979).

In addition, flysch deposits similar to those from present-day active margins (Floyd & Leveridge, 1987), and mantle-derived calc-alkaline volcanics (e.g. Bébien et al., 1980) of Late Devonian to Early Carboniferous age occur, together with coeval back-arc basin assemblages. Such series are widely distributed along the belt from Southern Iberia to the eastern Bohemian massif (Moravia; Patocka, 1987). This emphasizes the widespread nature of subduction processes.

The existence of remnants of oceanic crust and evidence for subduction magmatism and back-arc extension are all

reminiscent of the Mediterranean domain in Neogene times.

Hercynian intracrustal evolution

As the collision history of the Alpine/Mediterranean system is not yet completed, it is postulated that the latest period of the Hercynian orogeny has, as yet, no Alpine counter-part. The second stage collision of the Hercynian orogen occurred in the Early Carboniferous. Several suture zones formed, as evidenced by ophiolites and/or metamorphism symptomatic of very low geothermal gradients. These features occur near the boundaries of the classical Rheno-Hercynian, Saxo-Thuringian and Moldanubian zones in Central Europe, and the S. Portuguese, Ossa Morena and Centro-Iberic zones in Iberia. Abundant chromite in Namurian flysch from Austria (Schnabel, 1976) suggests the existence of an additional suture zone on the southern flank of the orogen. Moreover, 350-335 Ma old eclogites are reported from Argentera Massif (Paquette, 1987) and Montagne Noire (Demange, 1985). In that area, the occurrence of Kyanite in low-grade schists (Demange et al., 1986) provides further evidence for high P/T metamorphism. Pervasive intracrustal nappe tectonics followed suturing in the southern part of the Moldanubian zone (e.g. S. French Massif Central, Carme, 1975; Pin & Lancelot, 1982; S. Bohemian Massif, Rajlich et al., 1986). These southward directed overthrusts are coeval with amphibolite to granulite facies metamorphism (van Breemen et al., 1982; Pin & Peucat, 1986), and local, inverted metamorphic zonation developed in the underlying series (Burg et al., 1984). In some respects, this intracrustal tectonic style may be compared with the Himalayan model (Mattauer, 1975).

At the northern edge of the Moldanubian zone, northward verging basement nappes are documented by klippen (e.g. Münchberg Massif, Behr et al., 1984) of early-Hercynian (ca. 400 Ma), high-grade rocks thrust over mildly metamorphosed Paleozoic series.

Moreover, deep geophysical profiling, carried out in W. Germany (Meissner et al., 1981), N. France (Cazes et al., 1986) and S. Britain (Kenolty et al., 1981), reveals gently dipping reflectors supporting a thin-skinned tectonic model over most of the northern flank of the Hercynides. Décollements and large (>/100 km) northward nappe displacements are inferred. This is especially important as it seems doubtful that such a structural style could be easily accounted for by the often invoked strike-slip models (e.g. Badham, 1982; Rolet et al., 1986).

The most external zones of the orogen are characterized by synorogenic basins filled by flysch and wildflysch and with outward-verging, high-level nappes (Franke & Engel, 1986).

Widespread anatexis is documented by ignimbritic volcanism, abundant granite plutonism, and migmatites. Although the existence of some present or future migmatites cannot be precluded in the Alps (Mehnert, 1975; England, 1978), this late-stage intracrustal melting may be the most typical feature of the Hercynian belt. This thermal event culminated

at 300-280 Ma, with a widespread medium- to low-P granulitisation of the lower crust (Pin & Vielzeuf, 1983). At the same time, pervasive transcurrent faulting affected the newly consolidated belt (Arthaud & Matte, 1977).

It has already been pointed out (Richter, 1935; Zwart, 1967) that only moderate uplift occurred in Carboniferous and later epochs. This is especially indicated by the comparatively low pressures attained in the Carboniferous metamorphism. The low pressures would agree with the apparent absence of very thick molasse-type deposits, except in a few deep troughs. The inferred modest elevation of Hercynian mountains would imply that no deep compensating root existed. Geobarometric studies of Late Hercynian (280-300 Ma), lower crustal granulites generally record pressures no higher than 8-10Kb (Vielzeuf, 1984). Therefore, it may be suggested that the relative thinness of the present-day crust in Hercynian Europe (Bamford & Prodehl, 1977) is a primary feature. This contrasts strongly with the Alps, where crust above 50 km thick still exists, despite the deep erosion level (>20 km) reached (England, 1981).

Alps and Hercynides: main differences and similarities

From the outline of their evolution, it is apparent that the Alpine/Mediterranean system and the European Hercynides share several fundamental similarities:

- * Both belts are collisional orogens with major nappe tectonics and were produced through complex, multi-stage suturing of oceanic zones. Clearly, plate-tectonic concepts may be confidently applied to the evolution of the Hercynian belt.

- * In both cases, the earliest tectono-metamorphic event, in the innermost domains, was characterized by the development of high-P facies series. This event affected oceanic materials as well as slices of continental crust, from which a prior episode of oceanic subduction may be inferred.

- * In the Devonian and Neogene, respectively, the segments subjected to the early compressional event underwent extension, leading up to the formation of new oceanic basins superimposed on the former sutures.

- * Although not abundant, subduction-related volcanism occurs at various evolutionary stages in both belts.

There is thus compelling evidence that the formation of the Hercynian belt was not an intracontinental process; major horizontal transport was involved. It is suggested that the great width of the orogen might be the result of the telescoping of two, main, collisional domains. This involved successive closure and juxtaposition of several, geographically distinct, oceanic areas. A similarly wide orogenic zone may develop after the closure of the present-day

Mediterranean.

However, when compared to the Alps, the Hercynides remain distinct with respect to the nature of their basement rocks. In the Alps, a cratonic basement (granites, gneisses) was reactivated in the major Penninic and Austro-Alpine nappes. In contrast, only minor Cadomian or older continental nuclei were involved (without extensive reworking) in the Hercynian orogen. The Hercynian basement mainly consists of metasedimentary and volcanic rocks which were initially comparatively incompetent. The differences in their respective basement geology is not limited to mechanical behaviour. While the pre-Hercynian crust contained a large proportion of easily fusible, hydrated sediments and volcanics, the pre-Alpine basement consisted of an already differentiated, more refractory crust. This primary difference could account for the contrasting abundances of granites in the two belts.

The modest depths inferred for the roots and the limited degree of uplift of the Hercynian belt contrast with the thick collided crust and high elevation of the Alps. This is tentatively interpreted in terms of a comparatively thin, immature pre-Hercynian continental crust, which allowed a similar degree of crustal shortening in both orogens.

In conclusion, it is argued that the European Alps and Hercynides both result from essentially similar drifting/collision processes. However, these processes involved crustal domains which differed markedly in terms of their initial thickness, internal structure and relative fertility for granite production (cf. Clemens & Vielzeuf, 1987). These differences could mainly be ascribed to differing degrees of crustal maturity. In this case, the Hercynian belt would appear to be a geodynamically more "juvenile" orogen, having led to the internal differentiation and stabilization of large amounts of crust. The Alps, in contrast, mainly reworked and thickened an already cratonized basement.

REFERENCES

- Alvarez W., 1976 - A former continuation of the Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87: 891-896.
- Antoine P., Loubat H. & Vatin-Pérignon N., 1973 - Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie - Valais). *Géol. Alpine*, 49: 21-39.
- Arthaud F. & Matte P., 1977 - Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Badham J.P.N., 1982 - Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides. *J. geol. Soc. London*, 139: 493-504.
- Bamford D. & Prodehl C., 1977 - Explosion seismology and the continental crust-mantle boundary. *J. geol. Soc. London*, 134: 139-151.
- Bébian J. & Gagny C., 1980 - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. in: "Evolutions géologiques de la France", *Mém. B.R.G.M.*, n°107, 99-136.
- Bébian J., Gagny C. & Rocci G., 1980 - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. in: *Coll. Géol. du Nord et B.R.G.M. ed.*, 213-225.???????
- Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P. & Weber K., 1984 - The variscan belt in central Europe: main structures geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109: 15-40.
- Ben Avraham Z. & Nur A., 1986 - Collisional processes in the eastern Mediterranean. *Geol. Runds.*, 75/1: 209-217.
- Bernard-Griffiths J., Cantagrel J.M. & Duthou J.L., 1977 - Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 199-212.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Cornichet J., Iglesias M. & Gil-Ibarguchi I., 1985 - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving morb-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, 52: 217-225.
- Bocquet J., Delaloye M., Hunziker J.C. & Krummenacher D., 1974 - K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas, and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47: 7-26.

- Bonin B., 1980 - Les complexes acides alcalins continentaux: l'exemple de la Corse. Thèse Sci., Paris VI, 750p.
- Burg J.P., Leyreloup A., Marchand J. & Matte P., 1984 - Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Belt: an example in the French Massif Central. in: Variscan tectonic of the North Atlantic Region, Hutton & Sanderson eds., Spec. Publ. geol. Soc., n°14, 47-61.
- Carme F., 1975 - Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge Sud de la zone Arverne (Massif Central). C. R. Acad. Sci., 278: 2613-2616.
- Carpene J. & Caby R., 1984 - Fission-track evidence for Late Triassic oceanic crust in the french occidental Alps. Geol., 12: 108-111.
- Carpene J., Pognante U. & Lombardo B., 1985 - New constraints for the timing of the alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the western Alps as inferred from fission-track data. Tectonophysics, 127: 117-127.
- Cazes M., Mascle A., Torneilles G., Bois C., Damotte B., Matte P., Raoult J.F., Pham V.N., Hirn A. & Galdeano A., 1986 - Large variscan overthrusts beneath the Paris basin. Nature, 323: 144-147.
- Chab J. & Urana S., 1979 - Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonose-Jizera crystalline complex and their geologic significance. Vest. Ustr. Geol., 54: 143-150.
- Channell J.E.T., 1986 - Palaeomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins. in: Coward & Ries eds., Collision tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ., n°19, 261-284.
- Chopin C., 1984 - Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral. Petrol., 86: 107-118.
- Clemens J.D. & Vielzeuf D., 1987 - Constraints on melting and magma production in the crust. Earth Planet. Sci. Lett., 86: 287-306.
- Crisci C.M., Ferrara G., Mazzuoli R. & Rossi P.M., 1984 - Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of the southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications. Geol. Rundschau, 73: (1), 279-292.
- Dal Piaz G.V., De Vecchi G. & Hunziker J.C., 1977 - The austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt. Collon-Dents de Bertol. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 57: 59-88.
- Dal Piaz G.V., Venturelli G. & Scolari A., 1979 - Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. Mem. Sci. geologiche, Univ. Padova, XXXII, 16p.

- Davies G.R., 1983 - Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc.*, 141: 3-14.
- Debelmas J., 1975 - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins alpine-apenniniques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII: n°6, 1002-1012.
- Demange M., 1985 - The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chem. Geology*, 50: 173-188.
- Demange M., Goutay R., Issard H. & Perrin M., 1986 - Présence de disthène épizonal dans la zone axiale de la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. France*, (8) II: n°3, 525-526.
- Droop G.T.R. & Bucher-Nurminen K., 1985 - Reaction textures and metamorphic evolution of Sapphirine-bearing granulites from the Gruf complex, Italian Central Alps. *J. Petrol.*, 25: 3, 766-803.
- El Ageed A., Saager R. & Stumpf E.F., 1980 - Pre-alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria Austria. Ophiolites, *Proceed. Internat. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 600-606.
- England P.C., 1978 - Some thermal considerations of the Alpine metamorphism - Past, present and future. *Tectonophysics*, 46: 21-40.
- England P., 1981 - Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the Alpine orogeny: an independent control on geobarometers? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56: 387-397.
- Fleitout L. & Froideveaux C., 1982 - Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1: n°1, 21-56.
- Floyd P.A. & Leveridge B.E., 1987 - Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. geol. Soc. London*, 144: 531-542.
- Franke W. & Engel W., 1986 - Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II: n°1, 25-33.
- Gebauer D. & Grünenfelder M., 1979 - U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Munchberg gneiss massif, northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 35-44.
- Gil Ibarguchi J.I. & Ortega Gironés E., 1985 - Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (Mt) unit, Galicia, Northwest Spain. *Chem. Geol.*, 50: 145-162.
- Giraud J.D., 1983 - L'arc andésitique paléogène des Alpes

Occidentales. Thèse Doc. Sc. Nat., Univ. Nice, 378 p.

Gosso G., Dal Piaz G.V., Piovano V. & Polino R., 1979 - High pressure emplacement of early-alpine nappes, postnappe deformations, and structural levels. Mem. Sci. Geol. Univ. Padova, XXXII: 1-16.

Guiraud M., Burg J.P. & Powell R., 1987 - Evidence for a variscan suture zone in the Vendée, France: a petrological study of blueschists facies rocks from Bois de Céné. J. Metam. Geol., 5: 225-237.

Hanson G.N., Grünenfelder M. & Soptrayanova G., 1969 - The geochronology of a recrystallized tectonite in Switzerland - the Roffna Gneiss. Earth Planet Sci. Lett., 5: 413-422.

Jones M., Van der Voo R. & Bonhommet N., 1979 - Late Devonian to Early Carboniferous palaeomagnetic poles from the Armorican massif, France. Geophys. J. R. Astron. Soc., 32: 53-63.

Keller J., 1982 - Mediterranean island arcs. in: Andesites, R.S. Thorpe ed., J. Wiley, 307-325.

Kenolty N., Chadwick R.A., Blundell D.J. & Bacon M., 1981 - Deep seismic reflection survey across the Variscan Front of southern England. Nature, 293: 451-453.

Kornprobst J., 1976 - Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. France, 7: XVIII, 607-618.

Krebs W. & Wachendorf H., 1973 - Proterozoic-paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 2611-2630.

Lagabrielle Y., Lemoine M. & Tricart P., 1985 - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales-Queyras-France). Bull. Soc. géol. France, (8), 1, n°4: 473-479.

Lancelot J.R. & Allégret A., 1982 - Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. N. Jb. Miner. Mh., 9: 385-394.

Lardeaux J.M., Gosso G., Kienast J.R. & Lombardo B., 1982 - Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. Bull. Soc. géol. France, (7) XXIV: n°4, 793-800.

Lemoine M., 1984 - La marge occidentale de la Théthys ligure et les Alpes occidentales. in: "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France" (G. Boillot,

coordin.), Masson éd., Paris, 155-248.

Lemoine M., Marthaler M., Caron M., Sartori M., Amaudric S., Dumont T., Escher A., Masson H., Polino R. & Tricart P., 1984 - Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C.R.A.S. Paris, II, n°11: 727-732.

Lemoine M. & Trümpy R., 1987 - Pre-oceanic rifting in the Alps. Tectonophysics, 133: 305-320.

Lippolt H.J., 1986 - Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der muskovit-biotit-gneise des Spessarts und der biotit-gneise des Böllsteiner Odenwaldes. Geol. Rundschau, 75/3: 569-583.

Marthaler M., Fudral S., Deville E. & Rampnoux J.P., 1986 - Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R.A.S. Paris, 302, II, n°2: 91-96.

Martini J. & Vuagnat M., 1967 - Considérations sur le volcanisme post-ophiolitique dans les Alpes occidentales. Geol. Rund., 57: 264-276.

Mattauer M., 1975 - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth Planet. Sci. Lett., 28: 144-154.

Mattauer M., Faure M. & Malavieille J., 1981 - Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. J. Struct. Geol., 3: n°4, 401-409.

Mattauer M., Malavieille J. & Monié P., 1987 - Une coupe lithosphérique des Alpes Occidentales dans l'hypothèse où Sezia n'est pas d'origine Sud-Alpine. C. R. Acad. Sci. Paris, 304: II, n°1, 43-48.

Mehnert K.R., 1975 - The Ivrea zone. A model of the deep crust. N. Jb. Miner. Abh., 125: 156-199.

Meissner R. & Bartelsen H., 1981 - Thin-skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. Nature, 290: 399-401.

Molnar P. & Gray D., 1979 - Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties. Geology, 7: 58-62.

Morel P. & Irving E., 1978 - Tentative paleocontinental maps for the Early phanerozoic and proterozoic. in: The Journal of Geology, 86: n°5, 535-561.

Narebski W., Dostal J. & Dupuy C., 1986 - Geochemical characteristics of lower Paleozoic spilite-keratophyre series in the Western Sudetes (Poland): petrogenetic and tectonic

- implications. *Neues Jahrb., Mineral. Abh.*, 155: 243-258.
- Nicolas A., 1972 - Was the hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? *Nature*, 236: 221-223.
- Nudds J.R. & Johnson G.A.L., 1983 - Carboniferous coral provinces and the geography of the period. *C.R., 10th Congr. Int. Stratigr. Geol. Carbonifere (Madrid, Spain)*, 4: 83-88.
- Oberhänsli R., Hunziker J.C., Martinotti G. & Stern W.B., 1985 - Geochemistry, geochronologie and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitization of permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.*, 52: 165-184.
- Oberhauser R., 1968 - Beiträge zur Kenntnis der tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. B.A.*, 111: 115-145.
- Paquette J.L., 1987 - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. *Doc. Thesis Univ. Rennes I*, 222p.
- Paquette J.L., Balé P., Ballèvre M. & Georget Y., 1987 - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricaïn. *Bull. Minéral.*, 110: 683-696.
- Patocka F., 1987 - The geochemistry of mafic metavolcanics: implications for the origin of the Devonian massive sulfide deposits at Zlaté Hory, Czechoslovakia. *Mineral. Deposita*, 22: 144-150.
- Perroud H., van der Voo R. & Bonhommet N., 1984 - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12: 579-582.
- Peucat J.J.; 1986 - Rb-Sr and U-Pb dating of the blueschists of the Ile de Groix. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164: 229-238.
- Pin C. & Lancelot J.R., 1982 - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the french Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 1-12.
- Pin C. & Vielzeuf D., 1983 - Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93: 47-74.
- Pin C. & Peucat J.J., 1986 - Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif Central et le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n°3, 461-469.
- Pin C. & Carme F., 1987 - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib.*

Mineral. Petrol., 96: 406-413.

Pin C., Majerowicz A. & Wojciechowska I., 1988 - Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195-209.

Pin C. & Vielzeuf D., 1988 - Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. géol. France*, (8) IV: n°1, 13-20.

Platevoet B., Bonin B., Pupin J.P. & Gondolo A., 1988 - Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, n°1: 43-55.

Puga E., 1980 - Hypothèses sur la genèse des magmatismes calco-alcalins, intra-orogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, n°2: 243-250.

Rajlich P., Synek J., Sarbach M. & Schulmann K., 1986 - Hercynian-thrust related zones and deformation of the varied group on the contact of granulites (southern Moldanubian, Bohemian Massif). *Geol. Rundsch.*, 75: 3, 665-683.

Rehault J.P., Boillot G. & Mauffret A., 1984 - The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geol.*, 55: 447-477.

Reutter K.J., Giese P. & Closs H., 1980 - Lithospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines. *Tectonophysics*, 64: 1-9.

Ribeiro M.L., 1987 - Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Geol. Rundsch.*, 76/1: 147-168.

Richter M., 1935 - War das variscische Gebirge ein Hochgebirge? *Geol. Rundsch.*, 26: 149-150.

Ricou L.E., 1977 - Réflexions sur la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, n°5: 1103-1107.

Rolet R., Le Gall B., Darboux J.R., Thonon P. & Gravelle M., 1986 - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n°1: 43-54.

Rubie D.C., 1984 - A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geol.*, 92: 21-36.

Schnabel W., 1976 - Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Osterreich und Italien). *Verh. Geol. B.-A.*, 2: 191-206.

Seyler M., 1986 - Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. *J. Petrol.*, 27 (5): 1229-1251.

Thiéblemont D. & Cabanis B., 1986 - Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C. R. Ac. Sc., Paris*, 302: II, n°9, 641-646.

van Breemen O., Aftalion M., Bowes D.R., Dudek A., Misar Z., Povondra P. & Uraha S., 1982 - Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 89-108.

Vegas R., Fontbote J.M. & Banda E., 1980 - Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula. in: Symp. "on evolution and tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas". *European geophys. Soc. Vienna, Inst. Geogr. Nac., Spec. Publ.*, 201: 109-128.

Venturelli G., Thorpe R.S., Dal Piaz G.V., Del Moro A. & Potts P.J., 1984 - Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 209-220.

Vielzeuf D., 1984 - Relations de phase dans le facies granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. *Thèse Doc. Sci., Clermont-Ferrand*, 288 p.

Vielzeuf D. & Pin C., 1988 - Geodynamic implications of granulitic rocks in the Hercynian belt. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, (sous presse)

Winkler W. & Bernoulli D., 1986 - Detrital high-pressure/low temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (Western Austria): implications for early Alpine tectonics. *Geology*, 14: 598-601.

Zwart H.J., 1967 - The duality of orogenic belts. *Geol. Mijnbouw*, 46: 283-309.

Zwart H.J., 1976 - Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. *Nova Acta Leopoldina, Franz Kossmat Symp.*, 224: 45, 361-367.

Annexes :

Techniques analytiques

Méthode Samarium-Néodyme

Introduction:

La technique de séparation chimique et d'analyse isotopique du samarium et du néodyme a été mise en oeuvre à la suite d'un stage à l'Open University de Milton Keynes (G.B.) où est utilisée (par exemple, Hawkesworth et al., 1982), une procédure adaptée de celle mise au point par O'Nions et al. (1977), et décrite en détail par van Calsteren et Gledhill (1982).

Certaines modifications ont été apportées, d'emblée (spikage total), ou au fur et à mesure du développement de la méthode.

1 - Conditions générales

Les manipulations chimiques sont effectuées dans une salle isolée par un sas et dotée d'une atmosphère surpressée d'air filtré.

Les séparations sur colonnes et les évaporations sont réalisées sous des hottes à flux laminaire vertical.

La vaisselle utilisée est en téflons PTFE (bombes, microbéchers), FEP (béchers), ou PFA (récipients d'attaque), à l'exception des pointes de pipettes, en polyéthylène. Son lavage se fait à chaud dans des bains d'eau régale puis d' HNO_3 , avec rinçages à chaud par H_2O .

Les réactifs employés sont purifiés de la façon suivante:

* H_2O : désionisation, puis traitement par le système de purification Millipore "Milli-Q".

* HCl 6M, HNO_3 65% (14M), HOAc glacial (17.5M) : distillation par évaporation de surface dans des distillateurs en verre de silice Quartex PB 5, des réactifs de grade analytique PROLABO.

* HF 50% (29M) : distillation "isothermale" dans des bouteilles en FEP d' HF 50% de grade analytique PROLABO.

* HClO_4 70% (12M) : on utilise de l' HClO_4 70% "suprapur" MERCK.

2 - Préparation des échantillons

La taille des échantillons est choisie de façon à remplir les conditions de représentativité. Après sciage des parties altérées, la roche est concassée dans un broyeur à mâchoires, puis réduite à l'état de poudre dans un broyeur à anneaux en carbure de tungstène.

Dans le cas des roches (méta)sédimentaires ou granitiques s.l., une prise d'environ 1 g est broyée plus finement dans un mortier manuel en agate; ceci a pour but :

- de faciliter l'attaque des minéraux réfractaires dont la mise en solution est essentielle du fait de leur concentration souvent très élevée en Terres Rares;
- d'obtenir une poudre plus homogène, ce qui permet de réduire la prise d'attaque à environ 50 mg, largement suffisante pour de telles roches.

Les minéraux sont séparés par les méthodes classiques (liqueurs denses, séparateur magnétique), leur pureté améliorée par tri manuel sous loupe binoculaire et lavés (acétone, éventuellement acides dilués) dans un bain à ultra-sons.

3 - Décomposition des échantillons

Typiquement, 100 à 200 mg de poudre sont pesés sur une balance Mettler AE 163 (portée 30 g, précision 0.01 mg), dans un récipient en PFA à fond plat ou hémisphérique et bouchon vissant (marque Savillex), après neutralisation (partielle) des charges électro-statiques qui rendent difficiles la pesée de poudres ou de paillettes dans des récipients en téflon. Dans le cas où seule la composition isotopique du Nd est désirée, la poudre est "mouillée" avec quelques gouttes d' HNO_3 concentré (14M), avant que ne soient ajoutés 1 à 2 ml d' HF 29M; sinon, l'addition du traceur mixte ^{149}Sm - ^{150}Nd , en milieu HCl 2.5M, permet d'éviter la formation d'agglomérats de poudre sèche lors de l'ajout de l'acide fluorhydrique. Le récipient est alors refermé, et le mélange poudre- HF est laissé reposer (après éventuel passage dans un bac à ultra-sons) plusieurs heures à température ambiante avant d'être laissé une nuit sur une plaque chauffante à env. 80°C .

Remarque : Des expériences (Antweiler, 1961, Langmyhr & Sveen, 1964) ayant montré que l'addition d'autres acides (HNO_3 , HCl , HClO_4) n'avait pas d'effet positif sur l'efficacité de l'attaque des échantillons silicatés, la décomposition est réalisée par HF seul (hormis le volume de spike ou d'acide de "mouillage").

Les récipients sont ensuite refroidis, ouverts, et on procède à une évaporation lente (env. 70°C) de l' HF , de façon à éliminer le fluorure de silicium volatil sans trop favoriser la formation de fluorures insolubles, notamment de Terres Rares, qui pourraient entraîner une chute notable du rendement. Dans le même but, 100 microlitres d' HClO_4 70% sont ajoutés comme acide accompagnateur lorsque la plus grande partie de l' HF a disparu, et évaporés à sec. Cette opération est répétée deux fois de façon à améliorer l'élimination des fluorures (cf. Croudace, 1980).

Remarque : L'analyse à la microsonde électronique (M. Veschambre) des culots de centrifugation obtenus après des évaporations d' HF et des reprises réalisées après ajout d' HNO_3 conc. seul, a montré la présence fréquente de fluorures

résiduels. Cette persistance des fluorures peut être préjudiciable à la mise en solution totale des Terres Rares, et justifie l'utilisation de l'acide perchlorique.

L'échantillon est ensuite repris par 5 à 6 ml d'HCl 6M, le récipient refermé, et laissé sur la plaque chauffante une nuit ou plus, jusqu'à obtention d'une solution limpide.

Remarque : Dans le cas des roches susceptibles de contenir des quantités non négligeables de minéraux réfractaires tels que zircon, grenat, monazite, etc..., riches en Lanthanides et/ou à rapport Sm/Nd très différent de celui des phases minérales aisément solubles, la solution est centrifugée énergiquement, le surnageant pipeté et stocké, tandis que le culot est transféré dans une petite bombe en PTFE avec 1 ml d'HF 50% et quelques gouttes d'HNO₃ concentré. La bombe est refermée, placée dans une jaquette en acier et mise à l'étuve à 190°C pendant une semaine. La bombe est alors ouverte et son contenu traité de la même façon que le reste de l'échantillon, auquel il est recombinaison en milieu chlorhydrique 6M.

La solution finale obtenue est évaporée à sec, le résidu repris par 2 ml d'HCl 1.25M, laissé reposer plusieurs heures, puis centrifugé une dizaine de minutes de façon à ne charger qu'une solution parfaitement limpide sur les colonnes cationiques, la présence de précipités et/ou gels colloïdaux pouvant nuire au bon fonctionnement des résines échangeuses d'ions.

4 - Dilution isotopique

=====

Les isotopes utilisés sont:

- ¹⁴⁹Sm, isotope le moins abondant du samarium et libre de toute interférence de la part de Nd, enrichi à 97%, (Oak Ridge National Laboratory).

- ¹⁵⁰Nd, le moins abondant des isotopes du néodyme, enrichi à 96% à ORNL. Il s'agit du plus pauvre en ¹⁴³ et ¹⁴⁴ de tous les traceurs de Nd, ce qui permet de déterminer simultanément la concentration en Nd et sa composition isotopique (rapport ¹⁴³/¹⁴⁴, normalisé à ¹⁴⁶/¹⁴⁴ = 0.7219).

Remarque : ¹⁴⁶Nd présente un enrichissement supérieur mais obligerait à utiliser une autre normalisation que celle, relative à ¹⁴⁶/¹⁴⁴, utilisée déjà dans un grand nombre de laboratoires.

Ce spikage total évite de procéder à une aliquote de l'échantillon, ce qui:

- conserve tout le Nd disponible pour la détermination de la composition isotopique;

- réalise un gain de temps considérable: 50% au niveau des séparations chimiques, 30% en ce qui concerne la spectrométrie de masse.

Cependant, à la différence de ^{145}Nd , par exemple, ^{150}Nd est soumis à une interférence isobarique de ^{150}Sm (7.4% du Sm naturel), ce qui requiert une bonne séparation chimique, condition de toute manière nécessaire à cause de l'interférence de ^{144}Sm sur ^{144}Nd . Par ailleurs, le traceur enrichi à 96% en ^{150}Nd par ORNL a un rapport $^{143}/^{144} = 0.44$; bien que cette valeur soit plus favorable que celle du spike enrichi en ^{145}Nd par exemple (0.17), il est nécessaire de ne pas ajouter une quantité trop grande de traceur afin de limiter l'importance de la correction de la contribution du spike à appliquer au rapport $^{143}/^{144}$. Cela nécessite la connaissance approximative préalable de la teneur en Nd de l'échantillon analysé, de façon à minimiser les risques d'un éventuel "surspikage" et à ramener à une valeur très faible la contribution du spike au rapport $^{143}/^{144}$. Le rapport $^{143}/^{144}$ du spike enrichi en ^{150}Nd a été ajusté à une valeur de 0.512 par "dopage" avec l'isotope ^{143}Nd (fourni à 91% par ORNL, $^{143}/^{144}=20.56$), ce qui réduit de plus de deux ordres de grandeur l'amplitude de la correction à apporter à $^{143}/^{144}$ dans des conditions de spikage telles que $150 \text{ spike} = 150 \text{ échantillon}$.

Correction de la contribution du spike sur le rapport $^{143}/^{144}\text{Nd}$, dans des conditions telles que 150Nd (traceur) = 150Nd (échantillon), pour une incertitude de 1%. /uma de la composition isotopique du spike:

spike brut	spike dopé en 143
157.6 +/- 1.0 10^{-6}	1.29 +/- 0.26 10^{-6}

Le spike mixte obtenu par mélange des solutions des deux traceurs ^{149}Sm et ^{150}Nd est calibré au moyen de solutions normales préparées gravimétriquement à partir de petits lingots de samarium et de néodyme métal de haute pureté (moins de 100 ppm d'impuretés cationiques et moins de 100 ppm d'anions), préparés par les Laboratoires AMES, Iowa (Beaudry & Gschneider, 1978). Le rapport Sm/Nd du traceur est par ailleurs vérifié à l'aide du standard mixte préparé au California Institute of Technology (Wasserburg et al., 1981). La solution de traceur mixte (en HCl 2.5M) est conservée dans une bouteille en FEP, munie d'un compte-gouttes à bouchon vissant en PTFE, placée dans une boîte fermée. La quantité de traceur utilisée est déterminée par pesée. L'évaporation de la solution pendant la pesée est en général négligeable si l'on prend soin d'éviter la projection de micro-gouttes sur les parois du bécher. Elle peut éventuellement être corrigée par pesée chronométrée et extrapolation au moment initial du transfert.

Les résultats obtenus sur les standards de basaltes BCR-1 et BHVO-1 sont les suivants:

	Néodyme ($\mu\text{g/g}$)	Samarium ($\mu\text{g/g}$)
BCR-1	29.2	6.62
BHVO-1	25.5	6.12

5 - Séparation chimique

=====

La procédure de routine met en jeu deux colonnes de résines échangeuses d'ions: dans un premier temps, le samarium, le néodyme et les autres Lanthanides adjacents sont séparés des éléments matriciels (Si ayant déjà été éliminé sous forme de H_2SiF_6 volatil); ensuite, une deuxième séparation permet l'obtention de deux fractions de Sm et de Nd convenables pour l'analyse au spectromètre de masse.

A) Séparation Sm+Nd / matrice

Trois méthodes d'échanges d'ions différentes ont généralement été utilisées dans ce but en Géochimie:

- a - séparation sur résine cationique en milieu chlorhydrique;
- b - séparation sur résine cationique en milieu nitrique;
- c - séparation sur résine anionique par combinaison échange ionique / extraction par solvant, en milieu acétique-nitrique.

La méthode (a) (par ex. Strelow & Jackson, 1974), souvent utilisée, permet également de séparer Sr, mais a pour principal défaut de ne pas assurer une bonne séparation des Terres Rares et du barium, élément indésirable lors de la spectrométrie de masse.

La méthode (b), (Strelow, 1980a) permet une bonne séparation du barium, mais il n'en n'est pas de même du fer et de l'aluminium qui ne sont qu'assez médiocrement séparés des Terres Rares.

La méthode (c), (Korkisch & Arrhenius, 1964, Hooker et al., 1975) est la plus performante en termes de séparation: seuls Th, U, Cd, Bi et Pb accompagnent les Lanthanides et l'yttrium après élimination de tous les éléments matriciels, qui présentent de très faibles coefficients de partage en milieu 90% HOAc-10% HNO_3 5M. Malheureusement, la reprise totale des échantillons par cette solution est en général très difficile à obtenir (Hooker et al., 1975, van Puymbroeck & Gijbels, 1978).

C'est donc une combinaison des méthodes (a) et (b) qui est adoptée:

l'élution est commencée en milieu HCl 2.5M, ce qui permet d'éliminer les alcalins, Fe, Mg, Al et de récupérer Sr, puis continuée en milieu HNO_3 3M, afin d'éliminer le barium avant de recueillir une fraction de Lanthanides contenant Sm + Nd. Le choix d' HNO_3 3M pour l'élution réalise un compromis: le facteur de séparation Ba/Sm-Nd n'est pas optimal, mais les coefficients de partage sont tels que l'élution peut être faite sans recourir à un trop grand volume de réactif.

Les colonnes utilisées sont en verre de silice et contiennent 10ml (en H₂O) de résine AG 50 X 8, 200-400 mesh (Bio-Rad) (diamètre = 1cm, hauteur = 13cm) correspondant à une capacité d'environ 17 milliéquivalents. Dans la mesure du possible, il convient de limiter le chargement des colonnes à moins du dixième de leur capacité pour obtenir une bonne séparation, soit environ 250 mg de granite, 180 mg de basalte ou 120 mg de péridotite.

Il est important de veiller à charger la solution d'échantillon dans un volume faible et à bien rincer les parois de la colonne pour éviter l'élargissement des pics d'élution.

Bien que Sm et Nd séparés selon cette procédure soient de qualité convenable, il est possible d'en améliorer la pureté par passage sur une version miniaturisée des colonnes utilisées par Hooker et al. (1975), pour la séparation des Lanthanides (Thirlwall, 1982). Les impuretés résiduelles sont éluées par 12 ml d'un mélange 90% HOAc glacial - 10% HNO₃ 5M, les Lanthanides étant fortement retenus dans ces conditions (Kd Sm = 360; Kd Nd = 740), (Korkisch & Arrhenius, 1964).

Une variante de la méthode est maintenant utilisée. Elle consiste (après élution des éléments majeurs et du strontium, en milieu HCL 2.5M) à éluer Ba par env. 50 ml d'HNO₃ 2M. Les Terres Rares sont ensuite désorbées par env. 20 ml d'HNO₃ 5M.

B) Séparation de Sm et Nd

Parmi les nombreuses méthodes possibles (Powell, 1978), trois sont largement répandues:

a - élution chromatographique sur résine cationique en présence d'acide 2-méthyl-lactique (= hydroxy-isobutyrique) (Eugster et al., 1970; Papanastassiou et al., 1977; Lugmair et al., 1975; Nyquist et al., 1979; Whitford et al., 1979, etc...).

Cette méthode est capable de performances excellentes, mais assez délicate à mettre au point: contrôle de pH, calibration fréquente des colonnes, utilisation d'un réactif peu facile d'emploi...

b - chromatographie en phase inverse avec pour phase stationnaire l'acide di-(2-éthylhexyl) orthophosphorique (HDEHP) ou 2-éthylhexyl-phenylphosphonique (HEHOP) supportée par du Kieselguhr ou de la poudre de téflon (Kel-F). L'éluant utilisé est généralement de l'HCl dilué (Winchester, 1963; Sochacka & Siekierski, 1964; Fidelis & Siekierski, 1965; Richard et al., 1976; Zindler, 1980).

Cette méthode permet aussi une bonne séparation Sm-Nd (à un degré moindre Nd-Ce), mais elle demande une préparation minutieuse de l'extractant sur son support et la confection de plusieurs colonnes aux caractéristiques identiques ne paraît

c - élution chromatographique sur résine échangeuse d'anions:

Les Lanthanides ne sont pratiquement pas retenus sur les échangeurs d'anions en milieu aqueux chlorhydrique ou nitrique; cependant, l'adjonction d'alcools aliphatiques aux systèmes aqueux nitriques, accroît considérablement les coefficients de partage (Edge, 1963; Faris & Warton, 1962). Parmi ces solvants, le méthanol est le plus intéressant car les nitrates de Terres Rares y sont aisément solubles.

Cette méthode a été notamment utilisée en Géochimie pour séparer les Terres Rares en trois groupes en vue de leur dosage par dilution isotopique (Hooker et al., 1975), adaptée à la séparation du Nd au Lamont Geol. Obs. (O'Nions et al., 1977), et principalement employée par la suite dans les laboratoires de Géochimie isotopique britanniques.

La procédure met en jeu des colonnes en verre de silice, thermostatées à environ 0.1°C, contenant 3 ml de résine AG1 X 8, 200-400 mesh. Dans la méthode apprise à l'Open University, les Terres Rares lourdes sont tout d'abord éluées en groupe à 25°C par 15 ml d'une solution "I" (75% MeOH, 10% HOAc 8M, 10% HNO3 5M, 5% H2O). Le samarium est élué à 25°C par 20 ml de la même solution. La température est portée à 35°C et 15 ml de solution "II" (75% MeOH, 10% HOAc 8M, 5% HNO3 5M, 10% H2O), sont élués avant que le néodyme ne soit recueilli dans 30 ml de cette solution.

Cette technique est assez simple à mettre en oeuvre car elle n'utilise que des réactifs courants que l'on peut éliminer aisément par évaporation, et réclame seulement un contrôle de la température des colonnes. Cependant, malgré l'intervalle relativement important séparant le pic de Sm et celui de Nd, il est fréquent d'observer des traces de Sm dans la fraction de Nd. Du fait de son caractère plus volatil, le samarium est généralement éliminé au début de l'analyse au spectromètre de masse et ne représente pas un inconvénient notable si les filaments ne sont pas trop chargés. Ceci met cependant en lumière le principal défaut de la méthode, lié à la mauvaise cinétique d'échange qui caractérise les séparations effectuées en milieux largement non aqueux (Rieman & Walton, 1970): élargissement des pics et effets de queue.

De façon à remédier à cet inconvénient, nous avons donc utilisé par la suite une résine à taux de pontage plus faible: AG1 X 4 (cf. Strelow, 1980b). Sans pour autant faire disparaître totalement le problème, ce changement de résine s'est traduit par une diminution assez sensible de l'effet de queue affectant les pics. Plus récemment, à la suite d'essais réalisés avec D. Briot, la résine macroporeuse AGMP 1 (Bio-Rad) a été substituée à la résine AG 1 conventionnelle, afin d'améliorer encore la cinétique des échanges. La séparation est alors telle que pour 3 µg de Sm chargé, moins de 2.5 ng de Sm se retrouve dans la fraction Nd. Ceci équivaut, pour un échantillon à rapport Sm/Nd chondritique (env. 0.3), à un rapport $144\text{Sm}/144\text{Nd} < 4 \cdot 10^{-5}$ dans la fraction Nd recueillie.

Le blanc total de la procédure est de l'ordre de 0.1 ng de néodyme, et inférieur à 0.02 ng de samarium.

6 - Chargement

=====

A) Samarium

Le dépôt de samarium, sous forme de nitrate, est repris par quelques microlitres d'H₂O et chargé, à l'aide d'une seringue Hamilton et d'un cathéter en polyéthylène lavé au préalable, sur un filament plat de Ta (30 µm * 0.76 mm) dégazé sur lequel environ 0.1 microlitre d'H₃PO₄ 1M a été déposé. La solution est évaporée à sec, puis le courant est augmenté jusqu'à l'émission de fumées blanches d'H₃PO₄, et ensuite porté au rouge sombre (Russ et al., 1971). Cette technique permet l'obtention d'une émission de samarium sous forme métal. Elle nécessite que la montée en température soit réalisée lentement pour éviter que l'émission ne "s'emballe". Ses principaux défauts semblent être un fractionnement de masse relativement important, et la présence occasionnelle de masses parasites, d'origine vraisemblablement organique (résine ?), dans la zone 148-151. Ces masses sont heureusement absentes de la zone de mesure du zéro à 144.5, et sont suffisamment distinctes de celles du Sm pour ne pas interférer significativement avec les mesures.

B) Néodyme

Le chargement du néodyme sur simple filament de Re et l'émission sous forme Nd⁺, conduisent à un rendement d'ionisation très élevé (environ 5% d'ions collectés / atomes chargés, DePaolo, 1978). Cette procédure nécessite cependant une correction de la composition isotopique de l'oxygène dont l'amplitude est très importante. Ainsi, une variation de 5% du rapport 180/160 entraînerait une variation de 1.10^{-4} du rapport 143/144 (De Paolo, 1978), soit environ un ordre de grandeur supérieur à la précision analytique que l'on peut actuellement atteindre. Or, l'oxygène effectivement lié au Nd peut avoir plusieurs origines (atmosphère lors du chargement et de l'oxydation sur filament, gaz résiduel dans la source du spectromètre), et sa composition isotopique précise n'est pas facilement accessible (Niederer et al., 1981, Wasserburg et al., 1981).

Il a donc paru préférable, malgré la perte de sensibilité et la confection moins facile du montage, d'analyser le Nd sous forme Nd⁺ à partir d'un assemblage en triple filament Ta-Re-Ta. Le Nd sous forme de nitrate est repris par H₂O et déposé, à température modérée, sur l'un des (ou les deux) filaments latéraux. Le dépôt sur triple filament a un autre avantage: il permet de rechercher et focaliser initialement l'émission sur la masse 187Re du filament central, ce qui évite les risques de surchauffage éventuel des filaments latéraux.

Le dépôt dans une microgoutte d'H₃PO₄ se traduit par une évolution plus faible du fractionnement au cours de l'émission.

7 - Spectrométrie de masse

=====

Le samarium et le néodyme sont analysés de façon entièrement automatique sur le spectromètre ISOMASS 54 E (Vacuum Generators Ltd) sous le contrôle d'un ordinateur HP 9845 B.

A) Samarium

En l'absence de préchauffage (de 1982 à 1985), les filaments sont maintenus pendant 10 minutes à 2.20 A après une montée en température réalisée en 5 minutes. Le signal est ensuite recherché à l'aide du détecteur de Daly par balayage du champ magnétique et focalisé après éventuel chauffage du filament jusqu'à obtention d'un courant ionique de 0.1 pA. Un bloc de données préliminaires est alors enregistré. Le courant ionique est ensuite porté à 1 pA, et les mesures effectuées sur cage de Faraday. Les masses balayées sont: 147, 148, 149, 152 avec un temps d'intégration constant de 4 secondes. Le bruit de fond est mesuré à la position 144.5. Le calcul des intensités est fait par double interpolation (Dodson, 1978), soustraction du bruit de fond et (jusqu'à fin 1984), correction des effets de mémoire dynamique de l'électromètre. Les rapports sont corrigés du fractionnement de masse en utilisant une loi de type linéaire et une valeur de normalisation $152/147=1.7831$ (Russ et al., 1971; Wasserburg et al., 1981), et de la contribution du spike selon la méthode de Hofmann (1971). La comparaison de la valeur obtenue pour $148/147$ avec le rapport naturel (0.74978), fournit une vérification interne de la qualité de la mesure. Les concentrations sont calculées à partir du rapport $149/147$.

B) Néodyme

Deux procédures différentes ont été utilisées:
- jusqu'au début 1985, mesures en simple collection;
- par la suite, mesures en double collection.

a - Acquisition des données en simple collection :

.....

Le cycle des masses balayées est le suivant: 143, 144, 145, 146, (150), 147, 147.5. Les intensités sont calculées par double interpolation, corrigées du bruit de fond puis des effets de mémoire dynamique. L'intensité du pic 144 est corrigée de l'interférence éventuelle du samarium, contrôlée par la mesure du signal à la masse 147. Lorsque la contribution de 144Sm au pic 144 est $<10^{-4}$, la mesure de 147Sm est abandonnée. Il en est de même de la mesure de 150Nd lorsque la précision du rapport $150/144$ est meilleure que 0.5%. Cela permet de consacrer davantage de temps à la mesure de

143, 144 et 146. ^{145}Nd est mesuré pendant toute la durée de l'analyse et sert à vérifier la qualité des mesures par comparaison à la valeur naturelle, 0.348417 (Wasserburg et al., 1981). A la fin de chaque bloc (12 cycles de mesures), sont également balayées les masses 156 (^{140}Ce -160), 138Ba et 160 (^{144}Nd -160) afin de contrôler la qualité de la séparation chimique. Les rapports sont calculés, moyennés (rejet éventuel) et corrigés du fractionnement en fin de bloc en normalisant à $146/144 = 0.7219$, (O'Nions et al., 1977), selon trois lois: linéaire, en puissance, exponentielle (Wasserburg et al., 1981). Ces trois lois ont toujours donné des résultats quasi-identiques dans les conditions opératoires utilisées. Au bout de douze cycles de balayage, constituant un bloc de mesure, la moyenne et l'écart-type de chaque rapport sont calculés. Le bloc est alors rangé, en fonction de l'erreur sur le rapport 143/144 (cf. Papanastassiou et al., 1977):

- en classe 1: pour une erreur < 100 ppm (1σ)
- en classe 2: si l'erreur est comprise entre 100 et 500

ppm

- en classe 3: si l'erreur est > 500 ppm

Les blocs de classe 3 sont éliminés définitivement.

Les blocs de classe 1 sont utilisés pour calculer une moyenne cumulée à la fin de chaque bloc.

Les blocs de classe 2 ne sont pas utilisés dans le calcul de la moyenne cumulée après chaque bloc, mais restent stockés en mémoire.

L'analyse est terminée quand:

- l'erreur des blocs de classe 1 est inférieure ou égale à $2 \cdot 10^{-5}$,
- ou lorsque 250 rapports ont été mesurés.

Une moyenne générale est alors calculée (avec tests de rejets) incluant à la fois les blocs de classe 1 et ceux de classe 2, ce qui permet de vérifier que le classement en blocs de qualité différente n'a pas introduit de biais significatif de la moyenne.

b - Mesures en double collection :

L'écartement entre le collecteur central et le collecteur "haut" (situé du côté des masses plus élevées), est ajusté à une valeur de 3.74 mm correspondant à la résolution entre les masses 144 et 145. Le balayage du champ est effectué en cinq paliers permettant la mesure simultanée des masses 143-144, 144-145, 145-146, 146-147 et 151.5-152.5 (zéros).

Dans le cas d'analyses en dilution isotopique, deux paliers supplémentaires permettent la mesure du signal à la masse 150 sur chaque collecteur. Les intensités mesurées sont corrigées du bruit de fond. Il n'y a plus de correction mathématique de mémoire dynamique car depuis le début 1985, le spectromètre est équipé d'un système de compensation électronique des constantes de temps des résistances d'entrée de chaque amplificateur, qui assure une chute du signal à moins de 10 ppm en 2 secondes. A chaque cycle, les rapports 143/144 et 145/144 (étalon interne de la qualité des mesures) sont calculés selon un algorithme permettant de corriger les différences de gain des chaînes d'électrométrie en même

temps que les effets de fractionnement de masse (Turner, 1982), par normalisation à $146/144 = 0.7219$. Ces rapports sont moyennés par bloc de 10 mesures, avec éventuel rejet des valeurs aberrantes. Aucun classement des blocs n'est effectué en fonction de la précision interne, car l'utilisation de la double collection améliore considérablement la reproductibilité des mesures et rend inutile ce filtrage.

La mesure de 100 rapports suffit généralement à l'obtention d'une précision interne de l'ordre de $\pm 10^{-15} 10^{-6}$, avec un intervalle de confiance de 95%, pour un courant ionique cumulé de $2-4 10^{-11}$ A.

Remerciements : Je remercie C.J. Hawkesworth, dans le laboratoire duquel j'ai été initié à la technique Sm-Nd, ainsi que P. van Calsteren et A. Gledhill pour leurs conseils. Maurice Bernard et Françoise Vidal ont largement contribué à la mise au point de la méthode à Clermont.

.....
.....

REFERENCES

Antweiler J.C. (1961) - Methods for decomposing samples of silicate rock fragments. USGS Prof. Pap., 424-B.

Beaudry B.J. & Gschneider K.A. (1978) - Preparation and basic properties of the rare earth metals. In: Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths. K.A. Gschneider Jr & L. Eyring eds., vol.1, 173-232.

Croudace I.W. (1980) - A possible error source in silicate wet-chemistry caused by insoluble fluorides. Chem. Geol., 31, 153-155.

DePaolo D.J. (1978) - Study of magma sources, mantle structure and the differentiation of the earth using variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igneous rocks. Ph. D. Thesis, Calif. Inst. Technol.

Dodson M.H. (1978) - A linear method for second-degree interpolation in cyclical data collection. J. Phys., E: Sci. Instrum., vol.11.

Edge R.A. (1963) - The removal of Ce, Nd, Pr and La from Er, Dy, Gd, Eu and Sm by anion exchange. Anal. Chim. Acta, 29, 321-324.

Eugster O., Tera F., Burnett D.S. & Wasserburg G.J. (1970) - Isotopic composition of Gadolinium and neutron-capture effects in some meteorites. J. Geophys. Res., vol.75, n°14, 2753-2768.

Faris J.P. & Warton J.W. (1962) - Anion exchange resin separation of the rare-earths, Yttrium, and Scandium in nitric acid-methanol mixtures. Anal. Chem., 34, 1077-1080.

Faris J.P. & Buchanan R.F. (1966) - Anion exchange in nitrate solutions. In: Progress in Nuclear Energy, series IX, Analytical Chemistry, vol.6, 147-180. D.C. Stewart & H.H. Elion, eds., Pergamon.

Fidelis I. & Siekierski S. (1965) - Use of 2-ethylhexyl phenylphosphonic acid in reversed phase partition chromatography. J. Chromatog., 17, 542-548.

Hamilton P.J., O'Nions R.K., Bridgewater D. & Nutman A. (1983) - Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. Earth Planet. Sci. Lett., 62, 263-272.

Hawkesworth C.J., Hammil M., Gledhill A.R., Van Calsteren P.W.C. & Rogers G. (1982) - Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crusta melting in the high Andes. Earth Plan. Sci. Lett., 58, 240-254.

- Hofmann A. (1971) - Fractionation corrections for mixed-isotope spikes of Sr, K and Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 397-402. North Holland.
- Hooker P.J., O'Nions R.K. & Pankhurst R.J. (1975) - Determination of rare earth elements in USGS standard rocks by mixed-solvent ion exchange mass-spectrometric isotope dilution. *Chem. Geol.*, 16, 189-196.
- Korkisch J. & Arrhenius G. (1964) - Separation of Uranium, Thorium and rare-earths in HNO₃-acetic acid medium. *Anal. Chem.*, 36, 850-854.
- Langmyrh F.T. (1967) - The removal of hydrofluoric acid by evaporation in the presence of sulfuric or perchloric acids. *Anal. Chim. Acta*, 39, 516-518.
- Langmyrh F.T. & Sveen S. (1964) - Decomposability acid of the main and some minor and trace minerals of silicate rocks. *Anal. Chim. Acta*, 32, 1-7.
- Lugmair G.W., Scheinin N.B. & Marti K. (1975) - Sm-Nd age and history of Apollo 17 basalt 75075: evidence for early differentiation of the lunar exterior. *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.*, 1419-1429.
- Niederer F.R., Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J. (1981) - The isotopic composition of Titanium in the Allende and Leoville meteorites. *Geoch. Chim. Acta*, vol.45, 1017-1031.
- Nyquist L.E., Shih C.Y., Wooden J.L., Bansal B.M. & Wiesmann H. (1979) - The Sr and Nd isotopic record of Apollo 12 basalts: implications for lunar geochemical evolution. *Proc. Lunar Planet. Sci., Conf. 10th*, 77-114.
- O'Nions R.K., Hamilton P.J. & Evensen N.M. (1977) - Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 13-22.
- Papanastassiou D.A., DePaolo D.J. & Wasserburg G.J. (1977) - Rb-Sr and Sm-Nd chronology and geneology of mare basalts from the Sea of Tranquility. *Proc. Lunar Sci., Conf. 8th*, 1639-1672.
- Powell J.E. (1978) - Separation chemistry. In: *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. K.A. Gschneider Jr. & L. Eyring eds., vol.3, 81-109.
- Richard P., Shimizu N. & Allègre C.J. (1976) - ¹⁴³Nd-¹⁴⁴Nd a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 269-278.
- Rieman W. & Walton H.F. (1970) - Ion exchange in analytical chemistry. Pergamon Press.
- Russ G.P., Burnett D.S., Lingenfelter R.E. & Wasserburg G.J.

Russ G.P., Burnett D.S., Lingenfelter R.E. & Wasserburg G.J. (1971) - Neutron capture on ^{149}Sm in lunar samples. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 13, 53-60.

Sochacka R. & Siekierski S. (1964) - Reversed-phase partition chromatography with di-(2-ethylhexyl) orthophosphoric acid as the stationary phase. Part 1. Separation of rare earths. *J. Chromatog.*, 16, 376-384.

Strelow F.W.E. (1980a) - Quantitative separation of Lanthanides and Scandium from Barium, Strontium and other elements by cation exchange chromatography in nitric acid. *Anal. Chim. Acta*, 120, 249-254.

Strelow F.W.E. (1980b) - Quantitative separation of Samarium from Neodymium anion exchange chromatography in dilute nitric acid-methanol. *Anal. Chem.*, vol.52, 2420-2422.

Strelow F.W.E. & Jackson P.F.S. (1974) - Determination of trace and ultra-trace quantities of rare-earth elements by ion exchange chromatography-mass spectrography. *Anal. Chem.*, vol.46, n°11, 1481-1486.

Thirlwall M.F. (1982) - A triple-filament method for rapid and precise analysis of rare-earth elements by isotope dilution. *Chem. Geol.*, 35, 155-166.

Turner P.J. (1982) - Multicollection in thermal ionisation mass spectrometry. *V. G. Isotopes Publ.* 02 485.

van Calsteren P.W.C. & Gledhill A.R. (1982) - Analytical techniques. Rb, Sr, Sm and Nd preparation for mass spectrometry. Open Univ., Milton Keynes.

van Puymbroeck J. & Gijbels R. (1978) - The determination of the rare earth elements in rocks by spark source mass spectrometry. *Bull. Soc. Chim. Belg.*, vol.87, n°11-12.

Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., McCulloch M.T., DePaolo D.J. & Wen T. (1981) - Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.45, 2311-2323.

Whitford D.J., White W.M., Hofmann A.W. & James D.E. (1979) - Separation and isotopic analysis of Neodymium. *Carnegie Institution Yearbook*, Depart. of Terrestrial Magnetism, 620-625.

Winchester J.W. (1963) - Rare earth chromatography using bis-(2-ethylhexyl) orthophosphoric acid. *J. Chromatog.*, vol.10, 502-506.

Zindler A. (1980) - Geochemical processes in the Earth's mantle and the nature of crust mantle interactions: evidence from studies of Nd and Sr isotope ratios in mantle derived igneous rocks and lherzolite nodules. Ph. D. Thesis, Mass. Inst. Technol., Cambridge, U.S.A.

Méthode Rubidium-Strontium

I - Introduction

Les manipulations chimiques sont effectuées dans le même local, surpressé en air filtré et isolé par un sas, et avec les mêmes réactifs purifiés, que les analyses Sm-Nd, dont elles empruntent le schéma initial.

Deux informations complémentaires, mais analytiquement indépendantes, sont requises en géochimie isotopique:

(1) la composition isotopique de l'élément auquel appartient l'isotope radiogénique utilisé, ^{87}Sr en l'occurrence;

(2) le rapport de la concentration de l'isotope père à celle d'un isotope non radiogénique de l'élément auquel appartient l'isotope fils, ici $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

La détermination de (1) nécessite une mesure par spectrométrie de masse. Par contre, le rapport (2) peut être évalué par toute procédure d'analyse chimique présentant les qualités requises de précision, exactitude et sensibilité.

II - Mesure des concentrations

Dans le cas du système Rb-Sr, deux techniques principales permettent une mesure adéquate du rapport des concentrations:

- la dilution isotopique/spectrométrie de masse;
- la spectrométrie de fluorescence X.

Les avantages et inconvénients de chacune des deux méthodes sont les suivants:

a) dilution isotopique:

Le principal atout de cette technique est sa grande précision potentielle et surtout sa sensibilité, qui autorise l'analyse de quantités d'échantillon très réduites, ou à très faible teneur. En outre, l'utilisation d'un traceur mixte (^{87}Rb - ^{84}Sr) permet d'obtenir une détermination du rapport Rb/Sr indépendante des erreurs de pesées de l'échantillon et du traceur ajouté dès l'attaque (spikage total). En revanche, il s'agit d'une méthode destructive et relativement lourde, puisqu'elle nécessite une séparation chimique et deux analyses spectrométriques par échantillon.

Dans le cas particulier de la méthode Rb-Sr, la dilution isotopique souffre également de l'impossibilité de corriger de façon précise le fractionnement de masse se produisant lors de l'émission thermo-ionique du Rb. Cet élément ne possède en effet que deux isotopes naturels, et ne se prête donc pas à une procédure de normalisation. L'absence d'isotope artificiel à période suffisamment longue interdit d'envisager une solution parfaite à ce problème. Or, la différence relative de masse entre les isotopes 85 et 87 est importante, et la correction du fractionnement constitue une limitation intrinsèque majeure. Une approche possible consiste à appliquer une correction empirique à partir des résultats de mesures de composition isotopique de Rb naturel, effectuées

dans des conditions identiques à celles observées lors des analyses de Rb spiké.

En fait, si l'utilisation de spectromètres de masse automatisés rendrait aisément possible l'uniformisation des conditions de mesure instrumentale, la mauvaise séparation chimique du Rb, en particulier vis-à-vis du potassium, s'opposait, dans notre laboratoire, à la mise au point d'une procédure de correction fiable. En effet, la présence de quantités importantes et variables de K dans la solution utilisée pour l'analyse spectrométrique se traduit par des températures d'émission nettement plus élevées que celles requises pour du Rb pur, et par un fractionnement plus important et moins reproductible, comme l'ont noté Pankhurst & O'Nions (1973). Signalons toutefois que Minster & Allègre (1976) ne font pas état d'un effet négatif de la quantité de K, ou Mg, chargée avec le rubidium.

Des travaux déjà relativement anciens montrent qu'il est néanmoins possible, par une procédure de dépôt sur filament rigoureusement standardisée (quantité de Rb chargée, éventuellement utilisation d'un modérateur de l'émission: gel de silice (Papanastassiou & Wasserburg, 1971, 1973), ou oxyde de Ta + H₃PO₄ (Birck & Allègre, 1978), d'atteindre une précision inférieure à 0.3% sur la mesure du rapport ⁸⁵Rb/⁸⁷Rb.

b) spectrométrie de fluorescence X:

Il a été démontré de longue date (Chappell et al., 1969; Fairbain & Hurley, 1971) que la spectrométrie de fluorescence X à dispersion de longueur d'onde était particulièrement bien adaptée à la mesure précise des teneurs en Rb et Sr et de leur rapport. En effet, ces deux éléments sont très sensibles, et sont libres de toute interférence notable. De plus, la détermination du rapport Rb/Sr est indépendante des problèmes de correction des phénomènes d'absorption de masse (Verdurmen, 1977).

Il s'agit par ailleurs d'une méthode purement instrumentale, qui ne nécessite que la préparation de l'échantillon sous forme d'une pastille de poudre, additionnée d'un liant et comprimée. La même pastille peut également être utilisée pour le dosage de nombreux autres éléments en traces.

Enfin, l'automatisation poussée des spectromètres actuels permet un débit analytique considérable.

Les inconvénients de cette méthode sont doubles. D'une part, une quantité relativement importante (en général de 5 à 10 g) d'échantillon est nécessaire pour la confection de la pastille, ce qui constitue une limitation importante vis à vis de l'analyse de minéraux, notamment. Il est cependant possible de réaliser des pastilles immobilisant beaucoup moins d'échantillons (Compston et al., 1970), ou bien encore d'analyser quelques grammes de poudre non compactée, facilement récupérable, dans des godets porte-échantillons isolés par un film de Mylar, bien que la reproductibilité et la similitude de conditionnement des échantillons et des standards utilisés pour la calibration soient moins satisfaisantes que dans le cas de poudres pastillées.

D'autre part, la précision des mesures aux faibles teneurs (moins de 10 ppm) chute considérablement. En fait, une étude d'échantillons lunaires et de péridotites (Chappell et al., 1969), utilisant un spectromètre moins performant que ceux disponibles actuellement, a montré qu'une précision relative excellente pouvait être atteinte jusqu'à des teneurs extrêmement basses (moins de 0.5 ppm), au prix de grandes précautions analytiques et d'un accroissement très important de la durée des analyses. L'automatisation des spectromètres actuels permet de répéter aisément les mesures de façon à appliquer des traitements statistiques, avec rejet des éventuelles valeurs aberrantes, et d'obtenir dans la plupart des cas une précision convenable pour une utilisation géochronologique. Cependant, il est clair que dans l'état actuel de connaissances des standards géologiques utilisés, surtout aux faibles teneurs, l'exactitude des mesures à basses concentrations est plus médiocre que leur précision. Il serait donc souhaitable d'améliorer, en particulier par des mesures soignées par dilution isotopique, la base de données disponible pour les étalons situés dans la partie basse des droites de calibration.

Les analyses par fluorescence X ont été réalisées à la Cellule d'Analyses Physiques de l'École des Mines d'Alès, grâce à l'amabilité de P. Gaudon, sur un spectromètre Philips PW 1400, suivant une procédure inspirée de celle mise au point sur un appareil identique par Harvey & Atkin (1981). Les conditions analytiques et les standards utilisés sont résumés dans le tableau I :

- * Prise d'échantillon : 7.000 g de poudre finement broyée
- * Liant : 2.800 g de cire micropoudre C Hoechst
- * Pastillage : 30 secondes à 20 tonnes/cm²

III - Procédure chimique

Dans le cas où les teneurs en Rb et Sr ont été déterminées par spectrométrie de fluorescence X, et où la précision optimale est requise (tentative de datation par isochrone, en particulier), il est nécessaire que la prise d'échantillon destinée à la mesure de la composition isotopique soit aussi représentative de l'échantillon global que celle (7 g) utilisée pour le dosage de Rb et Sr. En principe, si le broyage de l'échantillon a été convenablement réalisé, la poudre résultante est homogène à l'échelle de prises de l'ordre de 0.1 g. Le degré d'homogénéité peut cependant dépendre de la nature de l'échantillon initial, et il est prudent d'effectuer l'attaque d'une prise de l'ordre de 1 g, moins disproportionnée par rapport à celle utilisée en fluorescence X. Une aliquote de la solution résultante, correspondant à environ 100 mg d'échantillon, est utilisée par la suite.

Dans le cas où la détermination des teneurs en Rb et Sr doit

s'effectuer par dilution isotopique, en même temps que la mesure de la composition isotopique du Sr, environ 100 mg d'échantillon sont pesés dans un récipient de 15 ml en téflon PFA. On ajoute ensuite la quantité requise du traceur mixte ^{87}Rb - ^{84}Sr (en milieu HCl), en fonction des teneurs en Rb et Sr déterminées sommairement au préalable.

Mise en solution de l'échantillon

1 ml d'HF 50% et 200 μl d' HClO_4 70% sont ajoutés (pour 100 mg), le récipient refermé, et placé sur une plaque chauffante à température modérée (70°C) une nuit. A l'exception des grenats calciques, les minéraux résistants vis-à-vis de ce type d'attaque (spinelles, zircon) ne contiennent ni Rb ni Sr en quantité appréciable, et il n'est généralement pas nécessaire d'avoir recours à des conditions de dissolution plus sévères.

L'excès d'HF et les fluorures de Si volatils sont éliminés par évaporation, puis, à température plus élevée, les fumées d' HClO_4 . Le résidu de perchlorates est repris par quelques ml d'HCl 6M, évaporé à sec, puis dissous dans environ 1ml d'HCl 2.5M et transféré dans un tube à centrifuger. Les échantillons riches en K (et Rb) montrent alors la précipitation de cristaux de perchlorate de potassium, peu soluble, qui joue le rôle d'entraîneur pour le rubidium, dont on peut donc réduire la quantité avant la séparation par échange ionique. KClO_4 n'étant pas parfaitement insoluble, il est préférable d'effectuer la reprise avec un volume minimal d'HCl 2.5M. De même, on peut mettre à profit la solubilité plus faible de KClO_4 à basse température, en réfrigérant le tube à centrifuger par de la glace.

Après centrifugation destinée à éliminer, outre les perchlorates de K et Rb, tout gel ou résidu incomplètement dissous, le surnageant est chargé sur une colonne de résine échangeuse de cations Bio-Rad AG 50 X 8, 200-400 mesh (10 ml en H_2O , diamètre intérieur 1 cm). A ce stade, il est souhaitable de charger le plus petit volume possible (ou en milieu plus dilué) de façon à fixer les éléments à séparer sur la partie supérieure de la colonne, et à éviter ainsi l'élargissement des pics d'élué. Les parois de la colonne sont rincées deux fois par 1 ml d'HCl 2.5M, ou de molarité moindre, puis les éléments majeurs Fe, K, Al, Ca ainsi que Rb sont élués par environ 45 ml d'HCl 2.5M. Une fraction contenant le Rb -mais aussi beaucoup de K, dont le pic n'est pas bien résolu dans ces conditions- peut être recueillie entre le 20ème et le 28ème ml environ. Le Sr est ensuite élué par 15 ml d'HCl 2.5M. Eventuellement, le barium puis les Terres Rares qui se trouvent encore sur la colonne peuvent être élués par HCl $>4\text{M}$ (ou en milieu nitrique: cf. technique expérimentale Sm-Nd). Le blanc total de cette procédure est de 2 à 3 ng de Sr, et est négligeable compte tenu des quantités séparées, généralement bien supérieures au microgramme.

Dans la plupart des cas, le Sr ainsi obtenu est de qualité suffisante pour être analysé au spectromètre de masse sans autre traitement.

Si l'on a affaire à des échantillons très riches en Al (des analyses à la microsonde de dépôts ayant donné des enregistrements médiocres ont montré la présence systématique d'Al) ou Ca (dont le pic d'éluion précède de peu celui du Sr), ou à rapport Rb/Sr très élevé, il est bon de faire subir une purification supplémentaire au Sr, sur une petite colonne (diamètre intérieur 4 mm) contenant 1 ml (en H₂O) de résine AG 50 X12, 200-400 mesh.

On obtient ainsi un Sr dépourvu de Rb, même à partir d'échantillons extrêmement riches (micas, leucogranites...).

Afin d'améliorer la qualité des analyses spectrométriques du Rb, une procédure de séparation K-Rb a été récemment adaptée au laboratoire, à partir de la technique décrite par Pankhurst & O'Nions (1973) et H.Lippolt (comm. pers.). Aucune résine ne présentant un facteur de séparation K-Rb suffisant, on utilise un échangeur d'ion inorganique, le phosphate de zirconium. La solution de K+Rb, en 2 ml HCl 2.5M, est chargée sur une colonne de 1 ml de Zr(HP₄)₂. Le potassium, non retenu, est élué par 12 ml d'HCl 2.5M. Le Rb est ensuite élué par 3 ml d'une solution NH₄Cl 2M-HCl 2M. Le Rb est débarrassé du chlorure d'ammonium par traitement lent à l'eau régale (ajout de 5ml HNO₃ conc.).

IV - Spectrométrie de masse

Rubidium : Rb est déposé, sous forme de chlorure, sur un simple filament de Ta préalablement dégazé, puis oxydé. L'analyse isotopique est effectuée à l'aide d'un spectromètre Metropolitan Vickers MS2, ou occasionnellement, sur le spectromètre VG 54 E.

Comme mentionné précédemment, aucun effort particulier n'a encore été consacré à un meilleur contrôle du fractionnement de masse.

Strontium : Sr est repris par de l'acide nitrique dilué, et 1 à 2 ug sont chargés sur un filament de Ta dégazé, dans une microgoutte d'H₃PO₄ 1M.

Les analyses sont réalisées de façon entièrement automatique, et en double collection sur le spectromètre VG 54 E (Turner, 1982), selon un mode de "peak jumping", avec correction du fractionnement de masse par normalisation des rapports mesurés à $86\text{Sr}/88\text{Sr}=0.1194$.

Après une période de chauffage initial, la recherche du faisceau ionique et sa focalisation, 50 à 100 rapports sont collectés à un courant ionique total de 40 pA, l'analyse étant éventuellement interrompue lorsqu'une précision relative de 0.03 pour mille (2σ) est atteinte pour $87\text{Sr}/86\text{Sr}$.

Remerciements: Evelyne Gamot, puis Chantal Bassin, ont apporté un concours très efficace à la réalisation des analyses Rb-Sr.

REFERENCES

- Birck J.L., 1979 - Chronologie primitive des objets planétaires différenciés. Thèse Doc. Sc. Phys., Univ. Paris 6 & 7.
- Birck J.L. & Allègre C.J., 1978 - Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39: 37-51.
- Chappell B.W., Compston W., Arriens P.A. & Vernon M.J., 1969 - Rubidium and strontium determinations by X-ray fluorescence spectrometry and isotope dilution below the part per million level. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 33: 1002-1006.
- Compston W., Chappell, B.W., Arriens P.A. & Vernon M.J., 1970 - The chemistry and age of Apollo 11 lunar material. *Proc. Apollo 11 Lunar Sc. Conf.*, 2: 1007-1027.
- Harvey P.K. & Atkin, B.P., 1981 - The rapid determination of Rb, Sr and their ratios in geological materials by X-ray fluorescence spectrometry using a rhodium X-ray tube. *Chem. Geol.*, 32: 291-301.
- Fairbairn H.W. & Hurley P.M., 1971 - Evaluation of X-ray fluorescence and mass spectrometric analyses of Rb and Sr in some silicate standards. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 35: 149-156.
- Minster J.F. & Allègre C.J., 1976 - ^{87}Rb - ^{87}Sr history of the Norton county enstatite achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32: 191-198.
- Pankhurst R.J. & O'Nions R.K., 1973 - Determination of Rb/Sr and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios of some standard rocks and evaluation of X-ray fluorescence spectrometry in Rb-Sr geochemistry. *Chem. Geol.*, 12: 127-136.
- Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J., 1969 - Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 361-376.
- Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J., 1971 - Rb-Sr ages of igneous rocks from the Apollo 14 mission and the age of the Fra Mauro formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 36-48.
- Papanastassiou D.A. & Wasserburg G.J., 1973 - Rb-Sr ages and initial strontium in basalts from Apollo 15. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17: 324-337.
- Turner P.J., 1982 - Multicollection in thermal ionisation mass spectrometry. U.G. Technical Information, Publ. 02.485, 4 p.
- Verdurmen E.A.Th., 1977 - Accuracy of X-ray fluorescence spectrometric determinations of Rb and Sr concentrations in rock samples. *X-ray Spectrom.*, 6: 117-122.

Méthode Uranium-Plomb

I - Introduction

Les analyses isotopiques U-Pb réalisées dans le cadre de ce travail ont concerné un système "riche", le zircon, et accessoirement, un système "pauvre", le feldspath potassique, en vue de déterminations d'âges et de compositions isotopiques initiales, respectivement.

D'un point de vue analytique, la géochimie du plomb tire sa principale spécificité des précautions particulières à prendre contre les phénomènes de contamination. En effet, s'il est possible d'analyser avec une précision satisfaisante quelques ng de Pb -ce qui permet d'étudier des échantillons de taille très réduite-, il est nécessaire de réduire en conséquence les blancs de procédure expérimentale. Or, le plomb est un élément abondant dans l'environnement, en particulier urbain, sous forme de particules et de vapeurs organiques (par ex. Purdue et al., 1973; Maring et al., 1987). Le contrôle rigoureux du local, de la vaisselle et des réactifs utilisés est donc un préalable indispensable à l'obtention de bons résultats.

II - Précautions contre la contamination

Les manipulations chimiques et le chargement sur filament pour l'analyse spectrométrique sont effectués dans un local spécial, distinct des salles de chimie Sr-Nd. Ce local, de petite taille, est isolé par deux sas surpressés, et est alimenté en air par l'intermédiaire d'un filtre à haute efficacité ("HEPA"). Les séparations chimiques sont effectuées sous une hotte à flux laminaire vertical, et les évaporations dans une boîte parcourue par un flux laminaire horizontal.

a) Les réactifs utilisés sont purifiés de la façon suivante:

* H₂O est désionisée, puis distillée par ébullition dans un distillateur à corps en inox et à condenseur en Pyrex, et stockée dans un bidon de 50 l en polyéthylène. Cette eau alimente un système de purification (charbon actif, échange ionique et filtration à 0.2 µm) Milli-Q (Millipore Co., cf. Knott, 1975; Ohme & Lund, 1980), qui fournit à la demande (débit environ 1 l/mn) l'eau nécessaire au lavage de la vaisselle ou à la dilution des acides à distiller. L'eau utilisée pour la procédure chimique est en outre distillée par évaporation de surface dans un appareil en silice Quartex PB2 et stockée dans une bouteille de FEP de 2 l. Eventuellement, une ultime purification de 200 ml peut être effectuée par passage sur une résine échangeuse de cations (cf. Tera & Wasserburg, 1975; Manhès, 1982).

* L'acide fluorhydrique 48%, de grade électronique (Merck "MOS"), est distillé selon la procédure de Mattinson (1971), d'abord en quantité relativement importante (environ 500 ml), puis plus petite (quelques ml), peu avant utilisation.

On peut ainsi obtenir de l'HF 70%, mais ce dernier est difficile à manipuler, à cause de sa volatilité.

* Les acides chlorhydrique et nitrique Prolabo "pour analyse de traces de métaux lourds", sont distillés par évaporation de surface dans l'appareil en silice PB2 (Kuehner et al., 1972), puis dans des bouteilles en FEP selon la méthode de Mattinson (1971) et Little & Brooks (1974).

* L'acide bromhydrique Normatom Prolabo est distillée sous forme 8M dans des bouteilles en FEP. L'acide 0.5M utilisé pour les séparations est produit par dilution avec H₂O Quartex, et purifié immédiatement avant usage par passage sur une colonne de résine AG 1 (Kd Pb=700).

* L'acide phosphorique 0.25M, utilisé pour les dépôts sur filament, est préparé à partir d'H₃PO₄ Suprapur Merck, et purifié par passage sur une colonne de résine AG 50.

* La silice est préparée et purifiée selon la procédure décrite par Manhès (1982).

* Les résines échangeuses d'ions AG 1 X8, 200-400 mesh et 50 X8, 200-400 mesh (Bio-Rad), sont purifiées et stockées suivant les recommandations de Manhès (1982).

Les blancs mesurés ont été les suivants:

- blanc de dépôt : 4 pg (soustrait aux valeurs ci-dessous)
- HF 29M : 23 pg/ml
- HCl 6M : 23 pg/ml
- HCl 3M : 7 pg/ml
- H₂O Quartex : 17 pg/ml
- H₂O Milli-Q : 24 pg/ml
- H₂O Pyrex : 35 pg/ml

Ces valeurs incluent la contamination lors de l'évaporation des réactifs; les résultats incohérents obtenus sur HCl 6M, H₂O Quartex et HCl 3M (préparé par mélange des deux premiers) suggèrent que la pollution liée à la vaisselle et aux évaporations domine largement celle liée aux réactifs eux-mêmes.

Les blancs totaux de procédure ont été compris entre 50 et 700 pg. Cette reproductibilité médiocre illustre la difficulté à contrôler de façon très stricte la contamination non systématique, liée aux diverses manipulations.

b) Tous les récipients utilisés sont en téflons PTFE, FEP ou PFA, et sont lavés selon le protocole décrit par Patterson & Settle (1976) avant leur première utilisation.

- Les béciers ayant contenu des échantillons de Pb ou d'U subissent d'abord un lavage intérieur à l'eau régale (et HF, dans le cas où une reprise au gel de silice a été effectuée). Ils sont ensuite immergés 12 heures à chaud dans de l'eau régale, de l'eau, et de l'acide nitrique 30% successivement. Enfin, on effectue un dernier rinçage à chaud à H₂O Milli-Q.

- Les pointes de pipette (5 à 100 ml Eppendorf jaune, 300 μ l incolore, 1 ml Eppendorf bleu) sont lavées deux fois à froid dans HNO₃ dilué, puis stockées sur un portoir.
- Les cathéters en polyéthylène (diamètre int. 0.56 mm), utilisés pour le dépôt sur filament sont lavés comme les cônes de pipette. Eventuellement, on utilise des cathéters en téflon PFA, qui peuvent être lavés à chaud.
- Les colonnes en téflon FEP ou PFA (et leur tampon de laine de PTFE) sont lavées à chaud de la même manière que les béchers.

III - Préparation des échantillons de zircon

Après nettoyage des parties altérées, l'échantillon de roche est réduit à l'état de granulats dans un broyeur à mâchoires Henry, puis pulvérisé à l'aide d'un broyeur à disques en acier spécial Bico. Ce dernier broyeur permet d'obtenir rapidement une poudre convenable pour la séparation des minéraux accessoires. Cependant, il introduit une quantité importante de copeaux métalliques, et serait à proscrire dans le cas où l'on désignerait séparer la magnétite. De plus, il est important d'éviter qu'une oxydation de ces copeaux se produise, entraînant un dépôt de rouille sur l'ensemble des grains, en particulier lors d'un contact prolongé avec l'eau. On rince donc à l'alcool les échantillons avant séchage.

La séparation des minéraux est effectuée soit de façon "classique", à l'aide de bromoforme et des séparateurs magnétiques Carpco et Frantz, soit au moyen d'une batée dans un grand bac en PVC. Bien que d'apparence très rudimentaire, cette seconde méthode offre plusieurs avantages:

- elle est très rapide, plusieurs kg de poudre pouvant être traités en quelques minutes;
- elle ne met en jeu qu'un matériel extrêmement simple, très facile à nettoyer;
- elle évite l'utilisation de volumes importants de liqueurs denses, toxiques;
- elle permet d'isoler tout le cortège des minéraux lourds -quelle que soit leur susceptibilité magnétique- qui sont donc rapidement disponibles pour une utilisation géochronologique ou pétrogénétique.

Le concentré ainsi obtenu est purifié par traitement au bromoforme, puis scindé à l'aide d'iode de méthylène et du séparateur Frantz. Sauf exception (séparation zircon-disthène), l'utilisation de la liqueur de Clerici est évitée en raison de la contamination en Pb qu'elle peut occasionner. Lorsqu'il est suffisamment pur, le concentré de zircons subit un lavage à HNO₃ 7M tiède afin d'éliminer les oxydes superficiels qui pourraient fausser le partage de la population de zircons en fractions de différent degré de magnétisme, réalisé sur le séparateur Frantz, à champ magnétique maximum.

Les fractions de zircons sont ensuite scindées par tamisage

sur des microtamis à usage unique réalisés avec de la toile à bluter en nylon.

Les zircons sont alors purifiés sous loupe binoculaire, puis lavés dans des boîtes de Petri avec de l'acétone, de l'eau et de l' HNO_3 7M (tous trois distillés), avec passage dans un bac à ultra-sons. Après un dernier contrôle à la loupe binoculaire, les zircons sont transvasés dans de petits béchers en téflon et subissent un dernier lavage.

IV - Mise en solution

Les zircons (typiquement 1 à 3 mg) sont pesés dans une bombe en téflon PTFE (capacité 300 μl , 1 ml ou 3 ml) à laquelle on ajoute 100 μl (300 μl , 1 ml) d'HF 48% tri-distillé.

La bombe est refermée, entourée d'un manchon de gaine de téflon FEP thermorétractable, et introduite dans un container en inox.

L'attaque est réalisée à 180°C pendant une semaine, ou davantage. L'utilisation de températures (donc de pressions) plus élevées faciliterait évidemment l'attaque. Malheureusement, il semble que la plupart des qualités de PTFE actuellement disponibles aient une résistance au fluage trop médiocre pour travailler à des températures plus hautes.

V - Dilution isotopique

Après refroidissement, les bombes sont ouvertes et leur contenu transvasé. Après rinçage avec une goutte d'eau, elles sont refermées et chauffées 2 heures avec HCl 6M. Cet acide est ensuite ajouté à la solution d'HF qui est évaporée à sec de façon ménagée.

Après reprise par HCl 6M et évaporation à sec, le résidu est dissout dans 400 μl d'HCl 1.5M et la solution aliquotée. 100 μl sont pipetés et ajoutés au spike mixte ^{208}Pb (enrichi à 99%)- ^{235}U pesé au préalable.

VI - Séparation

La procédure de séparation de U et Pb suit celle développée par Krogh (1973) avec quelques modifications de détail. L'aliquote destinée à la mesure de la composition isotopique du plomb, en HCl 1.5M, est prête pour la séparation sur résine AG 1 X8, 200-400 mesh. Le coefficient de partage du Pb est maximal (environ 27) à cette normalité, tandis que Zr, Hf et Fe ne sont pas ou peu retenus.

Les colonnes utilisées, en FEP ou PFA, correspondent soit à celles décrites par Krogh (1973), ($V=400 \mu\text{l}$, $\varnothing=4 \text{ mm}$), soit à une version miniaturisée ($V=100 \mu\text{l}$, $\varnothing=2 \text{ mm}$). La résine anionique, lavée avant la confection des colonnes et stockée en milieu HNO_3 0.25M (Manhès, 1982), est convertie à la forme Cl^- et lavée par HCl 6M et H_2O après confection des colonnes, puis pré-conditionnée en HCl 1.5M.

L'échantillon est chargé, la colonne rincée par 300 μl HCl

1.5M, puis le Pb élué par 200 μ l d'HCl 6M, auquel on ajoute 5 μ l d'H₃PO₄ 0.25M purifié, avant évaporation.

L'aliquote utilisée pour la dilution isotopique est évaporée à sec, puis remise en solution dans 100 μ l d'HCl 3M, milieu dans lequel Pb et U sont tous deux retenus par la résine AG 1. Cette solution est chargée sur une colonne de 100 μ l AG 1 préconditionnée en milieu HCl 3M. Un lavage de la colonne par 2x100 μ l HCl 3M permet d'éliminer les éléments matriciels. Le Pb est élué par 200 μ l HCl 6M, puis l'uranium par 300 μ l H₂O. Après ajout de 5 μ l H₃PO₄ 0.25M, ces deux fractions sont évaporées et prêtes pour l'analyse spectrométrique.

VII - Chargement sur filament

Le plomb est repris dans 2 μ l d'une suspension de silice (Manhès, 1982), puis chargé sur un simple filament de Re dégazé (1 heure à 3 A sous un vide compris entre 5 10⁻⁶ et 10⁻⁷ torr).

Selon les cas, l'uranium est analysé sous forme UO₂, après chargement sur un simple filament de Ta oxydé (Krogh, 1973), ou sous forme métal, après dépôt entre deux couches de graphite colloïdal sur un filament de Re (Arden & Gale, 1974; Chen & Wasserburg, 1981).

VIII - Spectrométrie de masse

Les mesures ont été réalisées soit sur un spectromètre Cameca TSN 206 SA équipé d'un multiplicateur d'électrons, soit au moyen d'un spectromètre VG 54 E, en mode automatique, à l'aide d'un collecteur à cage de Faraday et d'un détecteur de Daly (Daly, 1960). Ce système de mesure des petits courants ioniques (moins de 0.5 pA) est constitué de trois éléments constituant chacun un étage d'amplification:

- (1) une cathode à surface aluminisée, portée à un fort potentiel (typiquement 23 KV), dont sont extraits plusieurs (env. 6) électrons sous l'impact de chaque ion;
- (2) un scintillateur, émetteur de photons sous l'effet du bombardement des électrons;
- (3) un photomultiplicateur, extérieur au bloc de collection sous vide.

Bien que réputé exempt des problèmes des multiplicateurs d'électrons (discrimination de masse, gain décroissant avec le temps), ce système de détection a présenté de graves inconvénients sur notre spectromètre:

* défaut de linéarité aux dépens des signaux importants, bien visible sur la mesure des rapports 235/236, 235/234 et 234/236 (rapports peu susceptibles d'être modifiés par contamination ou fractionnement de masse; valeurs certifiées comprises entre 660 et 6) sur les standards d'uranium SRM 500 et 930 (biais de 1 à 4%, aux dépens de l'isotope le plus abondant). Ce défaut est particulièrement gênant pour les analyses de Pb radiogénique, qui impliquent la mesure de rapports très élevés.

* plat de pic se dégradant au fil des analyses;

* effet de queue aux basses masses, particulièrement

sensible si le vide dans le tube d'analyse n'est pas excellent;

* enfin, en cas d'utilisation intermittente au cours d'une analyse principalement réalisée sur cage de Faraday, on observe une influence sur le collecteur (Faraday) central, sensible pendant plusieurs dizaines de secondes après arrêt du potentiel de Brandenburg.

Ces différents problèmes rendent difficiles l'obtention en routine de mesures de haute précision à l'aide du détecteur de Daly. Toutefois, des résultats satisfaisants peuvent être obtenus au prix:

* d'un contrôle suivi de la forme des pics (réalisable de façon automatique);

* du maintien d'un vide poussé (inférieur ou égal à 5.10^{-8} torr) dans le tube d'analyse et la zone de collection (par ajout d'une pompe ionique supplémentaire en aval du secteur magnétique, et utilisation du piège froid de la source);

* du choix d'un tube photomultiplicateur de grande qualité.

Il n'est pas facile de remplir ces conditions sur un appareil principalement consacré par ailleurs à l'analyse de routine de Sr ou Nd, à la différence de ce qui est possible dans d'autres laboratoires spécialisés dans l'analyse U-Pb. La délimitation de périodes consacrées exclusivement à des analyses de Pb radiogénique semble nécessaire.

Compte-tenu du bon accord des mesures sur le standard SRM 983 avec les valeurs certifiées, et de l'amplitude bien plus grande de la correction du plomb non radiogénique, il n'a pas été procédé à une correction du fractionnement de masse.

Sur le spectromètre VG 54E, l'uranium a été mesuré sous forme métal, à l'aide du détecteur de Daly puis sur cage de Faraday, selon une séquence définie empiriquement, de façon à minimiser le fractionnement de masse observé sur le rapport 235/238 du standard SRM 500.

Sur le spectromètre TSN 206S, on a mesuré l'émission d' UO_2 , en utilisant le multiplicateur d'électrons.

IX - Analyse des feldspaths potassiques

Après séparation par les méthodes classiques (liqueurs denses, séparateur magnétique), les feldspaths (10-15 mg) sont purifiés sous loupe binoculaire, puis transvasés dans des béchers en verre de silice pour y subir un lessivage destiné à éliminer tout contaminant superficiel.

* 2 fois par acétone distillé et ultra-sons;

* HNO_3 7M à 70°C, 30 mn et ultrasons;

* rinçage par H_2O Quartex;

* HCl 6M à 70°C, 30 mn et ultra-sons;

* rinçage par H_2O .

La procédure chimique s'inspire de celle décrite par Manhès (1982) pour l'analyse des roches totales.

Les grains sont transférés dans un bécher en téflon PFA et

attaqués à T° modérée (env. 70°C) par 300 µl HF 48%. Après ajout de 600 µl d'HBr 8M, la solution d'HF est évaporée doucement.

Le résidu est repris à chaud par 600 µl HBr 0.5M, laissé reposer plusieurs heures avec passages aux ultra-sons, et centrifugé dans un petit tube (2 ml) en polyéthylène. La solution est ensuite chargée sur une microcolonne contenant 35 µl de résine AG1 X8 200-400 mesh, préalablement lavée et préconditionnée par 200 µl HBr 0.5M. Les ions autres que Pb sont élués par 2 fois 300, puis 150 µl HBr 0.5M. Le plomb est élué par 300 µl HCl 6M, auquel sont ajoutés 5 µl H₃PO₄ 0.25 M. Après évaporation, ce plomb est repris à chaud par 100 µl HBr 0.5 M et subit une purification supplémentaire sur une colonne de 10 µl de résine, pré-conditionnée par 50 µl HBr 0.5 M. Après lavage par 2 fois 50 µl HBr 0.5 M, Pb est élué par 50 µl HCl 6M et évaporé avec 5 µl H₃PO₄.

Les mesures au spectromètre (sur cage de Faraday) sont corrigées d'un fractionnement de masse de 1.3‰/uma (au profit de l'isotope le plus léger) par référence aux résultats obtenus sur le standard du NBS SRM 981.

Remerciements : J. Philibert, puis U. Andréopoulos-Renaud, m'ont apporté une aide précieuse pour la confection et la maintenance du local U-Pb, et la réalisation des analyses. La persévérance de U. Renaud a joué un rôle essentiel dans le bon fonctionnement du spectromètre Cameca.

- REFERENCES -

Arden J.W. & Gale N.H., 1974 - Separation of trace amounts of Uranium and Thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. Anal. Chem., 46: 687-691.

Chen J.H. & Wasserburg G.J., 1981 - Isotopic determination of Uranium in picomole and subpicomole quantities. Anal. Chem., 53, 13: 2060-2067.

Daly N.R., 1960 - Scintillation type mass spectrometer ion detector. Rev. Sci. Instrum., 31: 264-267.

Knott A.R., 1975 - Investigation of a high purity water system. Atomic Absorption Newsletter, 14: n°5, 126-127.

Krogh T.E., 1973 - A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochim. Cosmochim. Acta, 37: 485-494.

Kuehner E.C., Alvarez R., Paulsen P.J. & Murphy T.J., 1972 - Production and analysis of special high-purity acids purified by sub-boiling distillation. Anal. Chem., 44: n°12, 2050-2056.

Little K. & Brooks J.D., 1974 - Notes on the preparation of hydrochloric and hydrofluoric acids by the sub-boiling distillation unit of Mattinson. Anal. Chem., 46: n°9, 1343-1345.

Manhès G., 1982 - Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire. Thèse Dr. Sc, Univ. Paris VII.

Maring H., Settle D.M., Buat-Ménard P., Dulac F. & Patterson C.C., 1987 - Stable lead isotope tracers of air mass trajectories in the Mediterranean region. Nature, 300: 154-159.

Mattinson J.M., 1972 - Preparation of hydrochloric and nitric acids at ultralow lead level. Anal. Chem., 44: n°9, 1715-1716.

Oehme M. & Lund W., 1980 - The purification of water for inorganic ultratrace analysis. Talanta, 27: 223-225.

Patterson C.C. & Settle D.M., 1976 - The reduction of orders of magnitude errors in lead analyses of biological materials and natural waters by evaluating and controlling the extent and sources of industrial lead contamination introduced during sample collecting, handling, and analysis. National Bureau of Standards Spec. Publ. 422: 321-351.

Purdue L.J., Enrione R.E., Thomson R.J. & Bonfield B.A., 1973 - Determination of organic and total lead in the atmosphere by atomic absorption spectrometry. Anal. Chem., 45: n°3, 527-530.

Tera F. & Wasserburg G.J., 1975 - Precise isotopic analysis of lead in picomole and subpicomole quantities. Anal. Chem., 47: n°13, 2214-2220.

Eléments en traces

Les données relatives aux éléments en traces utilisées dans ce mémoire ont été obtenues par différentes méthodes, dont voici une description succincte.

* Rubidium, Strontium

Ces deux éléments ont été analysés soit par spectrométrie de fluorescence X (XRF) à l'École des Mines d'Alès, soit par dilution isotopique et spectrométrie de masse (IDMS). Chacune de ces procédures est décrite dans le chapitre relatif à la méthode Rb-Sr.

* Lanthanides

Les dosages de Terres Rares ont été effectués au C.R.P.G. de Nancy par spectrométrie d'émission optique à source plasma (ICP-OES), après fusion de l'échantillon (500 mg), et élimination des éléments matriciels par échange ionique selon une procédure automatisée (Govindaraju & Mévelle, 1983, 1987). A partir d'une comparaison des résultats obtenus pour Sm et Nd par dilution isotopique, on peut conclure à un bon accord des deux méthodes, du moins pour les teneurs supérieures à dix fois le niveau chondritique.

* Zirconium, Yttrium, Niobium

Avec Rb et Sr, ces éléments figurent parmi les éléments en traces que la spectrométrie de fluorescence X à dispersion de longueur d'onde (WD-XRF) permet de doser avec le plus de précision et d'exactitude (Norrish & Chappell, 1977).

a - préparation de l'échantillon:

Le plus souvent, les échantillons ont été analysés sous forme de pastilles de 35 mm de diamètre, préparées à partir de 7.000 g de poudre compactée (30 " à 20 t/cm²) avec un liant organique (2.800 g de cire C Hoechst micropoudre). Lorsque la quantité d'échantillon disponible ne permettait pas de consacrer de façon définitive 7 g de poudre à la confection d'une pastille, l'analyse a été effectuée sur poudre non pastillée, contenue dans un godet à usage unique en matière plastique, à travers un film de Mylar. Ce mode d'analyse, qui interdit de travailler sous vide, présente les mêmes caractéristiques de précision, exactitude et limites de détection que l'analyse conventionnelle sur poudre pastillée (Bower & Valentine, 1986). On peut néanmoins craindre une moins bonne identité de conditionnement des standards et des échantillons inconnus, et il paraît préférable de confectionner une pastille chaque fois que cela est possible.

b - correction d'absorption de masse:

La procédure de correction des effets d'absorption massique est basée sur l'utilisation du rayonnement primaire diffusé par l'échantillon (raie Compton K beta du rhodium en l'occurrence), selon la méthode proposée par Reynolds (1963, 1967). Cette méthode est bien adaptée pour les rayonnements de longueur d'onde en deça de la discontinuité d'absorption due au fer, mais son extension en vue de l'analyse d'éléments dont les raies sont situées au-delà de la discontinuité (Nesbitt et al., 1976) n'a pas donné de résultats très probants lors d'essais de dosage de La, Ce et Nd. Il est préférable d'utiliser alors le coefficient d'absorption massique calculé à partir de la composition en éléments majeurs.

c - interférences spectrales:

Parmi les éléments analysés, deux présentent des problèmes d'interférence spectrale, l'yttrium et le zirconium. En effet, la raie K alpha de l'yttrium est superposée à la raie K beta du rubidium. La proximité des deux raies est telle (0.05° 2-theta sur LiF200, 0.07° sur LiF220) que ni l'utilisation du collimateur le plus fin (100 μ m), ni le cristal le plus dispersif (LiF220), ne permettent de résoudre cette interférence. La solution consiste donc à mesurer ensemble les deux radiations, à l'aide d'un cristal sensible mais de pouvoir de résolution plus faible (LiF200), et de corriger l'effet de Rb K beta par mesure de Rb K alpha, que l'on peut déterminer avec une très bonne précision. La calibration périodique du rapport d'intensité K alpha/K beta sur des échantillons artificiels dopés en rubidium, permet de corriger l'interférence de Rb de façon très satisfaisante, hormis dans le cas d'échantillons particulièrement riches en Rb (par ex. MA-N, 3600 ppm Rb), pour lesquels on doit déterminer de façon extrêmement précise et rapprochée dans le temps le rapport d'intensité des raies du Rb.

L'émission K alpha du zirconium est interférée par la raie K beta du strontium. Le Sr pouvant être mesuré avec un haut degré de précision, on peut avoir recours à une procédure de correction analogue à celle utilisée pour l'yttrium. Cependant, à l'instar de Weaver et al. (1983), on a préféré choisir la raie K beta moins intense, mais libre d'interférence sur le cristal LiF(220), en utilisant un temps de comptage plus long.

Compte-tenu de sa faible importance relative (quelques %), et de l'absence de standards bien connus aux faibles teneurs qui limite la qualité des déterminations du niobium, l'interférence de Y K beta sur la raie K alpha du niobium a été ignorée.

d - conditions instrumentales et standards utilisés:

Toutes les analyses ont été réalisées grâce à l'obligeance

de P. Gaudon, sur le spectromètre Philips PW 1400 de l'IMGM (Ecole des Mines d'Alès). Cet appareil, automatique, est piloté par un mini-ordinateur D.E.C. PDP 11, et équipé d'un générateur de 3 kW, 60 kV.

Les conditions générales d'analyse sont les suivantes: le rayonnement X incident est produit par un tube à anode en rhodium, utilisé à 60 kV, 40 mA; la mesure du rayonnement de fluorescence utilisé pour les dosages est effectuée au moyen d'un détecteur à flux gazeux et d'un scintillateur, couplés.

Les droites d'étalonnage ont été établies à l'aide des standards de roches de l'USGS, du CRPG, et du Mintek (AGV-1, G2, BHVO, MAG, QLO, SCO, STM, W2, SGR; GH, DRN, UBN, FKN, ANG, MAN; NIM-G, NIM-S), ainsi que du quartz pur (StPaul-la-Roche) et un disque de verre de silice Herasil (Heraeus).

Les analyses ont été effectuées en triple, ou sextuple (Rb, Sr) au minimum, ou bien douze fois (une nuit) lorsque les teneurs étaient faibles. Les détails relatifs à chaque élément sont résumés dans le tableau I.

e - précision analytique:

La reproductibilité des mesures est de +/- 0.5%, ou 0.5 ppm, suivant laquelle des deux valeurs est la plus grande, pour Rb et Sr (sur 12 mesures). La reproductibilité pour Zr, Nb et Y est de 5% ou 1 ppm. Comme c'est le cas pour toute méthode comparative, la qualité intrinsèque (exactitude) des déterminations est limitée par le degré de connaissance des poudres (standards internationaux) utilisées pour les calibrations.

* Uranium, Thorium

Certains échantillons ont été analysés au CRPG de Nancy par ICP-OES, après séparation chimique par chromatographie en phase inverse (Govindaraju & Mévelle, 1983).

Cependant, la plupart des résultats utilisés a été obtenue par dilution isotopique et spectrométrie de masse. La procédure chimique est celle utilisée pour les dosages de la méthode de datation du déséquilibre radioactif (M. Condomines).

La séparation conjointe de U et Th est effectuée par la "méthode nitrate" (Korkisch, 1969) qui met à profit la rétention de U (Kd env. 18) et Th (Kd env. 300) sur résine anionique, à partir de solutions nitriques env. 7M (Danon, 1958; Bunney et al., 1959), alors que les éléments matriciels sont peu ou pas retenus. U puis Th sont ensuite élués par H₂O et HCl 6M, respectivement. Bien que l'uranium ait un comportement trop mobile pour être utilisé avec profit dans l'étude des roches métamorphiques, il a été extrait en même temps que Th, combiné à lui, et chargé sur le même filament. Son émission, de plus basse température que celle du Th, permet ainsi de focaliser et stabiliser le faisceau ionique avant de commencer les mesures de Th.

Dans quelques cas, on a séparé simultanément U-Th et les

Lanthanides. En effet, les coefficients de partage présentés par Korkisch & Arrhenius (1964) montrent que U et Th sont, encore plus que les Terres Rares, très fortement retenus sur résine échangeuse d'anions à partir d'une solution mixte composée de 90% d'acide acétique glacial et 10% d' HNO_3 5M. On peut donc, après sorption de U, Th, Terres Rares (+ Pb, Cd,...), éliminer les éléments matriciels par lavage de la colonne avec la solution 90% HOAc -10% HNO_3 5M. Les Lanthanides sont élués par HNO_3 7M, U et Th étant retenus par la résine dans ces conditions. On élue ensuite U et Th par H_2O et HCl 6M, respectivement.

a - procédure chimique:

100 à 200 mg d'échantillon sont attaqués par HF-HClO_4 , après ajout du traceur mixte ^{235}U - ^{230}Th . Après évaporation lente d' HF , le résidu est soigneusement traité à HClO_4 afin de détruire les fluorures qui risquent de piéger sous forme insoluble une partie appréciable de U et surtout Th. On effectue ensuite une reprise à HNO_3 conc., puis l'échantillon est évaporé à sec, repris par 2-3 ml d' HNO_3 7M, centrifugé et chargé sur une colonne de 5 ml (diam. 1 cm) de résine AG 1 X8 200-400 mesh, forme NO_3^- . Les éléments matriciels sont éliminés par 7 ml d' HNO_3 7M, puis on élue U et Th successivement par 5 ml H_2O et 5 ml HCl 6M.

Le cas échéant, U et Th subissent une purification supplémentaire sur une colonne plus petite (1 ml de résine) selon la même procédure.

Dans le cas d'une séparation conjointe des Terres Rares et de U-Th, la solution (HCl) contenant l'échantillon après attaque HF-HClO_4 est traitée à l'ammoniaque 25% de façon à co-précipiter les hydroxydes de U, Th et Terres Rares, le fer et l'aluminium de l'échantillon jouant le rôle d'entraîneurs. Ce stade de co-précipitation a pour but de faciliter la reprise par la solution mixte 90% HOAc -10% HNO_3 5M. Après chargement sur la colonne de résine AG 1 X8 200-400 mesh (4 ml) préconditionnée, les éléments autres que U, Th, TR sont éliminés par 50 ml de solution 90% HOAc -10% HNO_3 5M. Les Terres rares sont éluées par 10 ml d' HNO_3 7M. On collecte enfin U par 5 ml d' H_2O et Th par 5 ml d' HCl 6M.

b - spectrométrie de masse:

De préférence au chargement sur triple filament de rhénium, long et coûteux, et qui n'évite pas totalement la formation d'oxydes, on a adopté le chargement sur simple filament de Re en présence de graphite colloïdal (Arden & Gale, 1974; Chen & Wasserburg, 1980; 1981). On obtient ainsi une émission de U et Th entièrement sous forme métal, avec un rendement d'ionisation satisfaisant.

Le dépôt, repris par quelques microlitres d' HCl 3M, est chargé sur un filament plat de Re dégazé, sur lequel on a déposé et évaporé 2 μl d'une suspension de graphite colloïdal Aquadag (BDH), diluée au 1/10 dans de l'eau. Après

séchage, le dépôt de U-Th est recouvert par 2 ul de la suspension de graphite. L'émission de U⁺ puis Th⁺ est enregistrée pour un courant filament compris entre 4 et 5 A sur le spectromètre Cameca TSN 206 S, équipé d'un multiplicateur d'électrons.

Remerciements: J. Sérage a réalisé la plupart des séparations chimiques U-Th.

REFERENCES

- Arden J.W. & Gale N.H., 1974 - Separation of trace amounts of Uranium and Thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. *Anal. Chem.*, 46: n°6, 687-691.
- Bower N.W. & Valentine G., 1986 - Critical comparison of sample preparation methods for major and trace element determinations using X-ray fluorescence. *X-Ray Spectrom.*, 1: 75-78.
- Bunney L.R., Ballou N.E., Pascal J. & Foti S., 1959 - Quantitative radiochemical analysis by ion-exchange. Anion exchange behavior of several metals in hydrochloric, nitric and sulfuric acid solutions. *Anal. Chem.*, 31: 324-326.
- Chen J.H. & Wasserburg G.J., 1980 - A search for isotopic anomalies in Uranium. *Geophys. Res. Lett.*, 7: n°4, 275-278.
- Chen J.H. & Wasserburg G.J., 1981 - Isotopic determination of Uranium in picomole and subpicomole quantities. *Anal. Chem.*, 53: n°13, 2060-2067.
- Danon J., 1958 - Separation of Thorium and Rare-Earth elements in nitric acid media by anion exchange. *J. Inorg. Nucl. Chem.*, 5: 237-239.
- Govindaraju K. & Mévelle G., 1983 - Geostandards and geochemical analysis. *Spectrochim. Acta*, 38B: 1447-1456.
- Govindaraju K. & Mévelle G., 1987 - Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of Rare-Earth elements. *J. Anal. Atomic Spectrom.*, 2: 615-621.
- Korkisch J., 1969 - Modern methods for the separation of rarer metal ions. Pergamon Press, 620p.
- Korkisch J. & Arrhenius G., 1964 - Separation of Uranium, Thorium and Rare-Earths in HNO₃-acetic acid medium. *Anal. Chem.*, 36: 850-854.

Nesbitt R.W., Mastins H., Stolz G.W. & Bruce D.R., 1976 - Matrix corrections in trace-element analysis by X-Ray fluorescence: an extension of the Compton scattering technique to long wavelengths. *Chem. Geol.*, 18: 203-213.

Norrish K. & Chappell B.W., 1977 - X-Ray fluorescence spectrometry. in: Zussman (ed.). *Physical methods in determinative mineralogy*, 2nd edit., Academic Press, London, 201-272..

Reynolds R.C., 1963 - Matrix corrections in trace element analysis by X-Ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by Compton scattering. *Amer. Mineral.*, 48: 1133-1143.

Reynolds R.C., 1967 - Estimation of mass absorption coefficients by Compton scattering: improvements and extension of the method. *Amer. Mineral.*, 52: 1493-1502.

Weaver B.L., Marsh N.G. & Tarney J., 1983 - Trace element geochemistry of basaltic rocks recovered at site 516, Rio Grande Rise, DSDP leg 72. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 72: 451-456.

TABLE DES MATIERES

* INTRODUCTION	p. 1
* CHAPITRE I : LES "OCEANS PERDUS" ET LEURS MARGES	p. 9
- L'ophiolite de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes)	p. 11
- Les massifs basiques-ultrabasiques du Limousin (Massif Central)	p. 21
- Les roches orthodérivées de l'unité de Malpica-Tuy (Galice)	p. 31
- Les séries bimodales de Marvejols et de l'Albigeois (Massif Central)	p. 47
- Le groupe leptyno-amphibolique du Lézérou, Rouergue (Massif Central)	p. 79
- Les ophiolites des Sudètes (Pologne)	p. 85
- Les lambeaux basiques-ultrabasiques de la "Ligne des Klippes" (Vosges)	p. 101
- Les océans varisques	p. 107
* CHAPITRE II : LES ASSOCIATIONS CATAZONALES DE HAUTE PRESSION	p. 131
- La dualité des roches catazonales de la chaîne hercynienne ..	p. 133
- Chronologie des événements métamorphiques	p. 159
- Les granulites précoces de haute pression et leur signification	p. 169
* CHAPITRE III : LE MAGMATISME MARQUEUR DES SUBDUCTIONS PALEOZOIQUES	
- La série bimodale de la Brévenne	p. 179
- Les andésites du Nord du Massif Central	p. 201
- L'association spilite-kératophyre cambrienne des Monts de l'Est de Lacaune	p. 241

* CHAPITRE IV : LA DIFFERENCIATION DE LA CROUTE TARDI-HERCYNIENNE:

GRANULITES BASI-CRUSTALES ET GRANITES p. 255

- Les granulites "de type II" p. 257

- La croûte inférieure du domaine varisque ouest-européen p. 270

- La Zone d'Ivrée p. 273

- Autres témoins de la croûte inférieure p. 332

- Les granitoïdes varisques du Massif Central p. 413

* CONCLUSIONS

- Essai de synthèse historique p. 445

- Chaîne hercynienne et chaîne alpine p. 455

* ANNEXES : TECHNIQUES ANALYTIQUES

- Procédure Samarium-Néodyme p. 1

- Procédure Rubidium-Strontium p. 17

- Procédure Uranium-Plomb p. 25

- Dosage des éléments en traces p. 35

Imp Sciences 24, Avenue des Landais - 63177 AUBIERE Cedex - Dépôt légal

4^e Trimestre 1989

RESUME

Ce travail utilise les propriétés de géochronomètre et de traceur pétrogénétique des systèmes isotopiques Sm-Nd, Rb-Sr et U-Pb, pour apporter une contribution à l'interprétation géodynamique de la Chaîne Hercynienne d'Europe. Dans ce but, on a étudié des formations d'origine magmatique diverses, choisies pour leur signification vis-à-vis des reconstitutions paléo-tectoniques.

Les résultats obtenus sur certaines suites bimodales (par ex. groupes leptyno-amphiboliques), et des associations basiques-ultrabasiques de nature ophiolitique (Chamrousse, Sudètes) suggèrent l'existence d'au-moins deux épisodes de distension majeurs, accompagnés de formation de croûte océanique, au Cambro-Ordovicien et au Dévonien.

La caractérisation de paléo-magmatismes d'arc et/ou de marge active montre que des phénomènes de subduction ont également marqué, à plusieurs reprises, l'évolution hercynienne (par ex. Dévonien sup. du N du Massif Central).

Par ailleurs, l'étude des granulites s.l. de la chaîne met en évidence leur dualité d'âge et d'origine. Aux éclogites et granulites de haute pression, formées dans un contexte de subduction au Paléozoïque moyen, s'opposent des granulites de pression plus faible, d'âge tardi-hercynien, qui constituent la croûte inférieure de l'Europe moyenne (par ex. Zone d'Ivrée, Zone Nord-Pyrénéenne).

La croûte supérieure est caractérisée par des granitoïdes carbonifères, dont l'abondance inhabituelle souligne, non seulement l'ampleur du phénomène thermique hercynien s.s., mais aussi la très large prépondérance des matériaux "fertiles", surtout métasédimentaires, sur d'éventuels fragments de socle Précambrien repris.

D'une façon générale, le rôle essentiel des processus de la Tectonique des Plaques est confirmé. Le schéma d'évolution historique proposé met l'accent sur l'existence de deux événements tectono-métamorphiques majeurs, séparés par une période de régime distensif. Le premier, d'âge Silurien, est important au plan métamorphique, mais mineur du point de vue orogénique. Il ne peut donc pas correspondre à une collision continent-continent, mais pourrait plutôt être interprété en termes d'obduction, ou de collision arc-continent. Le second événement, éo-Carbonifère, correspond à la fermeture des domaines océaniques. Il marque le début d'une évolution intra-crustale complexe, dominée d'abord par une tectonique tangentielle de grande ampleur, à double déversement, puis par une régime général de cisaillements décrochants. Une culmination thermique, d'origine probablement mantellique, accompagne cette dernière période, et semble responsable de la différenciation intra-crustale du segment médio-européen. A de nombreux égards, ce schéma de développement de l'Europe Varisque peut trouver un analogue plus récent dans le système alpin et méditerranéen. Les deux chaînes paraissent en effet résulter de processus voisins sinon identiques, impliquant la fermeture d'océans successifs, et ne différer que par la nature, immature (Hercynides) ou cratonisée (Alpes), des domaines engagés dans les phénomènes de collision