



**HAL**  
open science

# Les massifs basiques et ultrabasiques de Najac (Aveyron) et de Chamrousse (Alpes) - Etude géologique et géochimique

Jean-Louis Bodinier

► **To cite this version:**

Jean-Louis Bodinier. Les massifs basiques et ultrabasiques de Najac (Aveyron) et de Chamrousse (Alpes) - Etude géologique et géochimique. Pétrographie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1981. Français. NNT : . tel-00803436

**HAL Id: tel-00803436**

**<https://theses.hal.science/tel-00803436>**

Submitted on 22 Mar 2013

**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.

BODINIER (JL)  
A.

ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

**T H E S E**

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle de  
TECTONIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

LES MASSIFS BASIQUES ET ULTRABASIQUES  
DE NAJAC (AVEYRON) ET CHAMROUSSE (ALPES)  
ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE.

par

Jean-Louis BODINIER

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

12 FEV. 1982

Soutenu le 23 Septembre 1981 devant la Commission d'Examen.

JURY :	M. MATTAUER	Président
	C. DUPUY	Rapporteur
	J. LANCELOT	
	Ph. MATTE	
	B. LASNIER	

ACADÉMIE DE MONTPELLIER  
UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THÈSE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc  
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle de  
TECTONIQUE – GÉOPHYSIQUE – GÉOCHIMIE

LES MASSIFS BASIQUES ET ULTRABASIQUES  
DE NAJAC (AVEYRON) ET CHAMROUSSE (ALPES)  
ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE.

par

Jean-Louis BODINIER

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

15 FEB 1982

Soutenue le 23 Septembre 1981 devant la Commission d'Examen.

JURY : M. MATTAUER Président  
C. DUPUY Rapporteur  
J. LANCELOT  
Ph. MATTE  
B. LASNIER  
F. CARME

ATELIER DUPLICATION  
- U.S.T.L. -

10347116

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
E 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.48.43

15 FEV. 1982

QUE TOUTES LES PERSONNES QUI, DE PRES OU DE LOIN,  
ONT CONTRIBUE A L'ABOUTISSEMENT DE CE TRAVAIL  
TROUVENT ICI L'EXPRESSION DE MA RECONNAISSANCE...

1977  
1872

SOMMAIRE

Ce travail est composé de trois chapitres, qui correspondent respectivement à trois publications:

-le premier présente le cadre géologique et structural du massif de Najac (Bodinier et Burg, 1981) et discute ses relations avec l'ensemble des séries cristallophyliennes du Rouergue occidental;

-le deuxième concerne l'étude géochimique de ce massif, menée afin de définir son affinité géochimique et d'élucider les relations pétrogénétiques entre les différents termes qui le constituent (Bodinier, 1981);

-enfin, le troisième chapitre concerne l'étude strictement géochimique du massif de Chamrousse, avec des objectifs identiques à ceux envisagés pour le massif de Najac. Pour une meilleure compréhension du problème, les données géologiques mises aimablement à notre disposition par F. Carme y sont présentées succinctement (Bodinier et al., 1981).

Le but de cette étude, les résultats acquis et les implications majeures sont résumés dans les premières pages.

## OBJET DE L'ÉTUDE

Après Burret (1972), l'interprétation, en termes de tectonique des plaques, de la Chaîne hercynienne d'Europe, a été proposée par un certain nombre d'auteurs. Les modèles, essentiellement étayés par des arguments d'ordre paléogéographiques, géochimiques et paléomagnétiques, impliquent la résorption complète d'un ou de plusieurs océans paléozoïques, suivie de collision(s) entre blocs continentaux (Bard et al., 1980, par exemple).

Cependant, pour d'autres auteurs (Krebs et Wachen-dorf, 1973; Behr, 1978; Zwart et Dornsiepen, 1978), ces arguments ne justifient pas les modèles invoqués: pour eux, la Chaîne hercynienne serait de type ensialique, comme l'avait proposé Zwart (1967).

Dans le premier cas, le déplacement des plaques implique l'existence de zones de suture dans lesquelles sont préservées des lambeaux ophiolitiques ou des "mélanges tectoniques" composés d'éléments océaniques. Dans le second, les roches basiques (si elles existent) doivent présenter des caractères géochimiques assez différents.

Or, dans la Chaîne hercynienne d'Europe occidentale, des termes basiques et ultrabasiques jalonnent, du sud de la péninsule ibérique au sud-est du Massif de Bohême, une "zone mobile méridionale" (Bard et al., 1980). Les données géochimiques publiées jusqu'à présent témoignent généralement d'une affinité océanique pour les roches basiques métamorphiques dispersées le long de cette zone, au moins dans le Massif central français et en Bretagne méridionale (Montigny et Allegre, 1974; Jahn et al., 1977; Piboule, 1977; Nicollet et al., 1979; Piboule et Briand, 1979). Cette caractérisation s'appuie fondamentalement sur des comparaisons avec les roches océaniques actuelles provenant de divers environnements. C'est afin de participer à ce débat que j'ai entrepris, essentiellement au moyen des éléments-trace, l'étude de l'évolution pétrogénétique d'échantillons provenant de deux massifs, constitués de termes pétrographiques variés, qui appartiennent à cette "zone mobile méridionale": les massifs de Najac (Massif central, chapitre II) et de Chamrousse (Massifs cristallins externes alpins: Chaîne de Belledonne, chapitre III).

La validité d'un tel travail passe cependant par une connaissance détaillée du contexte géologique des échantillons analysés: si celui-ci était bien connu dans le Massif de Chamrousse, grâce en particulier aux travaux de F. Carme (1970, 1973a et b, 1975a et b), il était par contre nécessaire d'entreprendre une cartographie détaillée et l'étude pétrographique du massif de Najac (chapitre I).

La comparaison des modèles pétrogénétiques et des contextes géodynamiques proposés dans les deux cas permettent d'envisager un type d'évolution du magmatisme basique, valable pour une partie au moins des termes représentés dans cette zone mobile.

PRINCIPALES CONCLUSIONS

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

I- LES SIMILITUDES:

Avant d'examiner les points importants qui distinguent les massifs de Najac et de Chamrousse, il paraît intéressant de rappeler leurs nombreuses similitudes, qui justifient la confrontation des résultats obtenus pour chacun d'eux:

a) Contexte structural: Les deux massifs sont allochtones et impliqués dans des chevauchements dont l'évolution a persisté tardivement par rapport à la structuration majeure de la Chaîne hercynienne (Carme, 1973 et ch. I de ce travail). On notera d'ores et déjà, cependant, que l'importance volumétrique des termes basiques et ultrabasiques est nettement plus grande dans la série de Belledonne, à laquelle appartient le massif de Chamrousse (Carme, 1975), qu'elle ne l'est dans la série allochtone de Najac, essentiellement composée de roches acides.

b) Evolution métamorphique: Il n'existe pas d'assemblages "granulitiques" à Chamrousse, mais il convient de remarquer que de tels assemblages, à Najac, n'apportent aucune évidence d'un métamorphisme granulitique régional prograde de HP: d'une part, les gabbros coronitiques, bien qu'ils aient subi une évolution rétrograde continue jusque dans le faciès "schistes verts", ne montrent pas d'assemblages secondaires de PI-HT, d'autre part, aucun terme éclogitique vrai n'a été trouvé dans ce massif ou dans la série allochtone de Najac. Nous proposons donc (chapitres I et II) que l'apparition des assemblages, qualifiés, sans doute abusivement, de "granulitiques", correspond en fait à un rééquilibrage, isobare et subsolidus, des paragenèses magmatiques formées dans un laccolithe, lors de son refroidissement à la température de l'encaissant, sous les conditions du faciès "amphibolite à grenat". Ce processus affecterait seulement le cœur du massif, les bordures étant soumises plus rapidement à l'hydratation. Ce caractère distingue donc le massif de Najac des "Groupes leptyno-amphiboliques", tels qu'ils ont été décrits en Bretagne méridionale et dans d'autres régions du Massif central (Velde et al., 1970; Forestier et al., 1973; Lasnier, 1977; Nicollet, 1978; Carlier, 1978; Pin, 1979). Par contre, comme à Chamrousse, les assemblages minéralogiques témoignent d'une empreinte majeure laissée par le métamorphisme du faciès "amphibolite". Ce caractère, associé

à leur allochtonie, suggère que les séries de Najac et de Chamrousse ont été portées à un niveau structural relativement peu profond de la Chaîne hercynienne et plus élevé, en particulier, que celui où l'on rencontre les Groupes leptyno-amphiboliques au sens strict.

c) Pétrographie du magmatisme: Tous les termes pétrographiques dont dérivent les "granulites", les amphibolites et les serpentinites de Najac (cumulats lités péridotiques et pyroxénolitiques, gabbros, gabbros à gros grain, brèches magmatiques, gabbros à grain fin et/ou dolérites) sont représentées à Chamrousse. Dans les deux massifs, l'ordre de fractionnement des phases magmatiques est assez comparable; une différence fondamentale réside toutefois dans le rôle précoce important joué à Najac par l'orthopyroxène, aux côtés de l'olivine, puis du clinopyroxène, tandis que ce minéral est toujours très rare à Chamrousse. On notera également que dans ce dernier massif, les différents termes forment des unités complexes qui se recoupent les unes les autres et témoignent d'injections successives, tandis que le massif de Najac se distingue par sa grande homogénéité. Par ailleurs, le massif de Chamrousse est associé à de puissantes séries hypovolcaniques à volcano-sédimentaires inconnues à Najac.

d) Géochimie: Les deux massifs se sont formés à partir de magmas parents tholéitiques de compositions semblables, issus d'une fusion du manteau supérieur. Il est important de noter qu'aucun des deux massifs ne paraît avoir subi d'interaction avec une croûte continentale; les évolutions magmatiques se distinguent nettement, par ailleurs, de celles décrites dans les grandes séries tholéitiques continentales (Cox et al., 1967; Krishnamurthy et Cox, 1977.)

.Du point de vue des éléments lithophiles, les termes enrichis de Chamrousse, qui correspondent au stade I et se sont différenciés dans une chambre magmatique à fonctionnement continu (chapitre III), sont inconnus à Najac; cependant, les roches de ce massif présentent une très nette similitude, comme en témoigne l'évolution des Terres rares, avec leurs équivalents pétrographiques des stades II et III de Chamrousse (gabbros, gabbros à grain fin et filons doléritiques).

En résumé, les deux massifs se montrent très semblables, tant du point de vue de l'origine et de la nature des magmas impliqués dans leur genèse, que du point de vue de leurs évolutions tardives, postérieures au réajustement des paragenèses magmatiques aux conditions thermodynamiques de l'environnement. Les différences fondamentales apparaissent d'ores et déjà liées aux contextes structuraux de leurs mises en place.

## II - LES DIFFERENCES FONDAMENTALES:

-Le massif de Najac représenterait initialement un laccolithe de plus de 10kms de long et d'environ 1000m de puissance, mis en place vers 20kms de profondeur environ, au sein d'une croûte continentale amincie, dans les conditions de métamorphisme du faciès "amphibolite à grenat". Le magma parent tholéitique montre une composition semblable à celles des tholéites médio-océaniques actuelles et serait produit par fusion partielle du diapir mantellique associé à l'amincissement crustal. Dans un premier temps se dépose une série de cumulats lités à olivine, olivine+pyroxènes, le plagioclase n'intervenant alors que de façon très subordonnée. Dans le stade suivant, le fractionnement de ce minéral, à côté du clinopyroxène et d'une faible quantité d'oxydes ferro-titanés, provoque la cristallisation rapide du magma résiduel, comme en témoigne la grande homogénéité pétrographique et géochimique des gabbros. De petites chambres magmatiques résiduelles subsistent toutefois, dans lesquelles s'opère un dernier fractionnement, dominé par le plagioclase et les opaques. Les derniers liquides s'évacuent, après cristallisation de la masse gabbroïque, le long de fractures précoces, dans lesquelles les minéraux opaques s'accumulent préférentiellement. L'évolution finale, subsolidus, transforme les gabbros en "coronites", les gabbros à grain fin et/ou les dolérites porphyriques des chambres résiduelles en plagiopyrigarnites et les dolérites à grain très fin, des filons, en pyrigarnites. Les cumulats lités sans plagioclase ne subissent pas d'évolution notable à ce stade.

L'évolution du massif de Najac est caractérisée par l'existence d'un épisode unique d'injection magmatique, et l'absence de déformations plastiques précoces.

-Le massif de Chamrousse, au contraire, témoigne d'une évolution complexe, dans laquelle trois stades majeurs ont été reconnus. L'évolution de ce massif est caractéristique de celle des complexes ophiolitiques formés au niveau d'une zone d'expansion océanique: la fusion continue d'un diapir mantellique produit dans un premier temps, pour des taux de fusion relativement faibles, des tholéites enrichies en éléments incompatibles, qui alimentent une chambre magmatique centrale à fonctionnement continu (stade I). Cette chambre produit, par cristallisation fractionnée, une série de cumulats lités ultrabasiques et basiques à sa base et un complexe effusif à son sommet. Les cumulats formés à ce stade sont progressivement entraînés vers les domaines latéraux, tandis qu'ils

subissent une déformation tangentielle précoce à haute température. Une seconde génération de liquides se met en place dans ce domaine et alimente des chambres magmatiques éphémères, développées dans un encaissant mobile (stade II). Celles-ci cristallisent sous forme de gabbros, fréquemment affectés par le processus de "flow-layering"; les liquides résiduels néanmoins formés se mettent en place vers le sommet du complexe, sous la forme de nombreux sills de gabbros à grain fin. Le stade III correspond à l'intrusion des derniers liquides, nettement appauvris en éléments incompatibles, produits pour des taux de fusion relativement élevés du manteau supérieur. Ces liquides sont peu affectés par le processus de cristallisation fractionnée et se mettent en place aux limites externes de la zone active, dans les fractures précoces qui affectent la croûte océanique à ce niveau.

Les contextes structuraux proposés pour la genèse de chacun de ces deux massifs se traduisent par des différences importantes dans les évolutions minéralogiques magmatiques ou immédiatement subsolidus, bien que les magmas parents soient identiques:

- la mise en place des termes de Najac dans un laccolithe, vers 20 kms de profondeur, est en accord avec le fractionnement de l'orthopyroxène, aux cotés de l'olivine, puis du clinopyroxène, qui implique des pressions au moins égales à 6 kb (Yoder et Tilley, 1966; Green et Ringwood, 1967; Cox et Jamieson, 1974, ainsi qu'avec l'apparition subsolidus du grenat et du rutile. Ces caractères séparent nettement l'évolution de ce massif de celle des tholéites médio-océaniques.

- au contraire, à Chamrousse, l'orthopyroxène est rare, et totalement absent en particulier des premiers stades de la cristallisation fractionnée, tandis que le grenat et le rutile n'apparaissent à aucun moment. Le seul minéral probablement formé pendant le refroidissement des paragenèses magmatiques est une amphibole brune. Ces caractères sont en accord avec le fonctionnement d'une chambre magmatique à moins de 15 kms de profondeur, pour un gradient géothermique élevé, et donc avec le modèle d'une ride médio-océanique.

### IMPLICATIONS

L'ensemble des caractères rappelés ci-dessus permet de proposer que les massifs de Najac et de Chamrousse se sont formés à deux stades différents d'un processus de "rifting" intracontinental ayant évolué jusqu'à une ouverture océanique: le massif de Najac se serait mis en place de façon relativement précoce, en tous cas avant la rupture continentale (Scrutton, 1973). Il représenterait le fractionnement en profondeur des magmas tholéitiques dont les émissions plus superficielles, sous forme de champs de dykes, caractérisent les marges continentales passives actuelles. Ce caractère n'est nullement en contradiction avec le fait que les tholéites continentales sont généralement enrichies en éléments incompatibles (Frey et al., 1968), en effet des tholéites appauvries ont été décrites, sur la marge nord-est de l'Amérique, par exemple (Wegand et Ragland, 1970), ou dans l'ouest du Groënland (Clarke, 1970).

Par contre, le massif de Chamrousse correspondrait à un stade nettement océanique; toutefois l'importance volumétrique de la sédimentation terrigène dans le complexe volcano-sédimentaire associé suggère que le massif représente un stade relativement primitif de l'ouverture océanique. La composition des termes de Chamrousse en éléments-trace et la structure proposée pour l'axe d'expansion paraissent témoigner de vitesses d'ouverture lentes (Stern et De Wit, 1980) ( $\leq 2$  cms/an?).

Cependant, en l'absence de toute corrélation géologique directe, et de toute donnée géochronologique concernant ces massifs, il est impossible d'affirmer qu'ils appartiennent tous deux au même domaine d'expansion. Des données préliminaires sur les termes basiques du Groupe leptyno-amphibolique du Haut-Allier (Giraud, travaux en cours) montrent déjà que des mécanismes plus évolués, tels que des zones de subduction ont existé dans cette zone mobile de la Chaîne hercynienne. Il n'est donc pas possible d'exclure que l'expansion observée aie eut pour cadre structural une marge continentale, en arrière d'une zone de subduction, et corresponde à l'ouverture d'une mer marginale, selon le modèle proposé par Stern et De Wit (1980) pour les ophiolites du Chili.

## REFERENCES

- BARD J.P.,BURG J.P.,MATTE Ph.,RIBEIRO A.,1980 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques.Pub.Cong.Géol.Inter., Col. VI,p.233-246.
- BEHR H.J.,1978 - Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. Z.dt.Geol.Ges.,vol.129,p.283-318.
- BODINIER J.L.,BURG J.P.,1981 - Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophyliennes du Rouergue occidental:mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron).Bull.B.R.G.M.,sous presse.
- BODINIER J.L.,DUPUY C.,DOSTAL J.,CARME F.,1981 - Geochemistry of the ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif,Alps).Contr.Mineral.Petrol.,in press.
- BODINIER J.L.,1981 - Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Soumis.
- BURRET C.F.,1972 - Plate tectonics and the hercynian Orogeny.Nature,N°239,p.155-156.
- CARLIER G.,1978 - Etude des associations réactionnelles à structures coronitiques dans les métagabbros de la région nantaise.Thèse 3ème cycle,Paris, VI,171p.
- CARME F.,1970 - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique ante-hercynien dans la la chaîne de Belledonne (Alpes francaises).C.R.Acad.Sci. Paris,271D,p.631-633.
- CARME F.,1973a - Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne;essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche.C.R.Acad.Sci. Paris,277D,p.2133-2136.
- CARME F.,1973b - Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique tangentielle hercynienne dans le chaîne de Belledonne.C.R.Acad. Paris,277D,p.2309-2312.
- CARME F.,1975a - Essai d'interprétation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif central et dans les massifs cristallins externes alpins.C.R. Acad.Sci.Paris,281D,p.351-354.
- CARME F.,1975b - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne,Alpes occidentales):Une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne.C.R.Acad.Sci.Paris, 281D,p.223-226.
- CLARKE D.B.,1970 - Tertiary basalts of Baffin Bay possible primary magma from the mantle.Contr.Mineral.Petrol.,25,p.203.
- COX K.G.,MACDONALD R.,HORNUNG G.,1967 - Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of Southern Africa.Amer.Mineral.,52,p.1451-1474.
- COX K.G.,JAMIESON B.G.,1974 - The olivine-rich lavas of Nunavut: a study of polybaric magmatic evolution.J.Petrol.,15,p.269-301.

- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A., 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*, vol. 15, p. 562-577, 7 pl..
- FREY F.A., HASKIN M.A., POETZ J.A., HASKIN L.A., 1968 - Rare earth abundances in some basic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 73, p. 6085-6098.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967 - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, p. 767-833.
- JAHN B.M., PEUCAT J.J., CARPENTER M.S.N., 1977 - Géochimie des terres rares de glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (France) et de Taiwan. *Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay*, p. 280.
- KREBS W., WACHENDORF H., 1973 - Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 2611-2630.
- KRISHNAMURTHY K.P., COX K.G., 1977 - Picrite basalts and related lavas from the Deccan Traps of Western India. *Contr. Mineral. Petrol.*, 62, p. 53-75.
- LASNIER B., 1977 - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Nantes, 351 p..
- MONTIGNY R., ALLEGRE C.J., 1974 - A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279D, p. 543-545.
- NICOLLET C., 1978 - Pérologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du Dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central français). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, Sect. I, n°3, p. 225-263.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY C., 1979 - Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif central, France. In *Trondhjemitic, Dacitic and Related Rocks*. Barker F., ed. Elsevier, p. 535-563.
- PIBOULE M., 1977 - Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application à quelques metabasites du Rouergue et du Limousin (Massif central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 1133-1143.
- PIBOULE M., BRIAND B., 1979 - Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la recherche des sites géotectoniques des magmas tholéitiques parents des ortho-amphibolites. Application aux metabasites des groupes "leptyno-amphiboliques" du Massif central français. *Réun. Ann. Sci. Terre, Lyon*, p. 367.
- PIN C., 1979 - Age à 482 M.A. des roches ortho-dérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejol (Massif central) déterminé par la méthode U-Pb sur zircon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288D, p. 291-294.
- SCRUTTON R.A., 1973 - The age relationship of igneous activity and continental break-up. *Geol. Mag.*, 110-3, p. 227-234.
- STERN C., DE WIT M.J., 1980 - The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: Evidence from Chilean ophiolites. In "Ophiolites", *Proc. Internat. Ophiolite Symp.*, Nicosia, Cyprus 1979, p. 497-506.
- VELDE B., HERVE F., KORNPORST 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. Min.*, 55, p. 953-974.

- WEIGAND P.W., RAGLAND P.C., 1970 - Geochemistry of Mesozoic dolerites dykes from eastern North America. *Contr. Mineral. Petrol.*, 39, p. 195-214.
- YODER H.S., JR., TILLEY C.E., 1962 - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3-3, p. 342-532.
- ZWART H.J., 1967 - The Duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.*, 46, p. 283-309.
- ZWART H.J., DORNSIEPEN U.F., 1978 - The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnb.*, 57, p. 627-654.

Chapitre 1 : EVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ET TECTONIQUE DES SÉRIES CRISTALLO-PHYLLIENNES DU ROUERQUE OCCIDENTAL : MISE EN EVIDENCE D'UN CHEVAUCEMENT DANS LA RÉGION DE NAJAC (AVEYRON).

RESUME

Au Sud Ouest du Massif Central, le Rouergue occidental est constitué de terrains cristallophylliens dont la foliation, en gros monoclinale, plonge fortement vers l'Ouest. Ce caractère permet une coupe lithologique qui montre, du bas vers le haut, deux unités principales :

- une série schisteuse épizonale, comprenant des intercalations de porphyroïdes et de métagreywackes ;

- une série gneissique, épaisse de plus de 5000 m, constituée d'orthogneiss intrusifs dans un ensemble de paragneiss et de roches basiques et ultrabasiques.

Ces unités sont recoupées par le batholite granitique de Villefranche.

Une étude microtectonique met en évidence deux phases de déformation tangentielle dans les micaschistes, tandis qu'une seule est observée dans les orthogneiss. Elle montre que la limite entre les schistes épizonaux et les gneiss est soulignée par un niveau mylonitique.

Une partie des roches basiques et ultrabasiques, initialement portée dans le faciès granulite, sont ensuite rétrotransformées de façon synchronique dans le faciès Amphibolite, compatible avec les associations minérales observées dans les gneiss acides. La rétrotransformose se poursuit dans un climat épizonal, qui caractérise également le métamorphisme prograde de la série inférieure.

Cette histoire tectonique et métamorphique est rattachée à l'orogénèse hercynienne. Nous suggérons qu'un chevauchement ductile sépare les gneiss de la série épizonale prograde. Les orthogneiss se sont mis en place pendant le chevauchement vers le Sud, en emballant le matériel basique et ultrabasique.

ABSTRACT

The western Rouergue (SW of the French "Massif Central") has been carefully investigated from tectonical and petrographical point of view. From the bottom to the top, two main units have been recognized :

- epizonal micaschists with some intercalations of "porphyroides" (metarhyolites ?) and metagreywackes ;
- paragneisses, enclosing mafic and ultramafic rocks, intruded by orthogneisses.

These units are cut by the "Villefranche" granitic intrusion.

Two isoclinal deformation phases related to the Variscan tectonic events have been observed in the micaschists and the paragneisses, while only one phase seems to have affected the orthogneisses. Furthermore mylonites occur at the boundary between the micaschists and the gneisses.

Some mafic and ultramafic rocks have been initially metamorphosed in the granulite facies. Then they are retrogressed in the amphibolite facies observed in the gneisses. Gneisses and mafic-ultramafic rocks are then retrogressed during deformation in the low-grade metamorphism observed in the micaschists.

We suggest that a Variscan ductile thrust directed southward developed between the gneisses (enclosing mafic and ultramafic units) and the micaschists. The orthogneisses could have emplaced during displacement of the nappe and along the thrust plane.

I - INTRODUCTIONI.1 - Situation géographique et géologique

A la limite des départements de l'Aveyron, du Lot, du Tarn-et-Garonne et du Tarn, la faille de Villefranche prolonge le Sillon Houiller vers le Sud, et sépare la partie occidentale du "Rouergue cristallin" (Collomb, 1970) des formations sédimentaires du Quercy (Fig. 1). Elle est bordée, sur presque toute sa longueur, par une bande de terrains métamorphiques de 500 à 3000 m de large, limitée à l'Est par le batholite granitique à granodioritique de Villefranche. Cette bande s'élargit à l'Est de Villefranche-de-Rouergue et vers le Sud, où elle passe en continuité aux séries du Rouergue central.

Nous avons étudié la partie moyenne de ce domaine (feuille à 1/50 000 de Najac), profondément entaillée par les gorges de l'Aveyron et du Viaur (cf. carte hors texte). Ces deux rivières et leurs principaux affluents permettent d'établir des coupes continues dans la série métamorphique.

I.2 - Travaux antérieurs

Les auteurs du siècle dernier citent cette région presque uniquement pour les roches basiques et ultrabasiqes qui y sont exposées (Cordier, 1817 ; Dufrenoy et Elie de Baumont, 1841 ; de Boucheporn, 1848 ; Boisse, 1852 ; Bergeron, 1889, 1907a). Puis, quelques reconnaissances ponctuelles y sont faites dans le cadre de la révision de la carte géologique (Bergeron, 1905, 1906, 1907b ; Bergeron et Dereims, 1910 ; Durand, 1932 a et b , 1938, 1939), mais ce n'est qu'en 1941 que Roques dévoile son caractère fondamental, en décrivant la coupe des gorges du Viaur : des "micaschistes supérieurs" s'enfoncent vers l'Ouest sous des "micaschistes inférieurs" associés à des niveaux "d'embranchites ocellées, d'amphibolites et de serpentines". Il met en évidence deux domaines, dont les limites sont parfaitement reportées sur la carte au 1/320 000 jointe à sa thèse (1941) :

J. Fournier - U.S.C.G.  
 MAISON DES GEOSCIENTISTES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GIE C.E.L.E. C.F.D.F.X  
 I.L. 04 76 54 27 - Tél. 04 76 54 40 58  
 Mail: platour@ujf-grenoble.fr

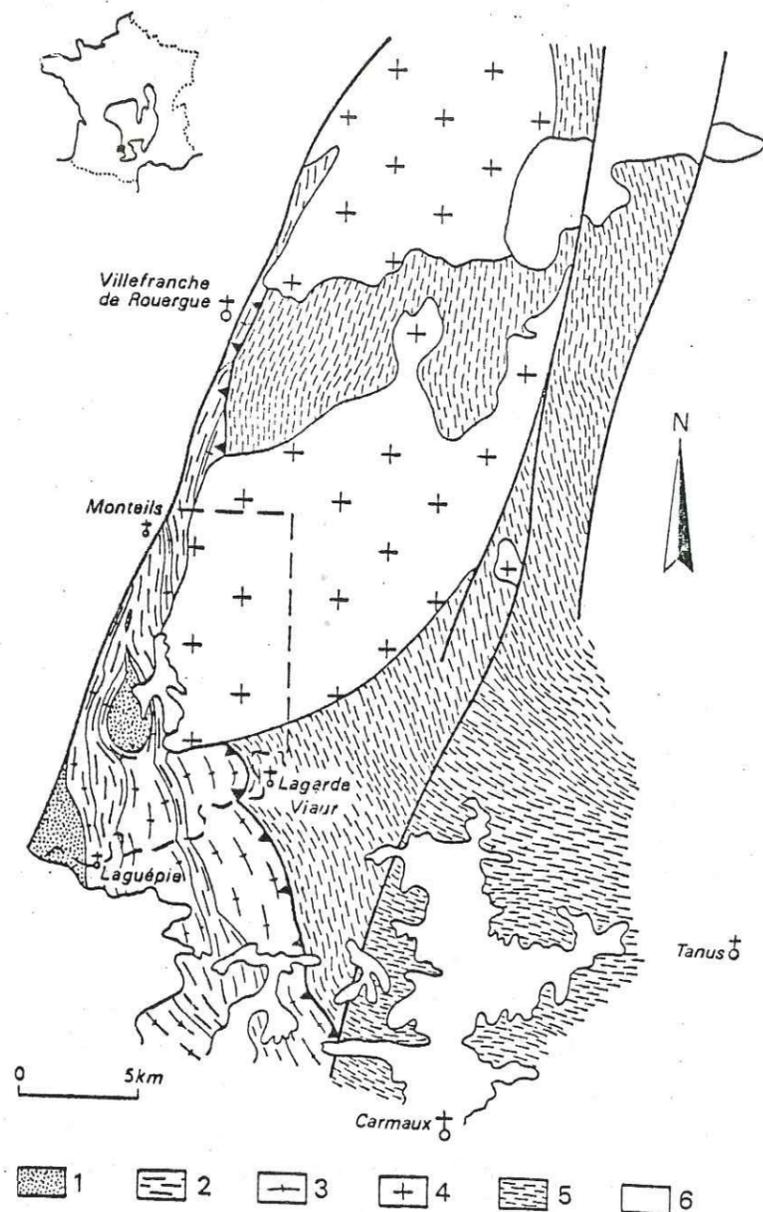


Figure 1 : Carte simplifiée du Rouergue occidental (d'après Collomb, 1970, modifiée).

1 : Roches basiques et ultrabasiqes ; 2 : Paragneiss ; 3 : Orthogneiss ; 4 : Batholite de Villefranche ; 5 : Séries épizonales autochtones ; 6 : couverture sédimentaire.

- le domaine inférieur, faiblement métamorphique, se prolonge vers l'Est jusqu'à "la bordure des micaschistes inférieurs du massif de Rouergue (Levezou) et les terrains sédimentaires du Causse du Comtal, sous lesquels ils sont en continuité avec les micaschistes supérieurs de la vallée du Lot".

- le domaine supérieur, nettement plus métamorphique, est limité à la zone comprise "entre la faille et le granite de Villefranche".

Cet auteur propose alors qu'un "renversement tectonique" puisse rendre compte d'une telle inversion zonéographique. Par la suite, la limite entre ces deux domaines n'est reprise ni dans la troisième édition de la carte géologique de Rodez à 1/80 000 (1969), ni dans les travaux de Collomb (1950, 1952, 1954, 1970). Ce dernier décrit avec précision l'évolution des assemblages métamorphiques et distingue "deux phases de métamorphisme", dont "les intensités" respectives conduisent à distinguer deux types d'évolution nettement opposés :

- dans le secteur NW (entre Villefranche-de-Rouergue et Najac), le second épisode est rétro-morphique par rapport au premier : les "gneiss fins" à biotite, grenat et feldspaths évoluent vers des faciès à chlorite, muscovite ("gneiss chloriteux de Villefranche") ;

- dans le secteur SE, au contraire, le second épisode prograde correspond au développement de la biotite, de l'albite et du grenat à partir d'assemblages à chlorite, muscovite, quartz formés pendant le premier épisode ("micaschistes du Pont-de-Tanus").

Si cet auteur ne décrit aucune disharmonie structurale entre ces deux domaines, il reconnaît toutefois (Collomb, 1970) que "des mouvements tectoniques importants ayant eu lieu dans l'intervalle, les surfaces d'isomé-tamorphisme du second épisode ne sont pas parallèles à celles du premier".

Par ailleurs, Collomb décrit tous les types pétrographiques communément rencontrés dans ce secteur. Il démontre l'origine éruptive de la plupart des "embréchites ocellées" de Roques (1941), mais reconnaît aussi la présence

locale de véritables "gneiss d'imbibition". Il décrit en détail et souligne le caractère singulier (Collomb, 1970, p. 203-203) de "la leptynite de la Capélanie" que Roques (1941) avait observée au contact des deux domaines métamorphiques.

Enfin, en 1963, Fortuné dresse un inventaire minéralogique de la région de Najac.

### I.3 - Intérêt de l'étude

Plusieurs travaux récents (Carme, 1974, 1975 ; Burg et Matte, 1977a et b ; Faure et al., 1979) ont confirmé l'existence des grands chevauchements que Demay (1931, 1932, 1942, 1945, 1946, 1948a et b) et von Gaertner (1937) avaient envisagés au sein des séries cristallophylliennes du Massif Central. Ces contacts sont jalonnés par des niveaux de roches basiques et ultrabasiques et séparent des unités superposées qui donnent une configuration à zonéographie inverse du métamorphisme (Burg et Matte, 1978).

La probabilité d'un chevauchement séparant les deux domaines définis par Roques (1941) dans le Rouergue occidental paraissant confortée par la plupart des caractères brièvement énumérés ci-dessus, il devenait intéressant d'y entreprendre une étude pétrographique et structurale détaillée, appuyée par une cartographie à 1/10 000 du secteur-clef situé entre Monteils (Aveyron), Lagarde - Viaur (Tarn) et Laguëpie (Tarn et Garonne).

## II - PETROGRAPHIE DE LA SERIE METAMORPHIQUE

Après Roques (1941), nous distinguons :

- a) une série inférieure épizonale,
- b) une série supérieure gneissique, caractérisée par la trilogie : orthogneiss-paragneiss-corps basiques et ultrabasiques.

### II.1 - La série inférieure épizonale

Elle se compose de trois termes principaux :

- . des schistes à chlorite-muscovite,
- . des porphyroïdes,
- . des métagreywackes.

II.1.1 - Les schistes à chlorite-muscovite : ils sont bien représentés au Nord du Viaur, où ils forment en particulier un affleurement quasi-continu le long de la route qui descend de Saint André de Najac à Lagarde-Viaur. Ces roches, monotones sur le terrain, ne montrent guère plus de diversité en lames minces où apparaît un rubanement millimétrique irrégulier, de quartz et d'une faible quantité de feldspaths corrodés difficilement déterminables, d'une part, et de muscovite-chlorite à faible cristallinité, d'autre part.

Un métamorphisme prograde épizonal y est toutefois discernable : des microlithons "en amande", composés exclusivement de chlorite et de muscovite sont isolés dans le plan de foliation que soulignent, avec ces deux minéraux, de très fines lamelles de biotite.

Au sommet de la série, les schistes sont en contact direct avec la "leptynite de la Capélanie" dans laquelle ils peuvent s'intercaler localement en niveaux métriques. Dans cette zone, et sur une épaisseur de quelques mètres seulement, ils prennent l'aspect caractéristique de séricitoschistes satinés : la roche se délite en grandes lames finement feuilletées, dans lesquelles aucun minéral n'est visible à l'oeil nu. Au microscope, on ne distingue qu'un feutrage de séricite extrêmement fine, apparemment homogène, allongée dans la foliation, dans laquelle sont dispersées de nombreuses amandes, à chlorite-muscovite nettement mieux cristallisées que la trame sériciteuse. Dans ce type pétrographique, le quartz ne se rencontre plus que sous la forme de petites lentilles dispersées dans la roche.

II.1.2 - Les porphyroïdes (proparte "gneiss ocellés du Bas-Viaur", Collomb, 1970) : ils apparaissent sur la rive Nord du Viaur, mais ne prennent une réelle importance qu'au Sud de cette rivière (routes de Lagarde-Viaur à Montirat, où à la Pégarié). Dès l'affleurement, on distingue des feldspaths

centimétriques, blanchâtres, légèrement fusiformes, ainsi que des quartz à reflets bleus étirés dans la foliation. En lame mince, ces feldspaths aux contours parfois automorphes, sont essentiellement constitués de microcline ; le quartz semble plus déformé. Le fond de la roche est de teinte claire et est constitué de quartz, feldspaths alcalins, muscovite et un peu de chlorite, tous de petite taille ; seules quelques grandes lames de muscovite se sont développées, en particulier au contact des phénocristaux feldspathiques. Par analogie avec "le porphyroïde de Réquista" (Roques, 1941) ou d'autres "blaviérites" du Rouergue (Bergeron, 1889 ; Collomb, 1952), ces roches représentent vraisemblablement d'anciens termes effusifs acides.

II.1.3 - Les métagreywackes : ce troisième type pétrographique apparaît au Nord du Viaur en intercalations métriques au sein des schistes. Les différents niveaux s'épaississent vers le Sud pour former l'essentiel des roches associées aux porphyroïdes, en les séparant cartographiquement du reste de la série. Dans leur aspect le plus typique, ces formations se distinguent des deux types précédents par leur allure massive : la foliation y est peu marquée ; la roche, plutôt sombre, est constituée d'une multitude de clastes millimétriques à plurimillimétriques, parmi lesquels on reconnaît des fragments de quartz bleuté, isolés dans une matrice à grain très fin.

L'observation microscopique confirme ce caractère et montre que la plupart des clastes sont minéralogiquement identiques aux phénocristaux des porphyroïdes, mais de taille plus réduite. La matrice rappelle par contre les schistes à chlorite-muscovite. Ces caractères permettent de considérer ces roches comme d'anciennes greywackes<sup>(\*)</sup>, probablement formées à la limite des épanchements volcaniques et de la sédimentation quartzo-pélimitique. On observe d'ailleurs tous les intermédiaires entre le faciès-type décrit ci-dessus et

- les schistes, par diminution de la phase porphyroclastique,
- les porphyroïdes, par augmentation du nombre et de la taille des clastes.

\* Nous utilisons ce terme ici, de préférence aux termes "grauwackes" ou "arkoses", avec le sens proposé par Dzulynski et Walton (1965) : "Ce sont des roches détritiques exclusivement marines comportant un large éventail de dimensions de grains anguleux (microbrèches), cimentés par une matrice à grain fin d'origine détritique généralement recristallisée. Les éléments constitutifs anguleux représentent un mélange de minéraux et de fragments de roches ayant le plus souvent une origine volcanique ou magmatique".

## II.2 - La série gneissique

II.2.1 - Les orthogneiss - Ils constituent trois massifs :

(1) Le massif supérieur ("orthogneiss de Najac", Collomb, 1957)

Il affleure en une bande étroite le long de la faille de Villefranche et se situe au sommet de la série métamorphique du Rouergue occidental, sauf dans la région de Laguëpie, où il est lui-même surmonté par un massif amphibolitique. La roche, caractérisée par une foliation nette, montre une grande homogénéité dans tous les affleurements ; les phyllosilicates y constituent de minces pellicules onduleuses séparant d'abondantes amandes quartzo-feldspathiques. La nette prédominance des feldspaths alcalins, le caractère manifestement primaire d'une partie de la muscovite et le faible pourcentage des minéraux femiques (biotite chloritisée), permettent de considérer que ce massif, dont l'origine éruptive a été démontrée par Collomb (1970), représente un leuco-syéno granite à gros grain (nomenclature d'après Streckeisen, 1967), à deux micas, riche en quartz (30 à 40 %), déformé et partiellement rétro-morphosé.

(2) Le massif intermédiaire (pro-partie "gneiss ocellés du Bas-Viaur" (Collomb, 1970))

Il est séparé du précédent par une bande de paragneiss. Puissant vers le Sud, il s'amincit rapidement au niveau du massif basique et ultrabasique de Najac, qu'il enveloppe entièrement. Le faciès le plus fréquent est un gneiss à grain moyen dans lequel sont dispersés des cristaux de feldspaths potassiques. En lame mince, le quartz, typiquement interstitiel, apparaît nettement moins abondant que dans l'orthogneiss de Najac, tandis qu'au contraire, la biotite chloritisée y est mieux exprimée. Les grands cristaux feldspathiques sont constitués d'orthose perthitique et témoignent d'une surcroissance poeciloblastique postérieure à celle des autres minéraux ; tous les stades de recristallisation en microcline y sont visibles. Les caractères minéralogiques et texturaux de ces gneiss ocellés en font d'anciens monzogranites porphyriques.

Outre les hétérogénéités liées à la déformation et/ou à la rétro-morphose, les variations de faciès sont fréquentes et correspondent généralement à une augmentation de la densité des phénocristaux, qui peuvent parfois former l'essentiel de la roche. Dans ce cas, ils sont généralement de moindre taille

et non poeciloblastiques. Au contact du massif basique et ultrabasique de Najac, on observe des faciès à grain fin, non ocellés, riches en biotite, ainsi que des faciès à grain grossier, très feldspathiques, d'une couleur rose caractéristique et à composition de leucomonzonites, voire de leucosyénites quartziques.

(3) Le massif inférieur (pro-parte "gneiss ocellés du Bas Viaur, Collomb, 1970)) :

Il n'est séparé du précédent que par une bande étroite formée à la fois d'orthogneiss et de paragneiss rétro-morphosés. Les faciès sont semblables à ceux qui viennent d'être décrits dans le massif intermédiaire, mais la déformation y est plus intense.

- Si cette dernière affecte tous les massifs, à la base du niveau intermédiaire, les échantillons montrent une fragmentation et un étirement plus important des phénocristaux feldspathiques ; la matrice est elle-même fortement laminée, mais ne montre pas, à ce stade, d'évolution minéralogique importante, si ce n'est une légère augmentation de la muscovite secondaire. La répartition de ces faciès est hétérogène : ils se présentent en bandes étroites qui s'anastomosent autour de lentilles décamétriques d'orthogneiss moins déformés.

- A la base du massif inférieur, des roches identiques passent en continuité à des faciès plus laminés encore, comme le montre la réduction de taille et la dispersion des clastes, qui assurent la transition avec "la leptynite de la Capélanie". En lames minces, les clastes apparaissent constitués d'orthose et/ou de microcline et, plus rarement, de plagioclase ; ils sont isolés dans une matrice à grain fin (10  $\mu$ m) constituée surtout de quartz en rubans polycristallins, de muscovite recristallisée en petites lames et d'une chlorite jaunâtre très fraîche. La foliation est marquée par l'aplatissement des quartz et l'orientation des phyllites.

Par ailleurs, les contacts entre les orthogneiss et les paragneiss sont clairement intrusifs : ces derniers subissent des transformations caractéristiques qui seront décrites plus loin. De plus, la cartographie montre que les

corps basiques et ultrabasiques sont moulés par les orthogneiss (massif de Najac). Ces caractères témoignent de la mise en place des orthogneiss sous forme de laccolithes dans une série constituée de paragneiss parmi lesquels se trouvaient déjà dispersés les termes basiques et ultrabasiques.

Enfin, à des degrés variables, ces trois massifs montrent une évolution rétro-morphique des paragenèses magmatiques :

- . recristallisation des orthoses perthitiques en microcline,
- . chloritisation complète des biotites,
- . développement de muscovites secondaires, en particulier au contact des feldspaths potassiques.

II.2.2 - Les paragneiss - Les deux niveaux de paragneiss isolés au Sud entre les massifs orthogneissiques se réunissent au Nord de Najac pour former l'essentiel de la série : ils contiennent alors de nombreuses lentilles métriques à pluri-décamétriques d'amphibolites situées dans le prolongement du massif de Najac.

Bien que leur aspect soit variable, Collomb a montré (1950, 1952, 1954, 1970) que les paragneiss dérivent tous d'un matériel détritique relativement homogène. De plus, ils ont tous eu, à un stade de leur évolution, au moins deux des trois phases - plagioclase ( $An \sim 20$ ), biotite et grenat - à l'équilibre ; mais aucun minéral typomorphe des séries silico-alumineuses n'y est jamais développé. Quatre facteurs essentiels sont responsables de la grande diversité des faciès :

- la variation des proportions minéralogiques dans le sédiment originel ;
- la nature et l'importance des modifications subies à proximité des orthogneiss ;
- le degré de rétro-morphose ;
- l'intensité des différentes déformations.

On ne tient pas compte ici du métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite de Villefranche. Son influence est très développée dans la partie Nord où tous les faciès sont uniformisés par la recristallisation et le

développement de minéraux tardifs (biotite essentiellement). L'influence de ces différents facteurs est décrite à travers les faciès les plus typiques.

(1) *Influence de la composition minéralogique initiale*

a) Les gneiss fins s.s. ("Gneiss fins de Long-Col", Collomb, 1970).

"Il s'agit d'une roche bien litée, à grain fin, se débitant en dalles d'épaisseurs variables, le long de surface micacées souvent bien planes. La couleur, grise lorsque la roche est fraîche, passe au brun par altération. (...) A l'oeil nu, ou même à la loupe, la finesse du grain ne permet guère de distinguer que des paillettes de mica noir et blanc, groupées en minces lits réguliers, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques". Cette description d'un gneiss fin de la Forêt des Palanges, par Collomb (1970), s'applique également aux gneiss exposés à l'Est de Mergieux, au bord de la route de Laguëpie à Laval, au Nord du Château du Pic de Najac... La finesse et l'homogénéité granulométrique de la roche apparaissent clairement au microscope. La foliation est marquée par l'alternance de niveaux monominéraux discontinus de quartz (50 % ou plus du volume total de la roche) et de phyllosilicates (biotites brun-sombre, légèrement verdâtres et partiellement chloritisées, et muscovites, en proportions égales). Le plagioclase, non ou mal maclé, est irrégulièrement réparti, la forme et la disparité de taille des cristaux évoquent une origine clastique ; les grenats, de petite taille, sont rarement abondants.

Ces gneiss fins représentent d'anciens grès fins feldspathiques, probablement psammitiques, affectés par un métamorphisme épizonal profond à mésozonal, puis par un début de rétro-morphose (Collomb, 1970).

b) Gneiss fins quartzitiques - Métaquartzites à biotite-grenat

Les gneiss fins s.s. peuvent montrer une alternance de bancs centimétriques à métriques mis en relief à l'affleurement par leurs résistances plus ou moins grandes à l'altération et à l'érosion. En lame mince, les différences apparaissent essentiellement liées aux variations du rapport quartz/plagioclase dans la composition minéralogique. Par l'intermédiaire de ce type transitionnel, on passe fréquemment à une roche sombre et résistante à l'érosion dont la microstructure est identique à celle des gneiss fins s.s. Cependant, sa composition minéralogique révèle ses caractères particuliers : les constituants

essentiels sont le quartz et une biotite brun-rouge ; le grenat est généralement abondant, ainsi que les minéraux opaques qui forment de petits agrégats de magnétite et d'ilménite. Plagioclase et muscovite sont rares. Cette roche représente d'anciens grès fins, riches en oxydes ou hydroxydes de Fe, Ti, métamorphisés dans les mêmes conditions que le faciès précédent. L'ensemble des faciès détritiques à l'origine des paragneiss évolue entre les deux pôles.

(2) *Modification des gneiss fins au voisinage des orthogneiss*

Dans son étude générale des séries métamorphiques du Rouergue, Collomb (1970) interprète toutes les migmatites du secteur oriental, ainsi que la plupart des faciès qu'il qualifie de "gneiss d'imbibition" en terme de métasomatose régionale. Pour cet auteur, ce processus joue un rôle fondamental dans l'évolution du métamorphisme : en arrière du "front thermique", responsable de la cristallisation topochimique des ectinites épizonales, puis mésozonales, progressent successivement "les fronts chimiques silico-sodiques et silico-alumino-potassiques". Ce concept de métasomatose à l'échelle régionale a été par la suite abandonné et des travaux récents (Nicollet, 1978) ont montré que la plupart des termes ayant servi de base aux descriptions de Collomb étaient en fait, soit des roches ayant subi une fusion partielle hydratée, essentiellement topochimique (migmatites), soit des orthogneiss ("gneiss de Pareloup", par exemple).

Cependant, dans la série gneissique du Rouergue occidental, certains types pétrographiques particuliers montrent les caractères de gneiss fins enrichis en phases secondaires, manifestement exotiques (feldspaths potassiques et quartz, essentiellement). Tous ces faciès sont compris entre deux types extrêmes :

a) Gneiss fins à lentilles leptynitiques

Dans des gneiss fins s.s. sont dispersées de nombreuses lentilles à grain fin, généralement pluricentimétriques. Dans les faciès laminés, elles forment des niveaux centimétriques allongés, donnant à la roche un aspect "migmatitique" ; dans les faciès peu déformés, au contraire, elles constituent des filonnets légèrement sécants sur la foliation, et replissés isoclinalement.

En lames minces, les niveaux leptynitiques montrent un assemblage à texture granoblastique à polygonale (Bard, 1980) essentiellement constitué de petits cristaux de quartz, de plagioclase et surtout d'orthose maclée Carlsbad. De petits cristaux automorphes et maclés d'orthose limpide se sont également développés au sein de grandes orthoses poeciloblastiques corrodées. Les grenats, abondants, appartiennent à deux générations : les premiers, de petite taille, sont corrodés ; les seconds, de taille encore plus faible, sont subautomorphes et limpides. La muscovite, en petites lames fraîches et peu orientées, une faible quantité de chlorite, ainsi que de l'apatite et quelques opaques complètent la minéralogie.

#### b) Gneiss fins ocellés

Il n'est pas toujours aisé, sur le terrain, de distinguer ce type pétrographique des orthogneiss qui affleurent généralement à proximité. Le passage continu aux gneiss fins, quand il est visible, fournit un premier critère de différenciation, mais c'est en lame mince qu'apparaissent les caractères fondamentaux de cette roche :

- Tous les minéraux caractéristiques des gneiss fins sont représentés dans la matrice, y compris la biotite brun-verdâtre typique de cette formation et les grenats, toujours absents des orthogneiss. Différence importante, toutefois, la taille de ces minéraux est dans ce cas assez nettement supérieure à celle qui caractérise les gneiss fins et elle croît régulièrement vers le contact. Parallèlement, la foliation tend à s'estomper.

- Les "yeux" sont généralement constitués d'un seul cristal poeciloblastique d'orthose perthitique, plus ou moins recristallisé en microcline, et prolongé à chaque extrémité par des agrégats de quartz, plagioclase acide et microcline qui s'amincissent progressivement en formant des rubanements hololeucocrates millimétriques dans la foliation. On observe par ailleurs des rubanements semblables dispersés à travers la matrice. Les porphyroblastes sont identiques à ceux des orthogneiss, y compris par leur recristallisation en microcline.

En dépit de la diversité des faciès, les gneiss fins "imprégnés" présentent un certain nombre de caractères communs :

- ils sont localisés à la périphérie des massifs orthogneissiques, formant des niveaux transitionnels, à caractère ambigu sur le terrain. Des lentilles isolées ont toutefois été reconnues dans le secteur Nord, assez loin de tout affleurement d'orthogneiss, mais la cartographie a montré qu'elles apparaissent dans le prolongement des principaux laccolithes.

- Aucune de ces roches ne présente sur échantillon ou au microscope les caractères spécifiques des migmatites par anatexie (aucune concentration de minéraux réfractaires (mélanosomes) et jamais de franges surmicacées à la périphérie des enclaves leucocrates, par exemple).

- Les feldspaths acides des leptynites et des porphyroblastes sont essentiellement potassiques (orthose - microcline) tandis que ceux des paragneiss encaissants sont plus typiquement sodiques (oligoclase). Leur composition rappelle d'avantage celle des feldspaths des orthogneiss.

- Confirmant cette observation, l'examen des analyses publiées par Collomb (1970) montre une nette évolution du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  selon le degré d'imprégnation (gneiss fins s.s. :  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$  ; gneiss fins "imprégnés" :  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$ ).

La diminution du rapport s'accompagne toujours d'une augmentation de la somme globale des alcalins.

L'ensemble de ces caractères nous conduit à proposer, pour l'origine de ces différents faciès, un mécanisme de type métasomatique au sens large, au sein des gneiss fins. Cette métasomatose est localisée à la périphérie d'intrusions laccolithiques syéno à monzogranitiques pendant leur mise en place dans les conditions de la mésozone. Les principales étapes de ce processus sont successivement :

- L'injection à faible distance du contact, dans un plan proche de la foliation, de veinules quartzo-feldspathiques, tandis que l'encaissant recristallise. Au-delà, l'injection se poursuit sous forme de filonnets aplittiques pluricentimétriques, qui deviennent légèrement sécants sur la foliation ; les effets de la recristallisation sont, à ce niveau, très atténués dans l'encaissant.

- la porphyroblastose témoigne d'un stade ultime de cristallisation : les poeciloblastes d'orthose se développent aussi bien dans les orthogneiss que dans leur bordure. Leur croissance dans les paragneiss est favorisée par la présence de veinules aplittiques à partir desquelles ils se développent dans la trame gneissique, en conservant parfois à l'état d'inclusions des traces de l'ancienne foliation. Au-delà de cette zone, la densité des porphyroblastes décroît assez rapidement et seuls, finalement, les filonnets aplittiques en contiennent.

### (3) Influence de la rétro-morphose

Le caractère rétro-morphique des séries du Rouergue occidental a tout d'abord été signalé par Roques (1941). Collomb (1950, 1952, 1954, 1970) en fait l'un des caractères les plus marquants de cette région et l'attribue à un épisode tardif de métamorphisme : "la phase du Bas-Rouergue".

Si les faciès quartzitiques sont peu affectés, hormis par la déstabilisation de la biotite et des grenats en chlorite, les gneiss fins s.s. et les gneiss fins ocellés subissent des transformations complètes respectivement en chlorito-schistes et en micaschistes.

#### a) Les chlorito-schistes

Ces roches présentent un feuilletage typiquement schisteux lié à l'abondance des phyllites ; chlorite et quartz dominent la composition minéralogique, mais la muscovite est également abondante. Cet assemblage est semblable à celui des schistes à chlorite-muscovite de la série épizonale prograde ; toutefois, plusieurs caractères les distinguent :

- dès l'affleurement, la cristallinité des phyllites, formant des feuillets verdâtres centimétriques, apparaît nettement supérieure dans ce type pétrographique ;

- au microscope, on reconnaît la trace d'anciens grenats, conservée sous forme de pustules chloriteuses ;

- enfin, ces faciès ne constituent jamais des horizons homogènes mais des alternances centimétriques à métriques avec des niveaux moins rétro-morphosés où la texture des gneiss fins est plus ou moins conservée.

#### b) les micaschistes

Bien que Collomb (1970) signale la présence de micaschistes dans la région de Laguëpie, il n'envisage pas leur caractère rétro-morphique ; en fait, si la roche est effectivement caractérisée par l'abondance de la muscovite, cristallisée en grandes lames, on remarque dès l'affleurement que ce minéral forme des taches légèrement en relief, irrégulièrement dispersées sur la foliation. Sur des surfaces normales au feuilletage, on observe de nombreuses amandes fusiformes, généralement très allongées dans la foliation.

Certains faciès moins rétro-morphosés montrent de telles amandes de muscovite dispersées dans une matrice ayant conservé les caractères des gneiss fins. Dans ce cas, des clastes relictuels de feldspath potassique sont visibles au coeur. Tous les stades d'évolution, enfin, peuvent être reconnus : par déformation, les grains fins ocellés passent à des faciès porphyro-clastiques, qui subissent ensuite une rétro-morphose syncinématique jusqu'à résorption complète des clastes en lentilles de muscovite ; la matrice, quant à elle, subit l'évolution caractéristique aboutissant aux chlorito-schistes.

### (4) Influence des déformations tardives

Postérieurement à la structuration des gneiss fins, tels que nous les avons décrits, deux phases de déformation souple accompagnent leur rétro-morphose :

- la première, tangentielle, correspond à une intense lamination ; le quartz développe un faciès "en ruban". Les poeciloblastes des types "ocellés" sont étirés puis fragmentés en clastes de toutes dimensions ;

- la seconde est responsable de faciès particuliers décrits en détail par Collomb (1970, "Gneiss chloriteux de Villefranche"). Dans ces roches, caractérisées par un stade avancé de rétro-morphose, la foliation disparaît à l'échelle de l'affleurement au profit d'une forte linéation de crénulation induite par un intense gaufrage centimétrique. Les conditions de formation de ces microplis apparaissent clairement sur certains affleurements (route de Laguépie à Laval) ou sur une carte détaillée : ils sont systématiquement associés à des disharmonies de plissements de toutes dimensions produits par cette phase ultime :

- à petite échelle, des niveaux décimétriques de ce type pétrographique apparaissent formés aux dépens de niveaux très rétro-morphosés, alternant avec des niveaux quartzeux, sur les flancs de plis métriques ;

- à grande échelle, ces faciès sont uniformément développés dans les bandes étroites de paragneiss rétro-morphosés intercallés entre les massifs orthogneissiques inférieurs et moyens, comme en témoignent les affleurements de la vallée de la Serène.

### II.2.3 - Les termes basiques et ultrabasiques

Les termes basiques composent l'essentiel des massifs de Laguépie et de Najac ; ce dernier regroupe également tous les termes ultrabasiques de la région et est prolongé vers le Nord par un chapelet d'amphibolites dispersées dans les paragneiss.

#### (1) *Le massif de Najac*

Il se présente cartographiquement comme une lentille d'un peu plus de 4 km de long sur 2 km dans sa plus grande largeur. Arrondi à son extrémité Sud où la foliation dessine un pli à axe subvertical, il se termine en pointe vers le Nord. Ce caractère lenticulaire est confirmé géophysiquement par les données de gravimétrie et de magnétisme (Muon, 1980 ; Bayer, comm. pers.). En dépit d'une rétro-morphose prononcée qui tend à uniformiser les différents faciès, il est possible de reconstituer la série originelle. Les termes ultimes de cette rétro-morphose, composant l'essentiel du massif, font seuls l'objet des descriptions antérieures :

- Dufrenoy et Elie de Beaumont (1841) : "éruptions serpentineuses" attribuées au début du Mésozoïque ;
- Boisse (1852) : les amphibolites constituent le produit du métamorphisme des gneiss encaissants par "les massifs éruptifs de serpentine" ;
- Bergeron (1889) : La serpentine, antérieure à la mise en place du granite de Villefranche, dérive de l'altération des amphibolites à zoïsite ;
- Bergeron (1907a) : les amphibolites dérivent du métamorphisme d'une série dolomitique sous l'action du granite de Villefranche ;
- Roques (1941) reconnaît l'origine péridotique des serpentinites ;
- Collomb (1970) : le massif de Najac représente un laccolithe à cumulats péridotiques associés, intrusif avant le métamorphisme régional dans une série cambrienne (série de Villefranche). Cet auteur distingue en outre "des amphibolites sombres à grenat", en plus "des amphibolites claires à zoïsite" déjà décrite par Bergeron (1889) et Roques (1941), il décrit aussi un affleurement de pyroxénites.

La division que nous adoptons ici s'appuie sur la nature des roches magmatiques initiales et détermine autant de "séquences métamorphiques" plus ou moins indépendantes. Les assemblages successifs correspondant aux différents stades du métamorphisme témoignent d'une évolution continue : la plupart des termes montre des assemblages complexes, hérités de plusieurs étapes. Ce caractère est particulièrement développé dans les faciès préservés de toute déformation situés au cœur du domaine occidental (enclaves gabbroïques et serpentinites à olivine et pyroxènes relictuels).

#### a) Gabbros - gabbros coronitiques et amphibolites dérivées

Les gabbros affleurent sur presque toute la longueur du massif en une bande continue séparant la série ultrabasique occidentale de la masse amphibolique principale. Résistants à l'érosion, ils forment une arête rocheuse dominant les gorges de l'Aveyron à l'Ouest et celle de la Serène au Sud. Ce niveau s'avère constitué de boudins où la structure magmatique est conservée, enveloppés par des flaser-gabbros plus ou moins amphibolitisés. Vers l'Ouest, ces faciès passent rapidement à de véritables amphibolites intercalées entre les gabbros et la série ultrabasique ; vers l'Est, la transition, régulière,

est plus lente, et la bordure orientale n'est plus constituée que d'amphibolites banalisées.

L'évolution de cette séquence est particulièrement démonstrative ; on y reconnaît :

- un stade initial magmatique, correspondant à l'équilibre clinopyroxène-plagioclase-(ilménite) : il s'agit de gabbros à grain moyen, non rubanés, passant localement à des leuco-gabbros à gros grain, voire à des faciès de brèches magmatiques, où des éléments pyroxénolitiques anguleux, pluricentimétriques, sont isolés dans une matrice feldspathique.

- un stade "granulitique"\* surtout développé dans les faciès à grain moyen (tous les gabbros sont affectés, comme en témoigne le développement du rutile en place de l'ilménite, mais l'expression la plus spectaculaire de ce métamorphisme, c'est-à-dire le développement de couronnes de grenat, caractérise les faciès à grain moyen. Dès que la taille des minéraux magmatiques augmente, à fortiori donc dans les leucogabbros et les brèches magmatiques, ces dernières n'existent plus, bien que les phases réactionnelles, clinopyroxène et plagioclase, soit présentes). Mais par ailleurs, dans les gabbros à grain moyen, le stade coronitique n'est jamais dépassé ; il est caractérisé par la persistance des phases magmatiques initiales, dont témoigne le "clouding" du plagioclase (Polderwaard et Gibkey, 1954), entre lesquelles, à l'interface clinopyroxène-plagioclase, se sont développés les couronnes de grenat. Seule l'ilménite disparaît totalement parfois au profit du rutile.

\*Ce terme est utilisé ici avec la signification que lui attribuent Winkler (1967), de Waard (1967), Lasnier (1970, 1977) et désigne "le faciès (...) s'étendant au-delà des conditions les plus rigoureuses du faciès amphibolite à almandin (...) les termes métamorphiques de passage entre les deux faciès ne s'observent bien que dans les roches gabbroïques et ce, dans les deux sens, c'est-à-dire vers un métamorphisme plus accusé ou rétro-morphique." (Lasnier, 1970).

Une transformation supplémentaire affecte les coronites avant la rétro-morphose proprement dite : le plagioclase basique relictuel est remplacé par de la zoïsite sous la forme de fines baguettes parallèles, plus ou moins coalescentes, entre lesquelles subsiste une faible quantité d'un plagioclase acide, d'où disparaît toute trace de "clouding". Cette réaction est parfois considérée (Lasnier, 1970) comme un stade ultime du processus de coronitisation.

- Le premier stade de rétro-morphose, syncinématique, provoque l'ouralitisation des clinopyroxènes et leur recristallisation en trémolite. Les couronnes de grenat sont disloquées et une partie est résorbée, tandis qu'au contraire, à partir de certains "nucléi" ainsi formés se développe un grenat de seconde génération. La zoïsite recristallise également en gros prismes allongés dans la foliation, tandis que du sphène apparaît sous forme d'auréoles autour des grains de rutile.

- une seconde phase tangentielle accompagne la rétro-morphose ultime : la zoïsite recristallise en clinozoïsite puis évolue progressivement, à partir des bordures, pour donner de la pistacite. Ce minéral forme également des auréoles autour des grenats, qui se résorbent. L'amphibole primaire recristallise en prismes allongés d'une hornblende vert-clair, tandis que le sphène tend à remplacer totalement le rutile. Ce dernier stade de la rétro-morphose est assez généralisé à l'échelle du massif et affecte fréquemment des roches n'ayant pas subi le stade antérieur : dans les gabbros coronitiques, on observe ainsi le remplacement du grenat des couronnes par de l'épidote, celui du rutile par du sphène, ainsi qu'une ouralitisation tardive des pyroxènes.

#### b) Eclogitoïdes et amphibolites dérivées

Nous utilisons ici le terme "éclogitoïde" (Lasnier, 1977) pour décrire des roches à grain fin, caractérisées par l'association stable du faciès granulite : CPX non jadéique,  $\pm$  grenat  $\pm$  plagioclase. Les variations des teneurs en plagioclase permettent en outre de distinguer parmi elles de véritables pyrigarnites (Berthelsen, 1960, Vogel, 1967), à grenat abondant et rare plagioclase acide relictuel et des pyriclasites à grenat (ou plagiopyrigarnites)

(Berthelsen, 1960, de Waard, 1973). Ces roches, ainsi que les amphibolites rétro-morphiques qui leur sont associées apparaissent dispersées au sein des amphibolites dérivées de gabbros, soit sous forme de lentilles à grain très fin, de faibles dimensions et à contact franc, soit sous forme de passées métriques à décimétriques, à contours plus ou moins diffus.

Le premier type de gisement, comme on peut l'observer près de Cassagnes, où ces roches recoupent des gabbros coronitiques peu déformés, dérive clairement d'anciens filons pluridécimétriques intrusifs dans la masse gabbroïque. Bien que les associations et les textures magmatiques aient été totalement oblitérées, ce caractère, ainsi que la finesse de leur grain, permet de proposer pour ces roches une origine doléritique.

Le second type de gisement correspond à des roches à grain plus grossier et généralement plus riches en plagioclase, pouvant passer localement aux gabbros coronitiques.

Dans tous les cas, le clinopyroxène est relictuel et presque entièrement remplacé par un kélyphitoïde. Le grenat, abondant, ne montre pas de structure coronitique et ne s'altère jamais en kélyphite. Le plagioclase est peu abondant, voire très rare (pyrigarnites) : il est toujours limpide et interstitiel ; on n'observe jamais de zoïsite. Ces caractères témoignent que l'"acidification" du plagioclase, contrairement à celui des gabbros, atteint son point d'équilibre dès le stade précoce du métamorphisme granulitique. Le rutile est abondant, mais systématiquement associé à de l'ilménite relictuelle.

La rétro-morphose s'accompagne du développement de hornblende verte à partir du kélyphitoïde (les pyroxènes ne s'ouralitissent jamais directement), de pistacite aux dépens des grenats, essentiellement, et de sphène à la périphérie de cristaux de rutile et d'ilménite : on passe alors aux "amphibolites sombres à grenat" décrites par Collomb (1970).

### c) Série ultrabasique

Elle est typiquement litée : dans les faciès peu déformés, d'une part, la foliation est sécante sur un "banding" (S0) et, d'autre part, des récurrences de niveaux lithologiques variés apparaissent à toutes les échelles. Si les chloritites et les chloritites à serpentine, dérivant de péridotites, dominant, de nombreux niveaux trémolitiques ou chlorito-trémolitiques témoignent probablement de la présence antérieure de clinopyroxénolites et de wehrilites. Une origine gabbroïque, voire anorthositique, est par ailleurs attribuée à de fins rubanements (millimétriques) à grenat, trémolite, épidote. Enfin, des masses décimétriques à décimétriques, fusiformes, d'amphibolites à grenat sont interprétées comme d'anciens gabbros ou gabbro-norites intrusifs dans la série litée.

Les relations entre les principales phases de déformation et les cristallisations successives permettent d'établir des corrélations entre les stades de rétro-morphose dans la série ultrabasique et dans la série gabbroïque.

- le stade granulitique n'affecte pas la composition minéralogique des péridotites : bien que les couronnes autour de l'olivine soient les premières à apparaître, avant celles des minerais et des pyroxènes (Gjelsvik, 1952), elles nécessitent la présence de plagioclase, or ces deux minéraux n'apparaissent jamais simultanément dans le massif : les faciès gabbroïques à olivine, et à fortiori troctolitiques sont inconnus. A ce stade du métamorphisme et en l'absence de plagioclase, les assemblages à olivine et /ou pyroxènes † minerais sont stables. Cependant, un type pétrographique mineur, mais relativement spectaculaire, porte clairement l'empreinte de ce métamorphisme : localement, dans les niveaux à trémolite ou chlorite-trémolite s'observent de fins rubanements montrant la succession rythmique suivante :

- . niveaux centimétriques à amphibole trémolitique, petits grenats relictuels, † clinozoïsite, épidote, clinochlore ;
- . niveaux plurimillimétriques à grenat, † épidote ;
- . niveaux plurimillimétriques à clinozoïsite, † plagioclase secondaire.

Le fin liseré de grenat, continu, parallèle au "banding", formé au contact de minces niveaux gabbroïques riches en pyroxène et de passées anorthositiques, peut être considéré comme l'équivalent des couronnes dans les gabbros. Un tel processus, conduisant à la formation de "pyriclasites rubanées", confirme le caractère statique de cette réaction, comme c'est le cas généralement dans le reste du Massif Central et dans le Sud de la Bretagne (Lasnier, 1977 ; Carlier, 1978 ; Nicollet, 1978 ; Pin, 1979).

Enfin, il est impossible de reconnaître cet épisode dans les amphibolites à grenat associées à la série ultrabasique, très affectées par la recristallisation mésozonale ; le rutile, ainsi que le diopside relictuel visibles en quelques affleurements peuvent cependant lui être attribués.

- Par la suite, les diverses paragenèses magmatiques ou granulitiques subissent une rétro-morphose. Plus encore que dans la série gabbroïque, elle témoigne ici d'une évolution continue. Les corrélations avec les phases tectoniques permettent cependant de considérer comme pénécemporains du faciès Amphibolite : à zoïsite-grenat le développement dans les termes ultrabasiqes de la trémolite, puis d'une chlorite primaire (prochlorite du groupe de la corundophyllite ; Fortuné, 1963), tandis que le faciès Amphibolite à épidote correspond ici au développement d'une chlorite secondaire (clinocllore : Fortuné, 1963). La serpentisation finale des olivines et orthopyroxènes relictuels se produit en climat statique et ne correspond à aucun épisode particulier dans la série gabbroïque.

#### Rétromorphose des péridotites

Dans ces termes, à compositions de lherzolites ou de dunites, pauvres en clinopyroxène, le développement de la trémolite est très subordonné. Quand elle cristallise, en faible quantité, elle réagit dans un stade ultérieur avec les orthopyroxènes et l'olivine pour donner une prochlorite puis se résorbe totalement. A ce stade, la prochlorite se développe largement à travers la roche, à partir des joints intergranulaires, ou en pseudomorphe de petits orthopyroxènes ; dans le même temps apparaissent de nombreuses exolutions de magnétites. Il se peut que du spinelle primaire participe à cette réaction qui s'arrête toujours avant que la chlorite n'occupe la moitié du volume. La stabilité de cette chlorite est d'ailleurs éphémère.

elle se transforme en une chlorite secondaire (clinocllore) et disparaît progressivement, tandis que la magnétite recristallise en amas xénomorphes. La chlorite secondaire continue à se développer aux dépens de l'olivine et de l'orthopyroxène relictuels qui peuvent disparaître totalement. Une partie subsiste généralement, toutefois, jusqu'au stade final caractérisé par la bastitisation des orthopyroxènes et le développement d'antigorite et de chrysotile en climat statique. Au contact des magnétites, on observe également une transformation de la chlorite secondaire en un mélange crypto-cristallin apparemment constitué de talc, de serpentine et d'hématite.

#### Rétromorphose des pyroxénolites

Contrairement à ce que l'on observe dans les péridotites, la trémolite cristallise largement, en grandes lames incolores et remplace totalement la paragenèse initiale, accompagnée par une faible quantité de zoïsite. Les transformations ultérieures concernent essentiellement le développement de chlorite qui forme un assemblage plus ou moins stable, dans les stades ultimes, avec l'amphibole :

- Dans un premier temps, une chlorite primaire, proche des prochlorites des péridotites, se forme, soit directement par recristallisation de la trémolite en amphibole secondaire, magnétite et chlorite, soit entre la trémolite et la zoïsite, qui se transforme au contact en épidote.

- Enfin, cette chlorite peut évoluer en clinocllore, qui réagit finalement au contact des magnétites en donnant du talc et de l'hématite.

#### Phases "mineures" des ultrabasites

En plus des grandes fibres d'asbeste à composition de grammatite ("néphrite") signalées par Fortuné (1963) dans des fractures tardives, nous avons observé la cristallisation de talc à l'interface roches basiques - roches ultrabasiqes, manifestation développée pendant la rétro-morphose. Dans le secteur oriental, où la rétro-morphose est très avancée, le gisement de la Vaysserie anciennement exploité pour une utilisation locale, appartient à ce type.

d) Termes acides associés au massif de Najac : leptynites

Au coeur du massif a été reconnu un niveau leptynitique plus ou moins continu, se prolongeant jusque vers le Nord (il est visible à l'entrée de Najac, dans le talus qui borde la route de St André). Ce niveau, constitué d'une roche leucocrate à grain fin, est concordant dans la foliation des amphibolites. La texture est granoblastique ; la foliation est marquée par l'allongement de petits prismes équidimensionnels d'une orthose non perthitique constituant près de 70 % du volume total. Le quartz est interstitiel, tandis que le plagioclase forme des clastes de toutes tailles, plus ou moins granulés. La biotite est très rare, tandis que la muscovite, plus abondante, est nettement tardive. Quelques grains de magnétite et d'apatite forment l'essentiel des minéraux accessoires.

Bien que son caractère typiquement potassique exclue toute liaison cogénétique de cette roche avec les termes basiques représentés dans le massif, son type de gisement milite cependant en faveur d'une origine filonienne.

e) Amphibolites dispersées au sein des paragneiss :

Comme nous l'avons signalé, ces amphibolites prolongent cartographiquement l'extrémité nord, très étirée, du massif de Najac. Ces faciès sont totalement banalisés en amphibolites à hornblende verte, plagioclase, grenats relictuels, épidote, sphène, ilménite et magnétite. Inclues dans l'auréole de métamorphisme du batholite de Villefranche, elles ont en outre subi une recristallisation affectant particulièrement le plagioclase.

f) Conséquences : mise en place et évolution tectono-métamorphique de la série roches basiques et ultrabasiques - paragneiss

- Le métamorphisme granulitique

On s'accorde généralement pour admettre que la coronitisation des gabbros constitue une étape de l'éclogitisation, au cours d'un métamorphisme granulitique de HP-HT (Vogel et Warnaars, 1967 ; Green et Ringwood, 1967 ; Lasnier, 1970). Par contre, la relation "éclogitoïdes" (pyrigarnite +

pyriclasite) - éclogites est plus controversée : si pour certains auteurs (Vogel, 1967 ; Green et Ringwood, 1967), les conditions de formation des "éclogitoïdes", à clinopyroxène non jadéitique, témoignent d'un degré moins sévère que celui qui régit l'éclogitisation s.s., d'autres, ayant observé la coexistence jusqu'à l'échelle du millimètre des deux faciès, évoquent l'influence d'autres facteurs tels le chimisme initial (Lasnier, 1977 ; cet auteur considère que dans les mêmes conditions de métamorphisme, certains termes sont "éclogitisables", tandis que d'autres donnent des pyrigarnites) ou des phénomènes divers, tels que l'hétérogénéité des pressions partielles de fluides, ou certains phénomènes cinétiques ...

Le massif de Najac apporte une contribution à cette discussion puisqu'on y observe, dans un volume plurikilométrique, différents termes "plus ou moins granulitiques" ayant conservé une partie des textures et relations structurales acquises au stade magmatique. Les termes analogues sont généralement plus dispersés dans d'autres régions. Le caractère le plus évident est la liaison nette qui existe entre la taille du grain initial et la nature pétrographique de la granulite dérivée :

- les gabbros à gros grain et les faciès de "brèches magmatiques", à composition gabbroïque, ne subissent pas la coronitisation (par contre, la transformation ilménite → rutile est aussi nette que dans les coronites) ;
- les gabbros coronitiques dérivent de gabbros à grain moyen ;
- les pyriclasites dérivent de gabbros à grain fin ;
- les pyrigarnites, contenant une faible quantité de plagioclase résiduel, de filons doléritiques ou/et à grain très fin.

Sans pour autant exclure le rôle éventuel d'autres facteurs, tels les circulations de fluides ou le chimisme - l'importance de ce facteur a été montrée dans les ophiolites alpines de Corse (Ohnenstetter et al., 1976) comprenant des termes analogues à ceux de Najac ; cependant, il s'agit, dans le cas de la Corse, d'un métamorphisme nettement différent (HP-BT), essentiellement caractérisé par l'entrée du sodium dans les amphiboles et les pyroxènes. Il

paraît clair que les textures magmatiques ont joué à Najac un rôle déterminant dans l'apparition (ou la non-apparition) des divers types de textures granulitiques, pour des compositions minéralogiques semblables, et des conditions thermodynamiques globalement homogènes. Ce caractère est en accord avec les conclusions de Carlier (1978) qui considère que, si les réactions caractéristiques de ce métamorphisme sont régies à la fois "par un processus de diffusion (intragranulaire et intergranulaire) et par un processus de dissolution et de croissance des phases", et impliquent "l'équilibre entre les phases néoformées, le bord des phases primaires et un fluide intergranulaire", "le processus de dissolution et de croissance contrôle la vitesse de réaction".

On notera que l'on n'observe jamais à Najac, entre le faciès granulite et le faciès amphibolite à grenat-zoïsite, le stade granulitique intermédiaire PI-HT, marqué par la présence de couronnes secondaires à Opx-Pl, décrit dans le Haut Allier par Lasnier (1977), ni même le stade BP-TI (à hornblende brune), connu du Haut Allier à Marvejols (Lasnier, 1977 ; Pin, 1979).

- Relations des métamorphismes : massif de Najac - paragneiss encaissants

Les relations cristallisation - déformation (cf. chapitre IV) montrent que le premier stade de rétro-morphose syncinématique des termes basiques et ultrabasiqes dans le faciès amphibolite à grenat est contemporain du métamorphisme, mésozonal et synschisteux, des paragneiss, considéré comme prograde, en l'absence de toute relique d'un métamorphisme antérieur de plus haut degré.

Toutefois, on ne peut cependant exclure que le métamorphisme granulitique statique des termes basiques et ultrabasiqes soit lui aussi plus ou moins contemporain du métamorphisme général des séries encaissantes ; plusieurs caractères militent en faveur de cette hypothèse :

Le caractère statique du faciès granulite est en accord avec sa localisation exclusive au sein de méga-lentilles, affectées tardivement par la déformation tangentielle et l'hydratation (il est clair en effet que cette déformation accompagne l'hydratation et catalyse l'apparition du faciès amphibolite). Au contraire, les assemblages tardifs caractérisant les bordures du massif de Najac et les amphibolites dispersées dans le secteur Nord ne semblent pas dériver d'assemblages du faciès granulite, mais témoignent plutôt d'un passage direct des assemblages magmatiques dans le faciès amphibolite : on y observe par exemple le développement de sphène à partir d'ilménite, et non de rutile, tandis que la clinozoïte, qui pourrait témoigner de la présence antérieure de zoïsite, est absente.

L'hypothèse que le faciès granulite aie été atteint seulement au coeur du massif, en climat statique et pour des  $P_{H_2O}$  nettement inférieures à celles de l'encaissant, au début de la première phase tangentielle, ne peut donc être écartée.

- Mise en place du massif de Najac au sein des paragneiss

Deux hypothèses peuvent à priori être envisagées :

i) Les termes basiques et ultrabasiqes sont totalement allochtones et jalonnent un chevauchement précoce. Cette hypothèse est en accord avec la structure typiquement tectonique du massif de Najac, la présence de lentilles dispersées dans son prolongement nord et l'intrusion d'un laccolithe syncinématique d'orthogneiss dans la zone de contact. Dans ce cas, on peut envisager que les assemblages granulitiques se soient formés avant la déformation tangentielle en climat mésozonal et que le massif puisse ne représenter qu'un fragment d'une structure plus importante (croûte océanique, par exemple).

Cette hypothèse, cependant, s'accommode mal du fait que les paragneiss situés de part et d'autre du massif de Najac, et donc d'un contact hypothétique, sont parfaitement identiques : tous les faciès décrits précédemment (chapitre II.2.2.) sont représentés semblablement dans les deux domaines.

ii) Le massif représente tout ou partie d'un laccolithe intrusif dans la série gneissique pendant le métamorphisme mésozonal de relativement haute pression ( $P_T \sim P_{H_2O} = 7 \text{ à } 8 \text{ kb}$ ), dans le faciès Amphibolite à grenat. Dans un premier temps, le réajustement des assemblages à la température de l'encaissant, pour une pression constante et  $P_{H_2O} < P_T$ , provoque la granulitisation (Velde, 1970, Griffin et Heier, 1973), puis l'hydratation syn-cinématique conduit finalement au faciès Amphibolite à grenat-zoïsite. Ces laccolithes sont parallèlement soumis à un boudinage pouvant générer des zones de faiblesse, éventuellement réutilisées en chevauchements à flèche limitée dans laquelle s'injectent les orthogneiss. Les données préliminaires de l'étude géochimique en cours (Bodinier, 1981) permettent d'ores et déjà de s'orienter vers cette seconde hypothèse.

#### (2) Le massif de Laguëpie

Tous les auteurs s'accordent pour reconnaître la singularité de ce massif parmi les séries du Rouergue. Encadré par des failles tardives (dont la faille de Villefranche), et cataclasé à toutes les échelles par une série d'accidents N-S antérieurs à la mise en place du batholite de Villefranche et des microgranites associés, il peut toutefois être rattaché à la série gneissique du Rouergue occidental par ses caractères métamorphiques et tectoniques : à partir d'assemblages du faciès Amphibolite à grenat, contemporains d'une première phase tangentielle, se développe une rétro-morphose hétérogène syn-cinématique.

Ce massif occupe géométriquement l'extrême sommet des séries du Rouergue occidental, par-dessus le massif orthogneissique supérieur.

#### a) Les faciès pétrographiques

- Amphibolites massives : elles constituent l'essentiel du massif au Sud de l'Aveyron et dans le secteur Nord-est, en association avec des leptynites. Leur composition minéralogique est assez homogène :

- . hornblende verte : 50 à 55 %
- . Oligoclase : 10 à 30 %
- . Quartz : 10 à 15 %
- . Grenat

. Ilménite, magnétite et, irrégulièrement, un peu de pistacite, de sphène et une chlorite incolore à vert-pâle.

- Faciès rubanés : ils sont composés d'une alternance de niveaux millimétriques à décimétriques d'amphibolites à gros grain, minéralogiquement identiques aux amphibolites massives et de niveaux hololeucocrates. Des grenats automorphes, centimétriques, appartiennent aux deux faciès. Les niveaux clairs montrent la composition minéralogique suivante :

- . Oligoclase (en cristaux généralement pluricentimétriques) : 55 à 65 %
- . Quartz : 25 à 40 %
- . Grenat
- . un peu de hornblende verte, généralement chloritisée.

Certains niveaux montrent des compositions intermédiaires (gneiss amphiboliques) et passent en général de façon progressive à l'un ou l'autre des types précédents.

- Gneiss fins à pennine-grenat : Ce faciès apparaît vers l'Est du massif, sous forme de niveaux métriques intercalés dans les amphibolites, puis forme l'essentiel de la série dans les 250 derniers mètres avant la faille de Villefranche. La roche, sombre et compacte à l'affleurement, ne montre pratiquement pas de foliation, pourtant visible en lame-mince. La granulométrie et la texture rappellent celles des gneiss fins s.s., toutefois les compositions minéralogiques sont assez différentes :

- . le plagioclase (oligoclase) est abondant (60 % environ, contre 15 à 20 % dans les gneiss fins s.s.) ;
- . le quartz est au contraire plus subordonné (25 % environ, contre 50 à 60 % dans les gneiss fins s.s.) ;
- . la chlorite est abondante (pennine) mais ne dérive jamais de biotite, mais d'une hornblende verte rarement conservée
- . la muscovite est rare ;
- . le grenat, en petit grain arrondi, est généralement abondant, ainsi que les minéraux opaques.

Par ailleurs, ces roches sont généralement riches en apatite et peuvent contenir une quantité variable de pistacite et de sphène.

- Leptynites : Elles forment, dans le secteur Nord-est, des niveaux décimétriques à décamétriques intercalés dans les amphibolites. Hololeucocrates et à grain très fin, elles diffèrent notamment des autres termes du massif par la présence de feldspath potassique. Leur composition minéralogique montre en outre du plagioclase, du quartz en rubans polycristallins soulignant finement la foliation, une faible quantité de muscovite tardive, et quelques grenats chloritisés.

Dans le Sud, des roches de composition analogue, séparées du reste du massif par les failles normales limitant le Bassin d'Albi au Nord, montrent des textures rappelant celles des orthogneiss.

b) Caractères du métamorphisme, comparaison avec les autres termes de la série gneissique :

Les étapes du métamorphisme témoignent dans le massif de Laguépie d'une rétro-morphose : pendant la phase tangentielle 1, l'association minérale à hornblende verte - grenat - oligoclase - quartz - ilménite - magnétite est stable ; au coeur des niveaux amphibolitiques on observe généralement une recristallisation statique de ces minéraux, antérieure à la phase 2. Cette dernière, bien développée dans les gneiss fins, correspond à la déstabilisation de cette "paragenèse" avec apparition de chlorite, d'épidote, de sphène et d'une faible quantité de micas blancs.

Des différences importantes avec l'évolution du reste de la série gneissique apparaissent toutefois :

- Dans ce massif, les termes basiques n'ont pas subi le métamorphisme granulitique. En dehors de l'absence de toute relique de ce faciès, peu significative, une autre observation nous paraît des plus caractéristiques à cet égard : nous avons vu que cet épisode était marqué à Najac par la transformation de l'ilménite en rutile. Lors de la rétro-morphose, ce minéral se transforme en sphène, mais la réaction est très lente : la plus grande partie du rutile subsiste dans le faciès Amphibolite à grenat-zoïsite et ce minéral persiste encore, quoique largement auréolé de sphène, dans les termes affectés par les stades ultimes de rétro-morphose. Or, à Laguépie, le rutile n'est jamais observé, bien que les amphibolites y soient riches en ilménite ; ce minéral reste stable dans le faciès Amphibolite à grenat, puis se transforme directement en sphène par réaction avec la hornblende (formation simultanée de chlorite).

Par ailleurs, nous avons envisagé qu'à Najac le développement précoce de zoïsite pouvait être considéré comme un stade ultime de la granulitisation (Lasnier, 1970) : il est intéressant de noter à cet égard que ce minéral, comme la clinozoïsite, n'a pas été observé à Laguépie.

- Enfin, le métamorphisme mésozonal s'accompagne généralement d'une légère mobilisation du matériel quartzo-feldspathique dont témoigne l'injection de nombreuses veinules de quartz dans les amphibolites, secondairement ourlées de pistacite, la surcroissance dans ces roches des feldspaths, et l'injection fréquente de pegmatoïdes. Les séries rubanées acquièrent localement un faciès migmatitique, surimposé au litage originel.

### c) Conclusion

Il semble que l'évolution précoce du massif de Laguëpie soit distincte de celle du massif de Najac, mais qu'elle puisse être intimement liée à celle de la série des gneiss fins. Il est tentant de voir dans les gneiss fins à pennine-grenat de ce massif d'anciennes greywackes ou arkoses à grain fin provenant du démantèlement d'une série volcanique ou volcano-clastique, plus ou moins spilitisée, et passant latéralement à la sédimentation des gneiss fins proprement dite, mais aucune corrélation ne permet de confirmer cette hypothèse, la nature initiale exacte des faciès basiques et rubanés pouvant donner lieu par ailleurs à de multiples interprétations.

### III - TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE

Plusieurs coupes d'Est en Ouest, perpendiculaires à la structure globalement monoclinale et caractérisée par des pendages de la foliation parfois assez forts vers l'Ouest, permettent de vérifier "l'inversion zonéographique" signalée par Roques (1941) : les gneiss mésozонаux reposent sur les schistes épizonaux (cf. coupes, Fig. 2). Les coupes montrent également que le massif basique et ultrabasique de Najac constitue une masse ennoyée dans les orthogneiss et moulée par la foliation de ces derniers (cf. carte, hors texte). Chaque unité s'individualise par des caractères microtectoniques différents.

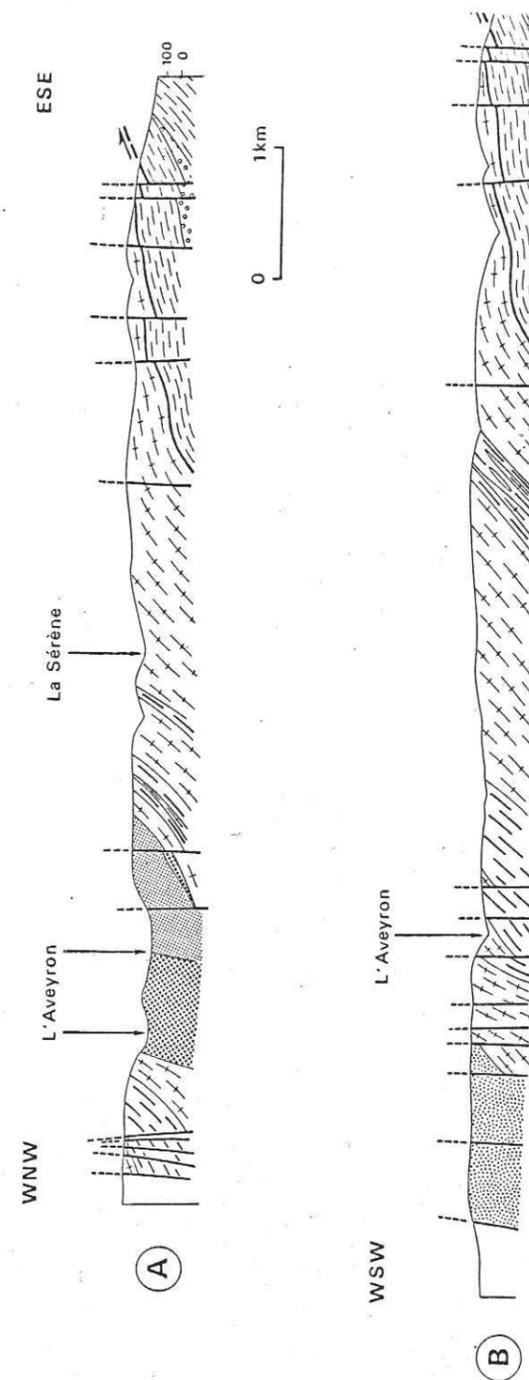


Figure 2 : Coupes géologiques (situation et figurés : cf. carte hors-texte)

### III.1 - La série épizonale

Trois familles de microstructures superposées peuvent y être reconnues :

#### Microstructure 1 :

Elle est liée à la genèse d'une foliation  $S_1$ , probablement horizontale à l'origine, dans laquelle se sont formées des lentilles de quartz d'exsudation, ou, dans les porphyroïdes, quelques filons de pegmatoïdes. Cette foliation est plan axial de rares plis isoclinaux aigus, centimétriques à décimétriques, d'orientation N 350 W à N 030 E après rabattement autour de l'horizontale de la foliation. Les linéations d'intersection  $S_0-S_1$  qui peuvent être rapportées à cette phase sont rares ; par ailleurs aucune méga-structure ne semble lui être associée.

#### Microstructure 2 :

Elle se rapporte à une phase tangentielle représentée par un plissement isoclinal, d'axes N 090 E à N 180 E (Fig. 3), de  $S_1$  dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières arrondies des plis  $P_2$ , la foliation est du type "strain slip cleavage", tandis que dans les flancs de ces plis, elle est parallèle à  $S_1$  : la foliation régionale est donc une foliation composite  $S_{1-2}$  qui porte fréquemment une linéation minérale  $L_2$  parallèle aux axes des plis  $P_2$ . Dans les porphyroïdes, cette linéation minérale est également parallèle aux fibres de quartz cristallisées entre les tronçons des feldspaths fracturés et allongés dans cette direction, ce qui indique que dans ce matériel

au moins,  $L_2$  est aussi une linéation d'étirement  $L_e$ . Le sens de déversement apparent des plis  $P_2$  est variable, mais reste cohérent sur de grandes

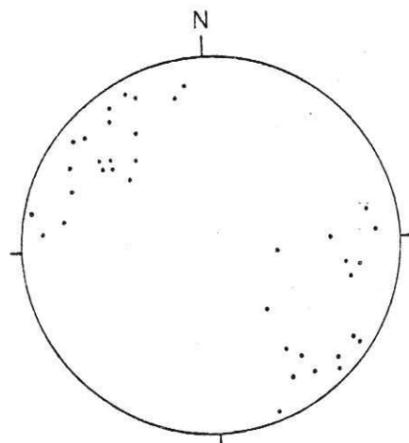


Figure 3 : 37 axes de plis isoclinaux de phase 2 dans les séries épizonales inférieures (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

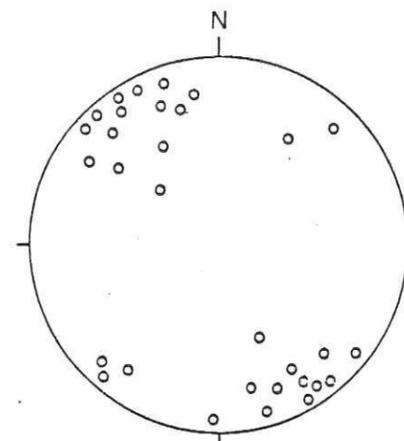


Figure 4 : 31 axes de plis en chevron de phase 3 dans les séries épizonales inférieures et les paragneiss (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur).

distances, et témoigne, le long des coupes, que des plis couchés, au moins hectométriques, se sont formés pendant cette phase.

#### Microstructure 3 :

Elle correspond à des plis en chevrons ouverts, à plans axiaux redressés, parfois matérialisés dans les charnières les plus aigues par une schistosité locale de pli-fracture ; cette phase témoigne encore d'un épisode de déformation souple. Ces microplis sont surtout abondants dans les niveaux pélitiques, plus compétents. Dans ce cas, leurs axes matérialisent généralement une linéation de crénulation  $L_3$ . Régionalement, deux directions conjuguées sont développées

(Fig. 4) : N 130 E à N 180 E, d'une part et N 025 E à N 055 E d'autre part). Ces microstructures sont contemporaines du replissement de la foliation à grande échelle.

### III.2 - La série gneissique

#### III.2.1. - Les orthogneiss

Ces gneiss ocellés sont caractérisés par une linéation  $L$ , de direction moyenne N 170 E, quelle que soit l'attitude de la foliation (cf. carte et Fig. 5). La foliation est bien marquée par les micas qui moulent les yeux feldspathiques ou quartzo-feldspathiques. Cette linéation et cette foliation sont les seules microstructures qui soient pénétratives à l'échelle des massifs. Le fait que  $L$  conserve une orientation constante, même là où la foliation tourne autour des massifs basiques (sud du massif de Najac) démontre que ces deux directions sont primaires : la flexion de la foliation n'est pas liée à un replissement tardif, qui dans ce cas devrait affecter également la linéation.

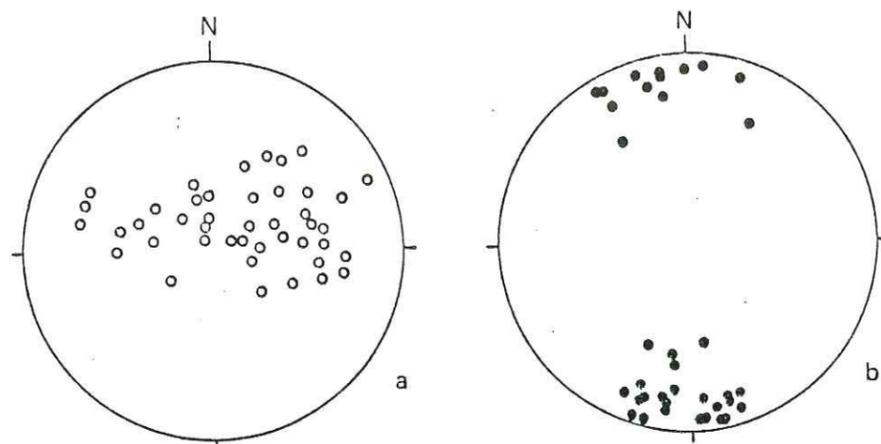


Figure 5 : a) 42 pôles de foliation dans les orthogneiss ;  
b) 38 linéations d'étirement dans les orthogneiss ;

On note, pour ces mesures faites sur les mêmes affleurements, la large répartition des pôles de foliation, alors que les linéations sont relativement concentrées. Les deux directions sont probablement primaires, abstraction faite des basculements tardifs.

1) Régime de déformation : on sait que les orthogneiss sont un marqueur privilégié pour cette étude, les microstructures y étant caractéristiques. On considère que le plan de foliation représente le plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie et que la linéation correspond à l'axe d'extension maximale ( $X > Y > Z$ , Nicolas et Poirier, 1976). Si l'absence de marqueur mesurable ne permet pas de quantifier les variations de longueur sur les axes X, Y et Z, l'observation des microstructures dans les plan XY, YZ et XZ permet une estimation qualitative du rapport de ces axes et donc une approximation satisfaisante du paramètre de forme K (Flinn, 1962) de l'ellipsoïde de déformation finie.

Plan XY : La linéation sur ces plans de foliation est de trois types (photo 1A) :

- cataclastique : définie par le boudinage clastique des feldspaths. Les différents fragments s'alignent selon la linéation ; ce boudinage montre jusqu'à 150 % d'allongement ;
- d'étirement : elle est soulignée par le grand axe de minéraux allongés sans rupture, tels que quartz et micas (rapport X/Y jusqu'à 4) ;

- minérale : elle est dessinée par les cristallisations syncinématiques, parfois en fibres, dans les zones abritées entre les tronçons des minéraux fragmentés.

Ces trois caractères permettent de considérer la linéation L comme une linéation d'étirement  $L_e$ . On observe aussi, fréquemment, des cristallisations de type "zone abritée" dans la direction Y, perpendiculaire à X. Ce caractère suggère un léger étirement dans cette direction.

Plan YZ (photo 1B) : aucune dissymétrie n'est remarquable dans ce plan où la foliation qui moule les clastes est la microstructure la mieux développée. On y vérifie également l'existence de zones abritées symétriques sur les clastes, étirées dans la direction Y. Ces derniers sont tronçonnés sans ouverture notable des plans de fracture (jusqu'à 30 % d'étirement). Les quartz sont aplatis dans la foliation (rapport Y/Z jusqu'à 5).

Plan XZ (photo 1C) : On y retrouve le tronçonnement des clastes alignés sur  $L_e$ , mais aucune symétrie n'est marquée par la disposition des cristallisations dans les zones abritées ou par les micas aciculaires.

Tous ces caractères témoignent d'un ellipsoïde de type  $K < 1$  : la déformation se situerait donc dans le domaine de l'aplatissement.

Localement foliation et linéation sont replissées par des plis en chevron ou des kink-bands de direction N 160 E à N 180 E.

## (2) Orientation préférentielle de réseau (O.P.R.) du quartz

Le quartz est généralement concentré dans les orthogneiss sous forme d'amas polycristallins lenticulaires (rapports apparents X/Z de 3 à 8). Les grains sont relativement petits (20 à 40  $\mu\text{m}$ ), parfois allongés, et présentent une extinction roulante marquée. Ils montrent parfois des sous-joints obliques sur la foliation ; les joints des grains sont suturés. Ces caractères optiques permettent d'interpréter la déformation du quartz étudié en termes de déformation plastique (White, 1973). Dans ce cas, on admet que le glissement

LEGENDE DE LA PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

Photos 1: Orthogneiss (massif intermédiaire)

A) Plan XY

B) Plan YZ

C) Plan XZ

Photos 2: Niveau mylonitique de la Capélanie

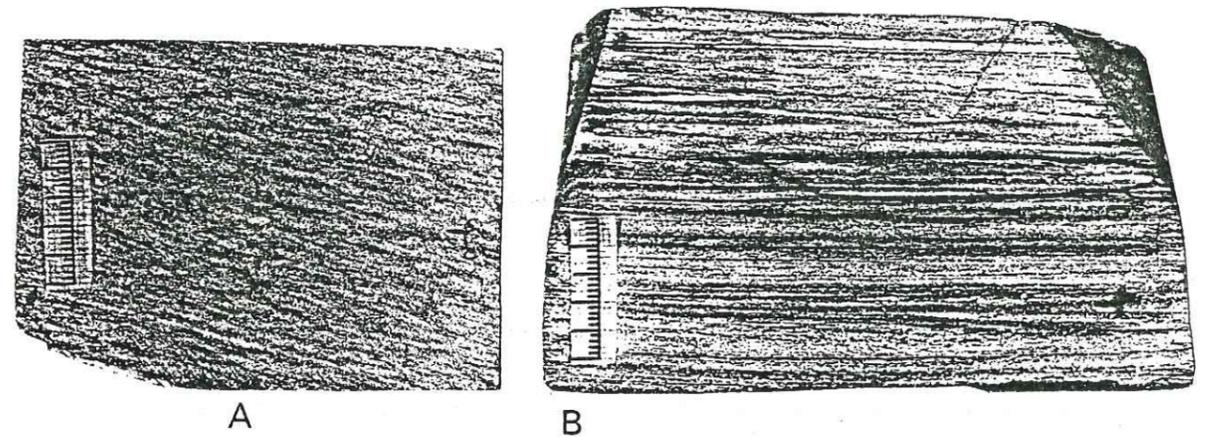
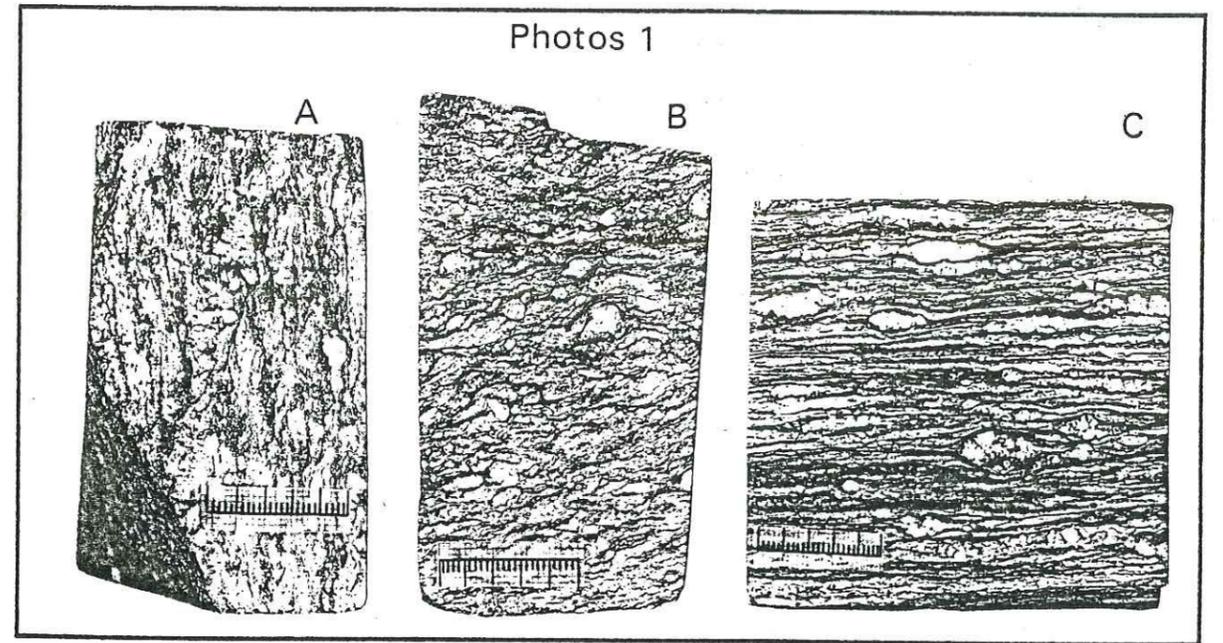
A) Plan XY

B) Plan YZ

C) Plan XZ

Photos 3: Microstructures annulaires dans les micaschistes impliqués dans le niveau mylonitique de la Capélanie.

Echelle scalaire pour toutes les photos = 5 cm



Photos 2

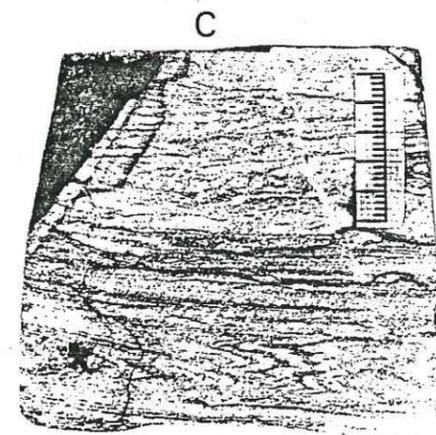
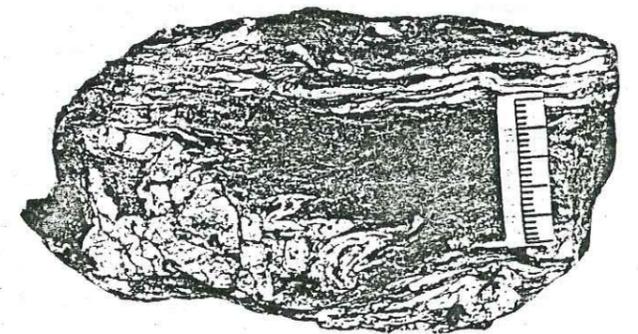


Photo 3



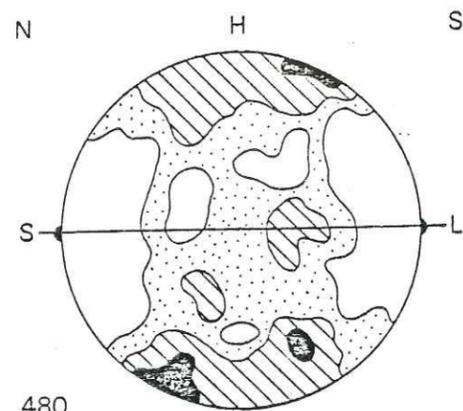


Figure 6 : Orientation préférentielle de réseau du quartz dans l'orthogneiss. Contours à 1.2 et 4 %, pour 1 % d'aire ; 480 mesures reportées sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. S = foliation, L = linéation.

intracrystallin par mouvement de dislocations constitue le mécanisme dominant (Nicolas et Poirier, 1976). Les axes optiques du quartz se réorientent pour satisfaire les conditions de compatibilité d'un ensemble polycristallin et la roche acquiert une orientation préférentielle cristallographique.

L'abondance des clastes de feldspaths perturbe certainement cette évolution, simple dans une roche monominérale (quartzite, par exemple) - et c'est sans doute la raison pour laquelle un grand nombre de mesures a été nécessaire pour stabiliser l'O.P.R. du quartz mesuré (Fig. 6). Ces mesures, effectuées à la platine universelle dans un plan XZ, ont été reportées ensuite sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur). L'O.P.R. est monoclinique (Christie, 1964) et présente un maximum principal, oblique sur la schistosité, en bordure du diagramme. Comme c'est généralement le cas dans les roches qui ont subi une longue évolution de la déformation, les fabriques de quartz mesurées n'enregistrent ici que les stades de la déformation tangentielle. D'après les assemblages rétro-morphiques ultimes mais antérieurs toutefois aux recristallisations de phase III, les conditions thermodynamiques dans lesquelles les fabriques se sont développées varient de 300 à 400°C et de 4 à 5 kb environ depuis la partie supérieure de l'allochtone jusqu'à la zone de contact avec l'autochtone. Ces paramètres, associés à une hydratation importante du quartz, le maximum, proche de l'axe Z, et la faible proportion de points autour de Y suggèrent que le glissement prismatique de direction basale  $\langle a \rangle$  et, dans une moindre mesure, le glissement prismatique de direction basale, pourraient représenter les systèmes activés (Christie

et al., 1964 ; Blacic, 1975 ; White, 1976 ; Nicolas et Poirier, 1976). Comme cela a été montré dans les péridotites (Nicolas et al., 1972) ou par simulation sur ordinateur (Etchecopar, 1977 ; Lister, 1977), la dissymétrie que nous observons traduit une déformation non coaxiale. Ce caractère également démontré pour le quartz dans les cas naturels de zones de cisaillement (Bouchez et Pecher, 1976 ; Burg et Laurent, 1978 ; Lister et Price, 1978) suggère un cisaillement vers le sud dans l'orthogneiss, le plan de foliation étant proche du plan de cisaillement et la linéation matérialisant sa direction.

### III.2.2. - Les paragneiss

Ils montrent une foliation précoce replissée par des plis d'axe N 110 E à N 120 E synschisteux ; la foliation est composite ( $S_{1-2}$ ). Elle est ensuite réutilisée par un cisaillement tardif. Cet épisode s'accompagne de la rétro-morphose décrite précédemment dans ce type lithologique (voir Ch. II.2.2.). Les microstructures 3 sont identiques à celles de la série épizonale : elles constituent des plis en chevron de direction N 140 E à N 180 E, centimétriques à décimétriques, particulièrement développés dans les niveaux très rétro-morphosés.

### III.2.3. - Les massifs basiques et ultrabasiques

Homogène à la périphérie des massifs, la déformation est fondamentalement hétérogène au cœur où elle est localisée, dans le massif de Najac, par exemple, dans les bandes de flaser-gabbros et d'amphibolites qui moulent les boudins de gabbros et de péridotites à textures magmatiques ou granulitiques (coronites) bien conservées. Ces zones de déformation sont caractérisées par le développement d'une foliation de plus en plus pénétrative à travers l'évolution gabbros-flaser-gabbros-amphibolites. Dans les faciès les plus amphibolitiques, des clastes de grandes amphiboles développées sur  $S_1$  dessinent une rare linéation N100 à N 120 sur la foliation majeure, marquée par l'allongement de petites hornblendes néoformées ; cette foliation apparaît donc composite ( $S_{1-2}$ ).

L'hétérogénéité de la déformation est particulièrement nette dans la série ultrabasique où des lentilles de chloritites massives sont isolées dans des bandes de chloritites schisteuses à foliation nette. Aucune linéation n'est alors visible.

### III.3 - "La leptynite de la Capélanie" : un niveau mylonitique

#### III.3.1. - Pétrographie

Déjà signalée par ROQUES (1941), elle est ensuite décrite par Collomb (1970). Peu puissante (une vingtaine de mètres au maximum), elle montre cependant une extension latérale plus importante que ne le pensaient ces auteurs, puisqu'elle jalonne systématiquement le contact série épizonale-orthogneiss. Cette formation est caractérisée à l'affleurement par un grain très fin et un débit en plaquettes. En lame mince, le quartz en ruban domine, les phyllosilicates (muscovite et chlorite jaunâtre, très fraîches) sont régulièrement alignés dans la foliation. Albite et microcline forment typiquement de petits yeux ovoïdes ("structure micro-amygdalaire" : Collomb, 1970). Cet auteur souligne la similitude minéralogique de ces feldspaths avec ceux des orthogneiss ; toutefois, il ajoute que "la richesse en quartz est peu compatible avec une origine éruptive". Pour lui, ce faciès dériverait "d'un grès arkosique provenant du remaniement de produits volcaniques acides". En réalité, plusieurs coupes nous ont montré que l'on passe de façon continue, par déformation croissante, des orthogneiss porphyroblastiques à la leptynite, par l'intermédiaire de faciès porphyroclastiques, que l'on retrouve localement à l'état d'amandes allongées centimétriques dans les faciès leptynitiques. La présence de ces amandes témoigne de l'hétérogénéité de la déformation.

#### III.3.2 - Microstructure

Finement folié, ce niveau montre une linéation parallèle à celle des orthogneiss. Elle est également parallèle aux axes de plis centimétriques isoclinaux et intrafoliaux, aux charnières aigues et à déversement apparent aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest. L'observation des plans XY, YZ et XZ (photos 2, A, B, C) de cette roche montre qu'il s'agit d'une tectonite planaire, ne présentant aucune dissymétrie notable, dans aucun de ces plans. Dans le plan XY des structures annulaires correspondent à des plis en fourreau comparables à ceux décrits dans l'Ile de Groix (Quinquis et al., 1979). Les études expérimentales ont montré que ce type de microstructure est compatible avec un modèle de déformation progressive en cisaillement, et que l'axe de ces fourreaux, parallèle à la linéation, correspond à la

#### III.3.4 - Conclusion

Le passage progressif de la "leptynite de la Capélanie" aux orthogneiss qui la surmontent, sa situation à la limite de la série gneissique et de la série épizonale, les plis en fourreau N-S observés dans ce niveau, le caractère pénétratif de toutes les microstructures qui s'y trouvent, son grain très fin résultant d'une déformation hétérogène et la dissymétrie des O.P.R. de quartz mesurés nous permettent de conclure que ce niveau représente une zone mylonitique développée à la base et aux dépens des orthogneiss. Ce niveau mylonitique souligne alors un charriage vers le Sud de l'ensemble de la série gneissique sur la série épizonale.

#### IV - RELATIONS CRISTALLISATION-DEFORMATION.

L'étude pétrostructurale permet, grâce à l'utilisation des critères classiques de relation cristallisation - déformation (Zwart, 1960 ; Johnson, 1963 ; Spry, 1969 ...) de préciser cette évolution par rapport aux différentes microstructures reconnues en lame mince. Les indices observés dépendent de plusieurs facteurs (Vernon, 1976) et c'est avec réserves que les résultats suivants doivent être considérés.

#### IV.1 - La série inférieure épizonale (Fig. 8)

- La phase 1 est associée à un métamorphisme épizonal à chlorite-muscovite, uniformément développé à l'échelle régionale.

- Pendant la phase 2, la biotite apparaît dans le domaine situé sous le chevauchement ; clairement exprimée dans le secteur occidental, on ne la retrouve pas dans les régions plus orientales. Si l'on admet que les isogrades du métamorphisme sont parallèles, ou proches du plan de foliation, le métamorphisme épizonal prograde associé à cette phase est donc un métamorphisme inverse.

- Au cours de la phase 3, au contraire, la biotite ( $\pm$  grenat) se développe largement en arcs polygonaux dans le secteur oriental ("micaschistes du Pont de Tanus", Collomb, 1970), tandis que la biotite née sous le chevauchement tend à se déstabiliser (métamorphisme prograde normal).

à la direction du cisaillement.

### III.3.3. - O.P.R. du quartz

Avec la mylonitisation, les amas polycristallins de quartz observés dans les orthogneiss développent des rubans dont la longueur peut dépasser celle de la lame mince. Les grains, de petite taille ( $\sim 10 \mu\text{m}$ ), sont allongés, présentent une extinction onduleuse, quelques rares sous-joints, et des joints suturés ; comme dans les orthogneiss, la déformation de ce quartz s'interprète en terme de déformation plastique.

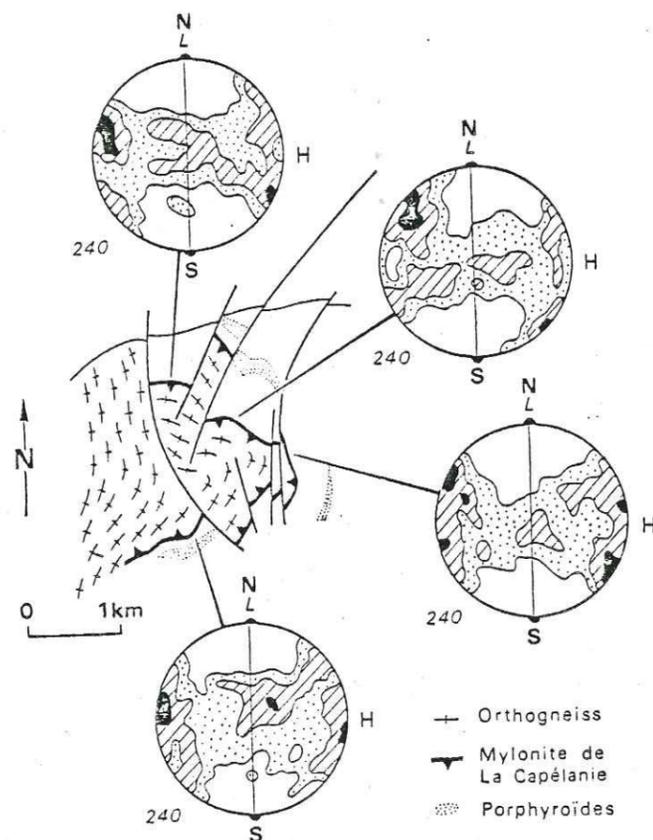


Figure 7 : orientation préférentielle de réseau du quartz dans le niveau mylonitique de la Capélanie. Contours à 1,2,4 % pour 1 % d'aire. 240 mesures reportées pour chaque diagramme sur canevas de Schmidt hémisphère inférieur.

Les O.P.R. obtenues, dans les mêmes conditions que pour l'orthogneiss sont toutes monocliniques (Fig. 7). Elles présentent également toutes un maximum principal en bordure du diagramme, oblique sur la schistosité, suggérant là encore une composante de cisaillement vers le Sud.

### SÉRIES ÉPIZONALES

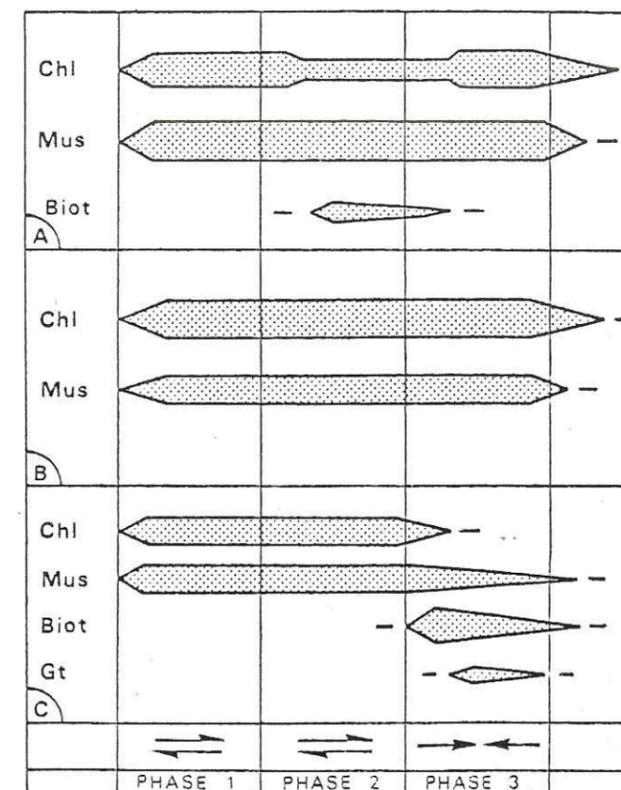


Figure 8 : Relation cristallisation - déformation dans la série épizonale inférieure.

Chl = chlorite ; Mus = Muscovite ; Biot. = biotite ; Gr = Grenat.

a) Région de Lagarde-Viaur (feuille de Najac), à moins de 2 km de la Capélanie, vers l'Est.

b) Région de La Salvetat-Peyralès à Mirandol-Bourgnauac (feuille de Naucelle, 8 à 13 km environ de la Capélanie, vers l'Est).

c) Région de Point de Tanus (feuille de Naucelle, 18 à 25 km de La Capélanie, environ).

### IV.2 - Orthogneiss et paragneiss (Fig. 9)

La cristallisation magmatique des orthogneiss semble apparaître vers la fin de la première phase de déformation observée dans les paragneiss. Ce fait est corroboré par la métasomatose de ces derniers, associée à la mise en place des laccolithes ; on se souvient en effet (cf. chapitre II.2.2.2) que ce phénomène est d'abord exprimé sous la forme de filonnets aplittiques, obliques sur une première foliation, et eux-mêmes replissés de façon isoclinale et synschisteuse par la phase 2 des paragneiss. Les seules microstructures représentées dans les orthogneiss doivent être attribuées

## SÉRIES GNEISSIQUES

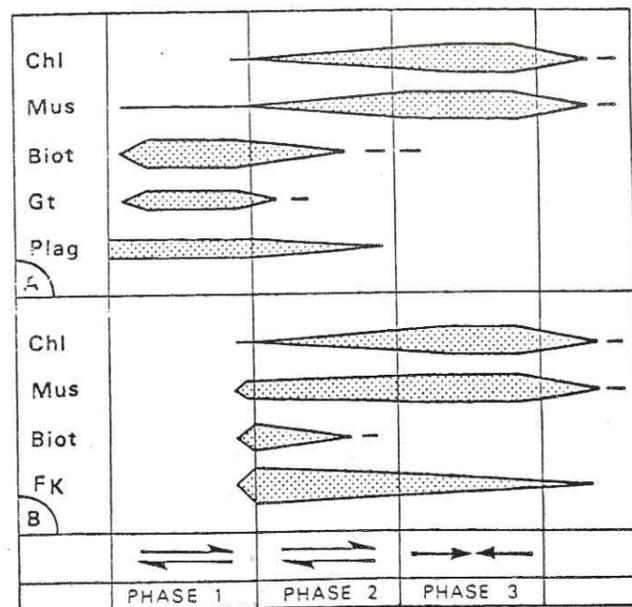


Figure 9 : Relations cristallisation - déformation dans les termes acides de la série gneissique.

Plag. : plagioclase ; Fk = feldspaths potassiques ; autres symboles comme en Fig. 8.

A) Paragneiss

B) Orthogneiss

également à cette phase 2. Ces observations et le fait que la foliation moule les massifs basiques et ultrabasiques, tandis que la linéation conserve une direction constante (cf. chapitre III.2.1.) nous permettent de conclure que leur mise en place est syncinématique.

Dans les paragneiss, on reconnaît clairement, sur les microstructures de phase 1, l'assemblage : biotite-grenat-plagioclase (An 20) + muscovite. Pendant la phase 2, cet assemblage évolue vers une paragenèse à muscovite-chlorite stable au cours de la phase 3.

#### IV.3 - Roches basiques et ultrabasiques (Fig. 10)

Leur évolution a déjà été décrite en détail (chapitre II.2.3). Initialement portées dans le faciès granulite, les termes basiques et ultrabasiques du massif de Najac sont ensuite rétro-morphosés au cours d'une déformation tangentielle polyphasée dans les faciès amphibolite à grenat zoïsite et amphibolite à épidote chlorite.

## MASSIF DE NAJAC

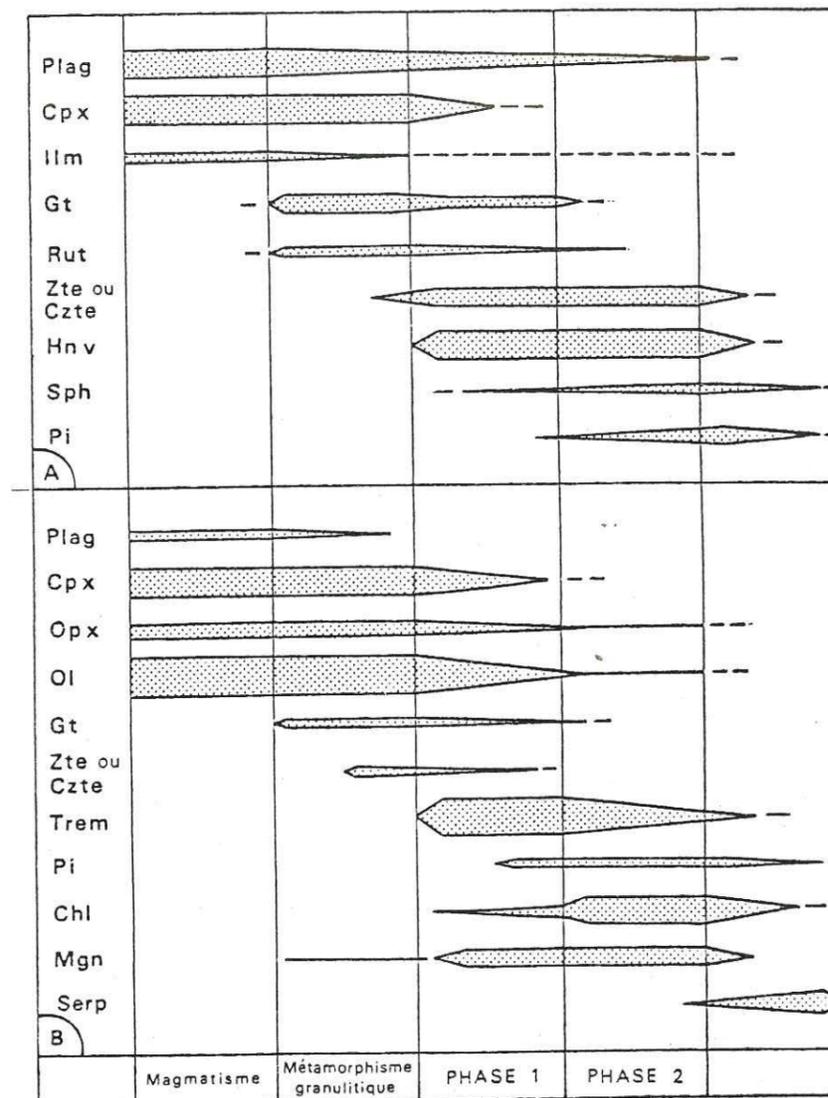


Figure 10 : Relations cristallisation - déformation dans le massif de Najac.

A) Termes basiques et amphibolites dérivées ; B) Termes ultrabasiques et faciès dérivés. CPX = clinopyroxène, OPX = Orthopyroxène ; Ol = Olivine, Ilm = Ilménite ; Mgn = Magnétite, Rut = rutilite, Zte = Zoïsite, Czte = Clinozoïsite, Pi = Pistacite, Hn V = Hornblende verte, Trem = trémolite, Sph = Sphène, Serp = serpentine

#### IV.4 - Corrélations et discussion

Dans la série gneissique, les minéraux typiques de la première association reconnue ne permettent pas de préciser les conditions thermodynamiques du métamorphisme mésozonal. Toutefois, la phase 1 dans les paragneiss se développe pendant la déformation tangentielle précoce des roches basiques et ultrabasiques ; il est donc possible de leur attribuer au moins les conditions de formation de la mésozone moyenne, l'absence de minéraux typiques étant liée à leur caractère faiblement alumineux.

Les conditions épizonales, contemporaines de la phase 2 dans ces termes sont bien sur communes aux orthogneiss. Pendant cette phase, l'évolution de la série gneissique rejoint les conditions du métamorphisme prograde de la série épizonale.

Pendant la phase 3 qui affecte toutes ces séries, le caractère normal du métamorphisme est attesté par la persistance de la rétro-morphose dans les gneiss et les roches basiques et ultrabasiques, une relative stabilité des assemblages du sommet de la série épizonale, et par le métamorphisme prograde vers le bas de cette dernière.

#### V - CONCLUSIONS

Les arguments en faveur de l'allochtone des séries gneissiques (Fig. 11) sont essentiellement d'ordre zonéographique et microtectonique.

- Arguments zonéographiques : L'évolution métamorphique des gneiss est significativement différente de celle des séries épizonales sur lesquelles ils reposent. L'inversion zonéographique qu'avait déjà remarquée ROQUES (1941) est d'autant plus accusée que l'on s'adresse à des assemblages anciens. Mais ici, cette inversion ne résulte pas seulement d'une disposition inverse et originelle des isogrades, mais surtout de l'évolution tardive du chevauchement de séries de haut grade sur des séries épizonales.

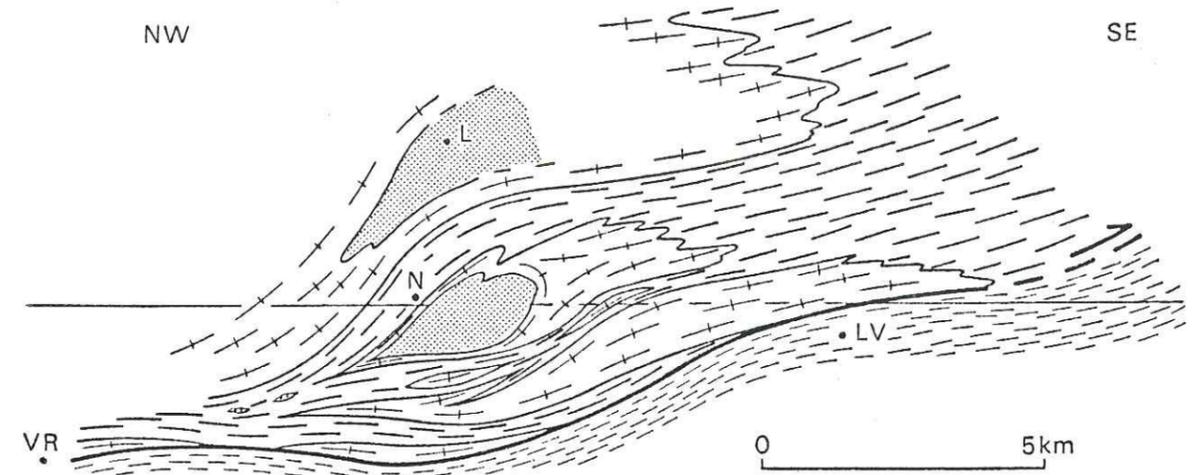


Figure 11 : Coupe synthétique du Rouergue occidental (Figures : cf. carte hors texte).

- Arguments microtectoniques : le contact du gneiss avec les mica-schistes sous-jacents est un contact mylonitique parallèle à la foliation initialement plate. Cette zone mylonitique atteste de la nature tectonique de ce contact au niveau duquel la déformation synmétamorphe se traduit par des plis en fourreau et une linéation N-S qui représente la direction de mouvement du chevauchement vers le Sud.

Nous proposons que l'histoire tectono-métamorphique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental puisse alors se résumer ainsi :

Des roches basiques et ultrabasiques, dont certaines sont affectées par un métamorphisme granulitique sont impliquées dans un charriage de séries paradérivées (actuellement les paragneiss), dans des conditions mésozonales. Ce premier stade de la déformation tangentielle est associé à la rétro-morphose de ces termes basiques et ultrabasiques dans le faciès amphibolite.

Pendant l'évolution de ce chevauchement, et toujours en mésozone, des laccolithes syéno- à monzogranitiques se mettent en place de façon syncinématique au niveau des contacts. L'ensemble est charrié ensuite dans des conditions épizonales sur des séries micaschisteuses (schistes à chlorite-muscovite), où se développe un métamorphisme inverse. L'évolution

tangentielle s'achève enfin par des mouvements tardifs au niveau du contact qui sont à l'origine des glissements observés sur les plans de foliation.

L'ensemble est ensuite repris par une tectonique de serrage et de crénulation qui développe des plis droits, tandis que le métamorphisme reprend un caractère normal, particulièrement dans l'autochtone, à l'Est de la région étudiée.

Par corrélation avec les autres régions du Massif Central, et en particulier du Rouergue, nous rattachons tous ces phénomènes à l'orogénèse hercynienne (Pin, 1979).

Compte tenu de la proximité de ce charriage avec la Faille de Villefranche, il est difficile de savoir si, dans sa position actuelle, il est enraciné (il représenterait alors une écaille d'une vingtaine de kilomètre de flèche, tout au plus), ou s'il s'agit d'une nouvelle klippe à rattacher aux charriages reconnus à Marvejols (Birand, 1973, Pin, 1979). Une klippe intermédiaire, dans la région de Decazeville (Burg et Matte, 1977) présente en effet les mêmes caractères généraux et nous pensons qu'un charriage, alors d'environ 150 km, rendrait compte, mieux qu'une "écaille", du métamorphisme inverse que l'on observe ici, comme dans la région de Decazeville, et au-delà dans les séries du Lot (Briand et Gay, 1978). Le caractère de moins en moins métamorphique de l'allochtone vers le Sud s'accorde de plus avec le sens de mouvement reconnu ici, comme à Marvejols (Faure et al., 1979).

#### REMERCIEMENTS

Nous remercions Messieurs A. Autran, J.P. Bard, B. Lasnier et J. Marchand d'avoir bien voulu relire le manuscrit et nous faire part de leurs suggestions. Nous remercions également Messieurs A. Leyreloup et Ph. Matte qui ont suivi l'évolution de ce travail.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BARD J.P., 1980. - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques Masson Ed., Paris, New-York, Barcelone, Milan, 192 p.
- BERGERON J. 1889. - Etude géologique du massif ancien situé au sud du Massif Central. Thèse, Paris.
- BERGERON J., 1905. - Feuille de Rodez. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVI, n° 110, p. 362-363.
- BERGERON J., 1906. - Feuille de Rodez. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XVII, n° 115, p. 190-192.
- BERGERON J., 1907. - Sur l'origine de la serpentine de la série cristallophyllienne de l'Aveyron et du Gard. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 144, p. 983.
- BERGERON J., DEREIMS A., 1910. - Carte géologique de la France au 1/80 000e, Feuille de Rodez (terrains cristallins), 1ère éd. Serv. Carte Géol. Fr.
- BERTHELSEN A., 1960. - Structural studies in the pre-cambrian of Western Greenland. Medd. Groenland. 123, n°1, 223p.
- BLACIC J.D., 1975. - Plastic deformation mechanisms in quartz. The effect of water. Tectonophysics, 27, pp. 271-294.
- BODINIER J.L., 1981 - Etude géochimique de deux massifs basiques et ultrabasiques de la chaîne hercynienne (Najac, Aveyron ; Chamrousse, massifs cristallins externes alpins). Etude géologique de la région de Najac. Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- BOISSE A., 1852. - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. Ann. Mines, 5ème série, t. II.
- BOUCHEPORN (de), 1848. - Explication de la carte géologique du Tarn. In. 8. Imprimerie Nationale.
- BOUCHEZ J.L., PECHER A., 1976. - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XVIII, pp. 1377-1385.
- BRIAND B., 1973. - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. Bull. B.R.G.M., 2ème série, Sect. I, n° 4, p. 183-198.
- BRIAND B., GAY M., 1978. - La série inverse de Saint Géniez d'Olt: évolution métamorphique et structurale. Bull. B.R.G.M., 2ème série, Sect. I, n° 3, p. 167-186.
- BURG J.P., LAURENT Ph., 1978. - Strain analysis of a shear-zone in a granodiorite. Tectonophysics, 47, p. 15-42.

- BURG J.P., MATTE Ph., 1977a. - Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère (Massif Central Français). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 284 D, pp. 787-790.
- BURG J.P., MATTE Ph., 1977b. - La klippe de la Bessenoits (Decazeville, Aveyron), un nouvel argument en faveur de l'existence d'un chevauchement majeur vers le Sud dans le Massif Central. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1977, Fasc. 6., p. 325-329.
- BURG J.P., MATTE Ph., 1978. - A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan Geodynamic Evolution. Z. dt. geol. Ges., 129, pp. 429-460.
- CARLIER G., 1978. - Etude des associations réactionnelles à structures coronitiques dans les métagabbros de la région nantaise. Thèse 3ème cycle, Paris, VI, 171p.
- CARME F., 1974. - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier; mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278 D, pp. 2501-2504.
- CARME F., 1975. - Essais d'interprétation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les Massifs cristallins externes alpins. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 281 D, p. 351-354.
- CHRISTIE J.M., 1963. - The Moine thrust zone in the Assynt region Northwest Scotland. Calif. Univ. Publ. Geol. Sci., p. 345-439.
- CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T., CARTER N.L., 1964. - Experimental evidence of basal slip in quartz. J. Geology, 72, pp. 734-756.
- COLLOMB P., 1950. - Les terrains crystallophylliens de la région de Najac (Aveyron). C.R. Somm. S.G.F., p. 64.
- COLLOMB P., 1952. - Caractères principaux des terrains cristallophylliens du Rouergue occidental. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 234, p. 2630.
- COLLOMB P., 1954. - Les phases du métamorphisme en Rouergue. B.S.G.F. (6), t. IV, p. 715-718.
- COLLOMB P., 1970. - Etude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte géol. Fr. 420p., 24pl.
- CORDIER J., 1817. - Note sur les roches de serpentine observées jusqu'à présent dans les montagnes de l'intérieur de la France. Ann. des Mines, 1ère série, t. II, p. 470.
- DEMAY A., 1931. - Les nappes cévenoles. Mém. expl. Carte géol. dét. Fr. 320 p.
- DEMAY A., 1932. - Sur l'existence d'un arc antéstéphanien et sur la continuité des poussées apparentes vers l'extérieur de l'arc, depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 195, p. 804.
- DEMAY A., 1942. - Microtectonique et tectonique profonde. Mém. expl. Carte géol. dét. Fr., 260 p.

- DEMAY A., 1945. - Sur les formations crystallophylliennes et cristallines de la Haute-vallée de l'Allier. C.R. Somm. Soc. géol. Fr., fasc. 11-12, p. 158-160.
- DEMAY A., 1946. - Sur la nappe antéstéphanienne de la Margeride dans la région médiane du Massif Central. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 222, p. 1119-1121.
- DEMAY A., 1948a. - Sur la nappe antéhercynienne, probablement précambrienne de l'Auvergne et du Bourbonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 226, p. 825-827.
- DEMAY A., 1948b. - Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. Mém. expl. Carte géol. dét. Fr., 259 p.
- DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L., 1841. - Explication de la carte géologique de la France., t. 1.
- DURAND J., 1932a. - Révision de la feuille de Rodez au 1/80 000. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. XXXVI, n° 187, p. 163-177.
- DURAND J., 1932b. - Sur le granite de Laguëpie (Tarn-et-Garonne). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 195, p. 615.
- DURAND J., 1938. - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, Feuille de Rodez, 2e éd., Serv. Carte géol. Fr.
- DURAND J., 1939. - Granites, gneiss et micaschistes du Rouergue. C.R. Somm. S.G.F., p. 71.
- DZULYNSKI J., WALTON E.K., 1965 - Sedimentary features of flysch and greywackes. Development in Sedimentology, 7, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, London, New York, 274 p.
- ETCHECOPAR A., 1977. - A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 39, pp. 121-139.
- FAURE M., PIN C., MAILHE 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., Paris, t. 288 D, pp. 1267-1270.
- FLINN D., 1962. - On Folding during three dimensional progressive deformation. Quart. J. Geol. Soc., 118, pp. 385-433.
- FORESTIER F.H., 1963. - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier. Thèse et Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 271, 293 p.
- FORTUNE J.P., 1963. - Etude minéralogique de la région de Najac. Thèse 3ème cycle, Toulouse.
- GAERTNER (Von) H.R., 1937. - Der Bau der Französischen Zentral Plateaus. Geol. Rundschau, Bd. 28, p. 48-68.
- GJELSVIK T., 1952. - Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sumnøre on the west coast of Southern Norway. Norsk. Geol. Tidsskr., t. 30, p. 33-34.

- GREEN D.H., RINGWOOD A.E., 1967. - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, p. 767-833.
- GRIFFIN W.L., HEIER K.S., 1973. - Petrological implications of some corona structures. *Lithos.*, 6, pp. 315-335.
- JOHNSON M.R.W., 1963. - Some true relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. *Geol. Mijnb.*, 42, pp. 121-142.
- LASNIER B., 1970. - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Thèse de 3ème cycle, Nantes, 297p.
- LASNIER B., 1977. - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Haut-Allier. Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse Sc. Nat, Nantes, 351p.
- LISTER G.S., 1977. - Crossed girdles C-axis Fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, pp. 51-54.
- LISTER G.S., PRICE G.P., 1978. - Fabric development in a Quartz-Feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49, pp. 37-78.
- MJON Ph., 1980. - Etude gravimétrique du massif du Mont Lozère. Etude gravimétrique du Rouergue occidental. DEA, Montpellier.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., 1972. - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolites de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14, pp. 143-171.
- NICOLAS A., POIRIER J.P., 1976. - Cristalline plasticity and solid state Flow in metamorphic rocks. Wiley and Sons ed., London, 444p.
- NICOLLET C., 1978. - Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du Dôme du Lévezou (Rouergue, Massif Central français). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, Sect.1, n° 3, pp. 225-263.
- OHNENSTEITTE D., OHNENSTEITTE M., ROCCI G., 1976. - Etude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XVIII, n°1, p. 115-134.
- PIN C., 1979. - 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 p.
- POLDERVAART A., GILKEY A.K., 1954. - On clouded plagioclase. *Amer. Miner.*, vol. 39, p. 75-91.
- ROQUES M., 1941. - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. Thèse, Clermont-Ferrand, 530 p., 2 pl.

- SPRY A., 1969. - *Metamorphic textures*. Pergamon Press, London, 350 p.
- STRECKEISEN A.L., 1967. - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neues JB. Mineral. Abh.*, 1107, pp. 114-240.
- VELDE B., 1970. - Eclogites as products of thermal metamorphism. *Nature*, v. 227, pp. 1337-1338.
- VERNON R.H., 1976. - *Metamorphic process*. G. Allen and Unwin Ltd Ed., London, 247 p.
- VOGEL D.E., 1967. - Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal. N.W. Spain. *Leids Geol. Mededel*, D 40 I, pp. 121-123.
- VOGEL D.E., WARNAARS F.W., 1967. - Meta-olivine gabbro from Cabo Ortegal (N.W. Spain): a case of incipient eclogitization? *Neues Jahrb. Für Min. Mh.*, vol. 4/5, p. 110-115.
- WAARD (de) D., 1967. - The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. *Journ. Petrology*, vol. 6, part 1, p. 165-191.
- WAARD (de) D., 1973. - Classification and nomenclature of felsic and mafic rocks of high grade regional metamorphic terranes. *Neues Jb. Miner. Mh.*, H 9, p. 381-392.
- WHITE S.H., 1973. - The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally deformed quartzites. *J. Mater. Sci.* 8, pp. 490-499.
- WHITE S.H., 1976. - The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A 283, pp. 69-86.
- WINKLER H.G.F., 1967. - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2ème éd. révisée. Berlin, Heidelberg, New York, Springer.
- ZWART H.J., 1960. - Relations between Folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. *Geologie Mijnb.*, D 29, pp. 163-180.

Chapitre 2 : ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DU MASSIF BASIQUE ET  
ULTRABASIQUE DE NAJAC (AVEYRON)

INTRODUCTION

Des travaux récents (Burg et Matte, 1977, 1978) ont montré l'existence, dans le Massif Central français et en Bretagne méridionale, de chevauchements de grande amplitude dans lesquels sont impliqués des roches basiques et ultrabasiques orthodérivées. Ce résultat, ainsi que divers arguments d'ordre paléomagnétiques et paléogéographiques (Morel et Irving, 1978) ont permis de proposer l'existence d'une suture océanique à partir de laquelle se seraient développés de grands charriages vers le Sud (Bard et al., 1980). Les données géochimiques (Montigny et Allègre, 1974 ; Piboule, 1977) témoignent généralement d'une affinité océanique pour les termes basiques métamorphiques et sont en accord avec un tel modèle.

Cette caractérisation s'appuie essentiellement sur des similitudes géochimiques avec les roches océaniques récentes appartenant à divers environnements géodynamiques. Cependant, il a été montré que de puissantes séries à affinité de tholéites océaniques pouvaient se mettre en place dans un contexte de croûte continentale amincie (Strong et al., 1977) ; de ce fait, ces caractérisations, à elles seules, ne paraissent pas suffisantes pour démontrer l'existence, au début du Paléozoïque, d'un domaine océanique véritable. Par ailleurs, les termes basiques et ultrabasiques sont dispersés au sein du "Groupe leptyno-amphibolique" (Forestier, 1963), constitué pour l'essentiel de termes acides et interprété par Bard et al. (1980) comme un mélange tectonique.

Il était donc particulièrement intéressant, de ce point de vue, d'entreprendre l'étude d'un massif plurikilométrique, réunissant des termes basiques et ultrabasiques ayant conservé, au moins partiellement, leurs relations spatiales acquises au stade magmatique. Le massif de Najac

a été choisi dans ce but. Par ailleurs, il s'agira de tester l'influence du métamorphisme et de montrer que, dans certaines conditions, le faciès "granulite" n'affecte pas la répartition de la plupart des éléments.

#### GEOLOGIE

Le massif de Najac a fait l'objet d'une cartographie détaillée et d'une étude pétrographique (Bodinier et Burg, 1981) dont nous résumons ici les principales conclusions : le massif devait se présenter initialement comme une lentille de plus de 10 km de long et 1000 m de puissance. Elle a été par la suite impliquée dans le chevauchement des séries mésozonales du Rouergue occidental sur les épischistes du Rouergue central, replissée isoclinalement et boudinée. Dans la zone de faiblesse ainsi créée s'est injecté un monzogranite syncinématique, dans lequel le massif a été préservé à l'état de méga-enclave. Ces événements tectoniques et magmatiques sont contemporains d'une rétro-morphose dans les faciès "amphibolites" puis "schistes-verts". Finalement, l'ensemble de la série a été basculé vers l'Ouest par une phase de serrage tardive.

Dans l'état actuel, le coeur du massif est constitué de gabbros à grain moyen, peu déformés, caractérisés par le développement de couronnes de grenat à l'interface clinopyroxène - plagioclase, et de rutile autour de l'ilménite. Ces gabbros englobent de nombreuses masses à contours diffus, métriques à pluridécamétriques de pyrigarnites et sont recoupés par des filons pluridécamétriques, de pyrigarnites. Ils passent vers la périphérie à des amphibolites à grenat-zoïsite, puis à épidote. La bordure du massif est constituée, dans sa plus grande partie, de roches ultrabasiques litées représentant probablement d'anciens cumulats plus ou moins chloritisés et/ou serpentinisés. Cette série atteint 300 m de puissance dans le secteur occidental ; de nombreuses masses lenticulaires, décimétriques, d'amphibolites à grenat,  $\pm$  diopside, y sont également dispersées.

#### METHODES ANALYTIQUES

12 échantillons sélectionnés ont été analysés pour les éléments majeurs, et pour les éléments en trace suivants : Li, Rb, Sr, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, par absorption atomique ; les terres rares, Th, Hf, Sc ont été déterminées par activation neutronique. La précision des analyses par activation neutronique est égale ou inférieure à 5 % pour tous les éléments, sauf Tb, pour lequel elle atteint 10 %.

#### GEOCHIMIE

Les données analytiques sont présentées dans le tableau I, où elles sont classées, pour chaque type pétrographique, en fonction du rapport (Mg). Ce rapport a été préféré aux indices de différenciation faisant intervenir la silice ou les alcalins, en raison de la mobilité de ces éléments lors du métamorphisme (Moore, 1975).

#### Eléments majeurs

Les échantillons montrent de grandes variations des teneurs, en relation avec leurs caractères pétrographiques : les termes ultrabasiques sont enrichis en Mg et appauvris pour les autres éléments ; les gabbros forment un groupe homogène qui se distingue des plagiopyrigarnites et des pyrigarnites par des teneurs plus faibles en Fe, Mn, Ti, P et plus élevées en Mg, Ca, Al. Les amphibolites montrent une grande dispersion des teneurs, en particulier pour les alcalins. Elles sont par ailleurs appauvries en silice.

Sur le diagramme AFM (Fig. 1), se dessine une évolution tholéitique marquée par un fort enrichissement en fer. A l'exception des amphibolites, toutes les roches montrent une corrélation entre les valeurs de (Mg) et les teneurs en éléments majeurs. Ces évolutions, surtout pour Ti, qui augmente vers les termes les plus différenciés, sont typiquement tholéitiques. Cependant, un problème est d'ores et déjà posé par la silice qui, dans les roches basiques, diminue vers les termes les plus différenciés.

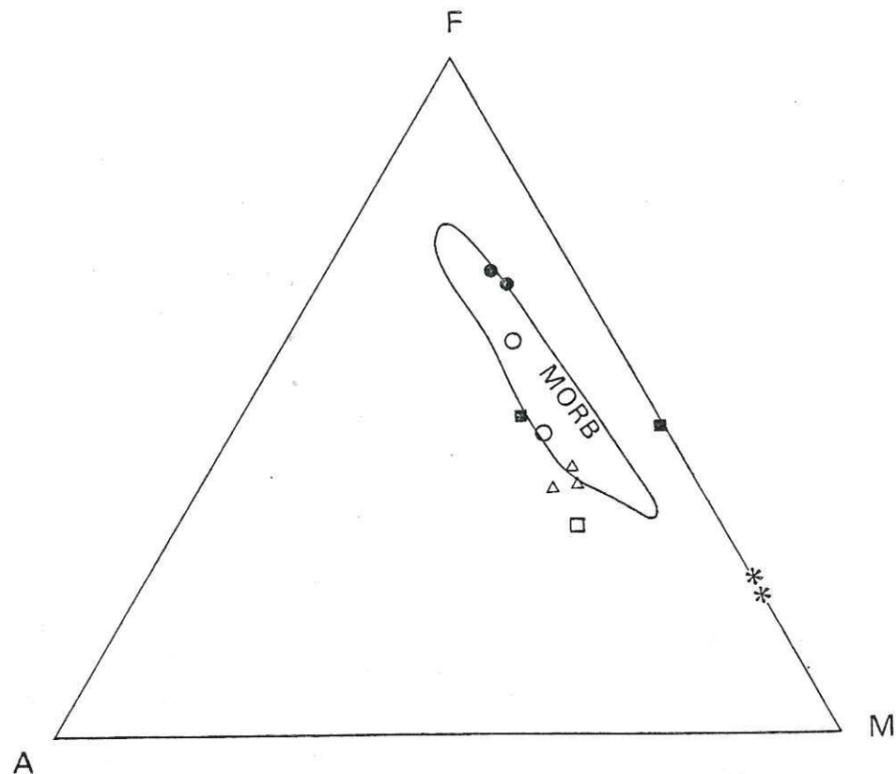


Figure 1 : Diagramme AFM pour les échantillons du massif de Najac. Le champ des MORB représente les basaltes océaniques de l'Atlantique Nord (Wood et al., 1979)  
 ● pyrigarnites, ○ plagiopyrigarnites, ▲ gabbros coronitiques, □ amphibolite (éch. 353), ■ amphibolites (éch. 145 et 355), \* termes ultrabasiques.

TYPE PETRO GRAPHIQUE	ULTRABASITES		GABBROS CORONITQUES			PLAGIO- PYRIGARNITES		PYRIGARNITES		AMPHIBOLITES		
	350	308	312	122	354	309	311	351	352	145	355	353
SiO <sub>2</sub> (%)	38.39	39.46	49.37	49.56	48.98	49.95	46.06	43.34	42.56	37.32	46.26	47.42
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.05	0.61	0.67	0.59	1.14	2.42	4.00	5.43	1.54	1.50	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.00	1.10	15.59	15.86	15.76	15.77	13.75	12.98	12.50	15.34	14.60	16.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	2.68	1.80	2.00	2.08	2.30	3.79	4.75	5.08	3.71	3.01	2.50
FeO	7.57	8.03	5.39	5.97	6.24	6.91	11.38	14.25	15.25	11.10	9.02	7.50
MnO	0.09	0.06	0.13	0.13	0.13	0.14	0.21	0.22	0.28	0.36	0.17	0.14
MgO	36.86	36.40	9.11	9.10	9.51	7.93	7.38	6.64	6.16	16.80	10.30	8.71
CaO	0.04	0.10	13.07	11.50	11.37	11.20	10.55	10.44	9.45	8.94	9.20	11.30
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	2.46	2.66	2.67	3.07	3.17	2.62	3.02	0.23	2.34	3.18
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.41	0.31	0.44	0.15	0.13	0.12	0.15	0.02	0.60	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.05	0.09	0.08	0.07	0.13	0.13	0.15	0.17	0.12	0.15	0.16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.94	0.79	0.15	0.12	0.15	0.10	0.18	0.12	0.11	0.23	0.20	0.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	13.28	12.15	1.94	1.85	1.87	1.24	0.85	0.46	0.41	5.50	2.68	1.53
(Mg)	0.90	0.89	0.75	0.73	0.73	0.67	0.54	0.45	0.42	0.73	0.67	0.67
Th (ppm)	0.00	0.02	0.06	0.05	0.02	0.12	0.23	0.17	0.20	0.06	0.79	0.00
Hf	0.03	0.02	0.92	0.91	0.80	1.71	2.17	3.05	3.50	2.59	2.74	2.60
La	0.48	0.14	1.44	1.39	1.12	3.28	3.49	4.23	5.69	3.71	6.91	4.97
Ce	1.13	0.73	3.93	4.05	3.32	9.75	10.24	12.80	16.65	13.23	18.00	13.64
Sm	0.19	0.16	1.51	1.57	1.32	2.58	2.89	3.43	5.01	3.92	3.19	3.48
Eu	0.05	0.08	0.71	0.81	0.70	1.21	1.36	1.38	2.01	1.04	1.38	1.30
Tb			0.29	0.37	0.33	0.52	0.68	0.87	1.08	0.75	0.71	0.71
Yb	0.16	0.18	1.21	1.27	1.39	1.96	2.43	2.88	3.81	3.30	2.45	3.05
Lu	0.04	0.03	0.21	0.20	0.24	0.32	0.42	0.50	0.61	0.52	0.42	0.48
Li	11	2	21	25	33	10	10	15	17	10	34	17
Rb	<1	<1	13	8	13	2	2	2	3	2	22	3
Sr	1	<1	235	207	180	234	188	134	92	23	221	161
Sc	6.9	8.0	47.9	43.2	44.2	43.4	46.7	51.0	46.0	36.0	34.1	35.1
V	28	44	188	192	187	233	536	948	589	181	240	238
Cr	2425	2350	154	33	64	40	44	70	6	1285	450	306
Co	87	72	34	39	38	39	48	64	60	70	52	40
Ni	2130	2200	78	60	68	56	58	72	6	650	231	137
Cu	1	2	48	55	63	67	82	194	34	1	99	37
Zn	68	39	57	67	50	68	102	121	133	93	148	58

Tableau I : données analytiques

(Mg) = Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>, avec Fe<sup>2+</sup> standardisé pour Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> = .15

308 : Péridotite chloritisée et serpentinisée échantillonnée dans la série litée ultrabasique ;  
 350 : idem, en enclave dans les plagiopyrigarnites.

312 et 354 : gabbros coronitiques à grain moyen, partiellement amphibolitisés ; 122 : flaser-gabbro.

311 : Plagiopyrigarnite à grain fin, légèrement amphibolitisée ; 309 : idem, légèrement déformée et amphibolitisée

351 : Pyrigarnite à grain fin, kelyphitisée ; 352 : idem à grain très fin.

353 : Amphibolite à grain fin ; gisement semblable à celui des plagiopyrigarnites ; 145 : amphibolite à gros grenats automorphes, provenant d'une masse lenticulaire isolée dans la série ultrabasique litée ; 355 : idem à grain fin et à diopside relictuel ; échantillon collecté sur la bordure externe du massif, au contact de l'orthogneiss qui moule le massif de Najac. Ce caractère se traduit dans l'échantillon par la présence de micro-veinules quartzo-feldspathiques.

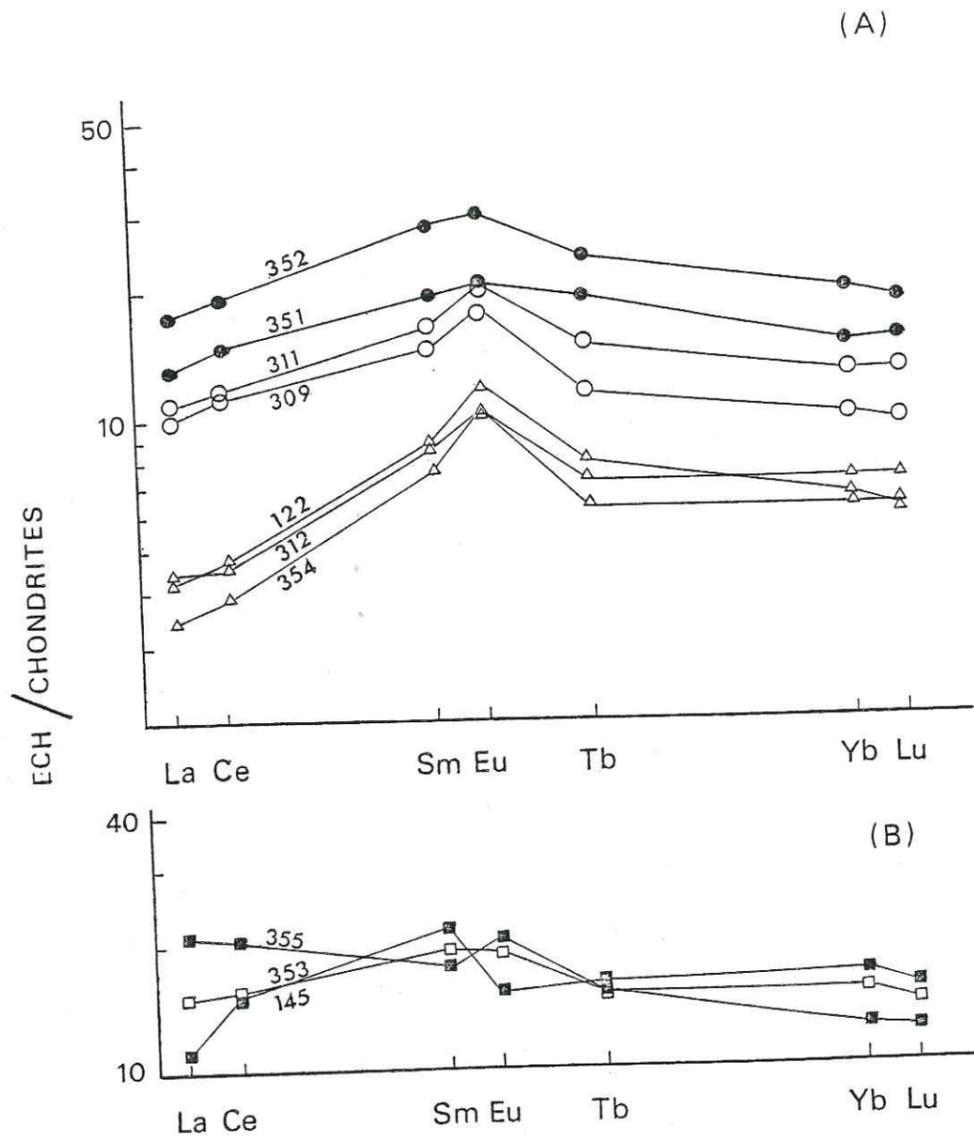


Figure 2 : Concentrations en Terres rares normalisées aux chondrites (Frey et al., 1968) pour les pyrigarnites, les plagiopyrigarnites, les gabbros (A) et les amphibolites (B).

#### Éléments-trace

Terres rares : Les teneurs individualisent nettement les différents termes pétrographiques : les concentrations les plus faibles sont observées dans les gabbros et surtout dans les termes ultrabasiques (Tableau I), tandis que les plus élevées caractérisent les pyrigarnites. Par ailleurs, les gabbros et les plagiopyrigarnites montrent une nette anomalie positive de l'Europium, qui suggère un rôle cumulatif du plagioclase (Fig. 2A). La plupart des échantillons ont des teneurs relativement faibles en Terres Rares légères, avec des rapports La/Yb normalisés aux chondrites,  $(La/Yb)_N \leq 1$ . Les valeurs de ce rapport et la répartition des Terres rares dans les pyrigarnites sont typiques des tholéites océaniques de type N (Sun et Nesbitt, 1979).

L'amphibolite 353 (Fig. 2B) est identique aux pyrigarnites, tant du point de vue des teneurs que de la répartition des Terres rares. Par contre, les autres échantillons diffèrent, soit par une anomalie négative de l'Europium (éch. 145), soit par un léger enrichissement en Terres rares légères (éch. 355).

Th, Hf, Li, Rb, Sr : Th, Hf augmentent globalement avec l'indice de différenciation, depuis les termes ultrabasiques jusqu'aux pyrigarnites. Cette évolution s'accompagne toutefois d'une forte dispersion pour Th dans les termes les plus évolués. Le strontium, très faiblement concentré dans les termes ultrabasiques, montre des teneurs plus élevées dans les gabbros et les plagiopyrigarnites. Li et Rb varient fortement d'un groupe pétrographique à l'autre, sans liaison avec le degré de différenciation.

Le rapport K/Rb évolue dans un grand intervalle : dans les plagiopyrigarnites et les pyrigarnites, les valeurs de K/Rb (400 à 500), comme celles de Rb/Sr (0.008 à 0.033) sont caractéristiques de basaltes de divers environnements (Jahn et al., 1974). Ce rapport atteint des valeurs particulièrement basses dans les gabbros coronitiques. D'autre part, parmi les amphibolites, l'échantillon 355 se distingue par un fort enrichissement en Rb, Li, Th.

Éléments de transition : Ni et Cr sont fortement concentrés dans les termes ultrabasiques ( $\geq 2000$  ppm) et diminuent avec le rapport (Mg) pour atteindre la concentration minimale de 6 ppm dans l'échantillon 352. Paradoxalement, le cobalt augmente globalement avec l'indice de différenciation, des gabbros aux pyrigarnites, mais les valeurs maximales ( $\geq 70$  ppm) caractérisent cependant les termes ultrabasiques. Sc, V, Cu et Zn montrent d'assez bonnes corrélations entre eux et avec le rapport (Mg) ; les concentrations augmentent des termes ultrabasiques jusqu'aux pyrigarnites. On observe toutefois parmi les plagiopyrigarnites et les pyrigarnites, d'importantes variations qui suggèrent l'accumulation de minéraux enrichis en ces éléments. Les amphibolites diffèrent, là encore, par des teneurs élevées en Cr et Ni, et une forte dispersion de Cu et Zn.

#### PETROGENESE

##### Influence du métamorphisme

Les évolutions régulières observées au cours de la différenciation suggèrent que pour la plupart des éléments les répartitions magmatiques sont conservées dans les gabbros coronitiques, les plagiopyrigarnites et les pyrigarnites. L'enrichissement en alcalins et la diminution du rapport K/Rb dans les gabbros coronitiques pourraient être en liaison avec le processus d'amphibolitisation qui affecte partiellement ces roches (Sighirolfi, 1969).

Les amphibolites qui, du point de vue de la répartition des Terres rares, montrent de fortes similitudes avec les termes précédents, se distinguent cependant par des variations plus ou moins importantes pour la plupart des autres éléments, en liaison avec la nature de l'encaissant. Ainsi, l'échantillon 145, localisé au sein des termes ultrabasiques, se caractérise par des teneurs faibles en Si, Na, K, Sr et Cu et par un enrichissement en Fe, Mn, Mg, Cr, Ni. Par contre, l'échantillon 355, prélevé au contact d'un orthogneiss, est nettement enrichi en éléments lithophiles. Enfin, des éléments tels que Al, Ti, Hf et Sc ne semblent pas affectés par le processus d'amphibolitisation, en accord avec les conclusions de divers auteurs (Floyd, 1976 ; Wood et al., 1976 ; Chikhaoui et al., 1980).

#### Relations pétrogénétiques entre les différents termes

Ces relations seront examinées à l'aide des éléments les moins "mobiles" : les Terres rares et certains éléments de transition. Le rôle joué par la cristallisation fractionnée dans la genèse des différents termes est important, comme en témoignent les évolutions régulières de la plupart des éléments. Quand (Mg) diminue, les teneurs des éléments qui présentent une affinité pour le liquide augmentent, tandis que celles des éléments à affinité pour la phase solide (Cr, Ni) diminuent globalement. Par ailleurs, le caractère cumulatif d'un grand nombre d'échantillons apparaît clairement : les plagiopyrigarnites et les gabbros, caractérisés par une anomalie positive de l'Europium (Fig. 2A) sont cumulatifs en plagioclase. Ce caractère est confirmé par les teneurs en strontium, plus élevées dans ces roches. D'autre part, les gabbros montrent un appauvrissement en Terres rares légères, en liaison avec l'accumulation du clinopyroxène, à côté de celle du plagioclase. Toutefois, cette accumulation ne s'accompagne pas de l'enrichissement en chrome qui devrait en résulter : cette anomalie suggère que les gabbros ont cristallisé à partir d'un magma déjà différencié. Dans les plagiopyrigarnites et les pyrigarnites, le fort enrichissement en Ti et V, analogue à ceux rencontrés dans les ferro-gabbros océaniques (Langmuir et al., 1977) est symptomatique de l'accumulation d'oxydes ferro-titanifères. Ce caractère est probablement responsable de la diminution des teneurs en Si quand (Mg) décroît et rendrait compte du comportement anormal de cet élément. Enfin, les termes ultrabasiques ne présentent pas les caractères de résidus réfractaires de fusion partielle : en effet, leurs teneurs en Terres rares sont voisines de celles des chondrites, et donc nettement plus élevées que les teneurs révélées dans les harzburgites résiduelles (Montigny, 1975). Les compositions de ces roches sont typiquement celles de cumulats dominés par la précipitation de l'olivine.

Ces caractères suggèrent que, si la cristallisation fractionnée est bien le mécanisme majeur permettant de relier les différents termes, le processus est rendu plus complexe par la composition mixte de la plupart des échantillons : ceux-ci sont composés simultanément de phases accumulées

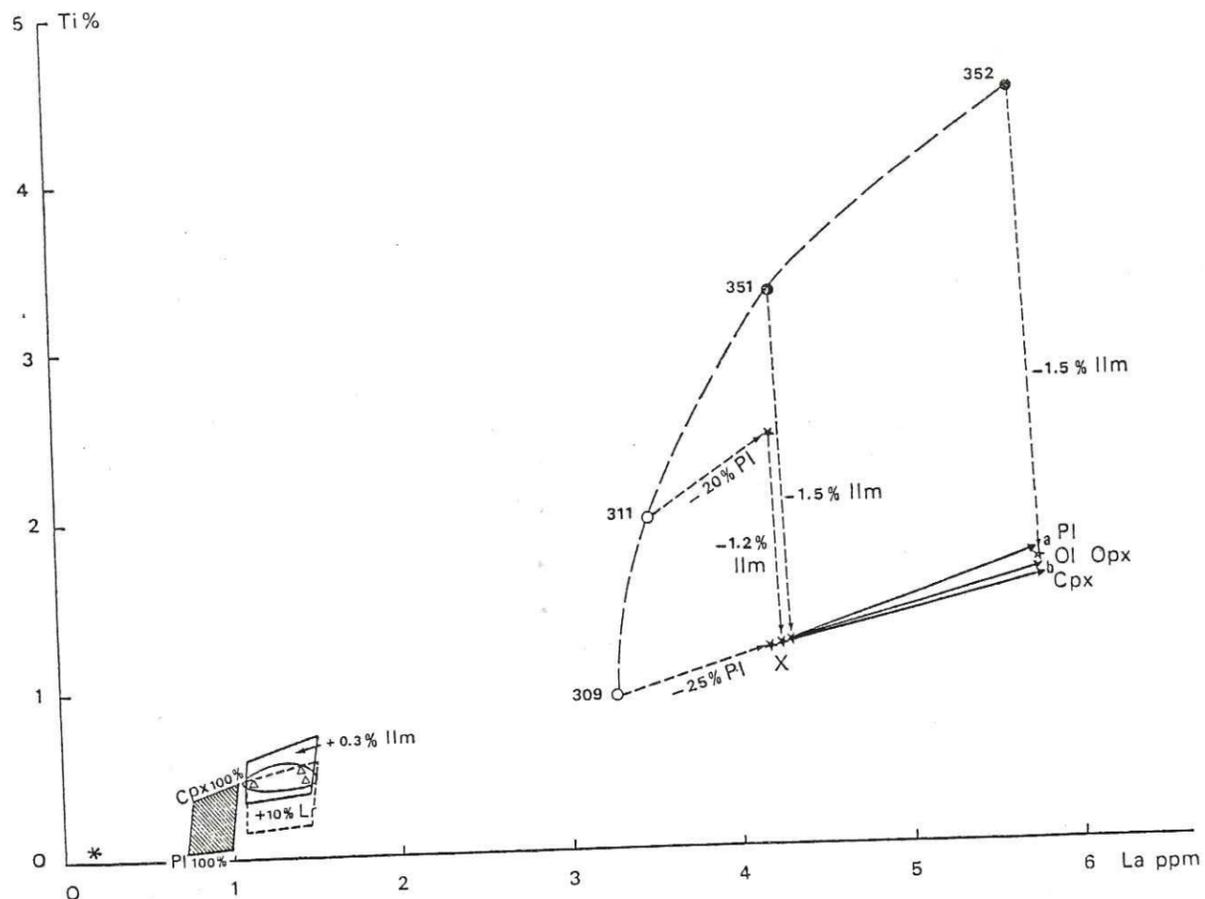


Figure 3 : Diagramme Ti Vs La. Symboles des échantillons comme en Fig. 1 ; autres symboles : ★ composition recalculée après extraction des proportions de phases mentionnées ; Ilm = ilménite ; Pl = plagioclase ; CPX = clinopyroxène ; OPX = Orthopyroxène ; Ol = olivine. Les valeurs de coefficient de partage utilisées pour les calculs sont :

$KD_{Pl}^{Ti} = 0.04$ ,  $KD_{Cpx}^{Ti} = 0.3$ ,  $KD_{Opx}^{Ti} = 0.1$ ,  $KD_{Ol}^{Ti} = 0.02$  (Pearce et Norry, 1979),  
 $KD_{Pl}^{La} = 0.172$ ,  $KD_{Cpx}^{La} = 0.18$ ,  $KD_{Opx}^{La} = 0.026$ ,  $KD_{Ol}^{La} = 0.0089$  (Schnetzler et Philpotts, 1968),  $30 \leq KD_{Ilm}^{Ti} \leq 42$

et de liquides résiduels, en proportions variables. Afin d'évaluer d'une façon plus précise leurs relations pétrogénétiques, il apparaît donc nécessaire de reconnaître les proportions des phases accumulées. Dans ce but, nous considérons que la composition totale de chaque échantillon, pour un élément donné, peut s'écrire :

$$CT_{el} = (\sum X^i CS_{el}^i) + ((1 - \sum X^i) CL_{el}) \quad (1)$$

où  $X^i$  représente la proportion accumulée de la phase  $i$ ,

$n$  le nombre de phases accumulées,

$CS_{el}^i$  la concentration de l'élément dans la phase  $i$ ,

$CL_{el}$  la concentration de l'élément dans le liquide résiduel.

On peut également écrire, si  $KD_{el}^i$  est le coefficient de partage de l'élément entre la phase  $i$  et le liquide résiduel :

$$CT_{el} = CL_{el} ((\sum X^i KD_{el}^i) + (1 - \sum X^i)) \quad (2)$$

avec  $KD_{el}^i = CS_{el}^i / CL_{el}$

L'utilisation de l'équation (2), associée aux valeurs des coefficients de partage proposés par Schnetzler et Philpotts (1968) a permis d'évaluer les proportions de plagioclase accumulé dans les plagiopyrigarnites : celles-ci sont respectivement de  $\sim 25\%$  (éch. 309) et  $\sim 20\%$  (éch. 311). Un tel calcul implique d'extraire des proportions croissantes de plagioclase jusqu'à disparition de l'anomalie de l'Europium. Les compositions en Terres rares des liquides résiduels ainsi obtenus sont très semblables à la composition globale de l'échantillon 351. Ce caractère permet d'ores et déjà de conclure que les plagiopyrigarnites et cet échantillon ont cristallisé à partir du même liquide, la différence majeure consistant en l'accumulation de 20 à 25 % de plagioclase dans les premières.

De la même façon, les proportions d'ilménite accumulées peuvent être calculées au moyen de la corrélation Ti-La (Fig. 3). Sur un tel diagramme, il est possible de calculer les compositions en Ti et La des liquides résiduels, en supposant, en accord avec les observations pétrographiques, que la différenciation est régie par le fractionnement d'olivine, de pyroxène et de plagioclase. Le calcul est effectué à partir d'un liquide parent X

ayant la composition de l'échantillon 309 corrigée de l'effet cumulatif du plagioclase. Dans cet échantillon, l'accumulation des minéraux opaques peut être considérée comme insignifiante. La figure montre que les compositions du liquide ne peuvent évoluer qu'à l'intérieur du domaine étroit limité par les droites XA et XB, quelles que soient les proportions des phases fractionnées. Une telle évolution est comprise dans le domaine défini par les tholéïtes océaniques. Par ailleurs, les compositions des cumulats à clinopyroxène et plagioclase, qui sont les phases majeures des gabbros, en équilibre avec les liquides du champ XAB, sont représentées par le domaine hachuré. La différence observée, par rapport aux données analytiques, est faible et correspondrait à la présence d'environ 10 % de liquide et à une accumulation d'environ 0.3 % d'ilménite.

Enfin, dans ce même diagramme, l'enrichissement particulièrement important en titane de l'échantillon 351 et des pyrigarnites est absolument incompatible avec un simple processus de cristallisation fractionnée et traduit l'accumulation d'ilménite dans ces roches, dans des proportions voisines de 1.2 % pour l'échantillon 311 et 1.5 % pour les pyrigarnites. Bien que, dans ce type de roche, la magnétite contienne généralement un peu de titane, l'influence de ce minéral sur les teneurs globales reste faible par rapport à celui de l'ilménite et a été négligée ici.

Les proportions de magnétite accumulée ont pu être estimées par ailleurs grâce à la corrélation V-La, après correction de l'influence de l'ilménite ( $KD_{ilm}^V = 12$  : Irving, 1978). Les valeurs obtenues sont comprises entre 2.5 et 4 % pour l'échantillon 311, 3.5 et 5 % pour l'échantillon 351, 1.5 et 3 % pour l'échantillon 352, selon la valeur de coefficient de partage retenue pour le vanadium dans ce minéral (Irving, 1978). Ces valeurs sont conformes aux variations observées pour le Cr et Ni dans ces échantillons.

En conclusion, il apparaît possible de relier pétrogénétiquement tous les termes de la série par un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma parent unique. Les concentrations sont toutefois fortement influencées par des processus cumulatifs, y compris dans les termes composés essentiellement de liquide résiduel.

#### CONCLUSION

Du point de vue géochimique, le massif de Najac présente de nettes affinités avec les roches océaniques, et plus particulièrement avec les termes grenus des ophiolites. Cependant, il en diffère par sa faible épaisseur - moins de 500 m, en effet, séparent les cumulats à olivine dominante des gabbros différenciés - et par le fait que l'ensemble de la série dérive d'un magma unique, homogène y compris pour les éléments incompatibles, comme en témoignent les faibles variations des rapports La/Yb et La/Hf, qui restent en accord avec un processus de cristallisation fractionnée.

Le plupart des complexes ophiolitiques, au contraire, sont caractérisés par des injections successives de liquides, dont les compositions en éléments incompatibles évoluent fortement (e.g. massif de Chamrousse)

Par ailleurs, du point de vue géologique, le massif présente des caractères intermédiaires entre les complexes stratiformes et les plutons gabbroïques intrusifs.

Les caractères pétrographiques, associés à l'évolution géochimique, permettent de proposer le modèle génétique suivant : après l'injection d'un magma tholéïtique au sein de roches paradérivées soumises à un métamorphisme du faciès "amphibolite", se dépose dans un premier temps une série de cumulats lités à olivine, olivine + pyroxènes, le plagioclase n'intervenant alors que de façon très subordonnée. Dans le stade suivant, ce minéral fractionne largement, à côté du clinopyroxène et d'une faible quantité d'opaques. Ce fractionnement provoque la cristallisation rapide du magma résiduel, comme en témoigne la grande homogénéité des gabbros. 10 % environ de liquides sont "trappés" lors de cette cristallisation, tandis que subsistent de petites chambres résiduelles où s'opère un dernier fractionnement, dominé par le plagioclase et les opaques. Les liquides

continuent cependant de s'évacuer, après cristallisation de la masse gabbroïque, le long de fractures précoces. La forte densité des minéraux opaques favorise leur accumulation dans ces filons pendant les circulations magmatiques. Ces derniers liquides cristallisent sous forme de roches à grain fin, riches en phénocristaux plagioclasiques dans les chambres résiduelles. L'évolution finale, subsolidus, pendant le refroidissement de l'ensemble basique et ultrabasique, transformerait ces termes en plagiopyrigarnites et pyrigarnites, tandis que les structures coronitiques apparaîtraient simultanément dans les gabbros.

En définitive, le massif de Najac pourrait représenter un laccolithe mis en place dans une croûte continentale amincie au-dessus d'un diapir mantellaire. La profondeur de mise en place serait voisine de 20 km.

REFERENCES

- BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph., RIBEIRO A., 1980 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. Pub. Cong. Géol. Inter., Col. VI, p. 233-246.
- BODINIER J.L., BURG J.P., 1981 - Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). Bull. B.R.G.M., sous presse.
- BURG J.P., MATTE Ph., 1977a - Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut Allier et de la vallée de le Truyère (Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, t. 284D, p. 787-790.
- BURG J.P., MATTE Ph., 1978 - A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan Geodynamic evolution. Z. Dt. Geol. Ges., 129, 429-460.
- CHIKHAOUI M., DUPUY C., DOSTAL J., 1980 - Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from north-western Africa. Contr. Mineral. Petrol., 73, 375-388.
- FLOYD P.A., 1976 - Geochemical variations in the greenstones of S.W. England. J. Petrol., 17, 522-545.
- FORESTIER F.H., 1963 - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut Allier. Thèse et Bull. Serv. Carte Géol. Fr. n° 271, 293 pp.
- FREY F.A., HASKIN M.A., POETZ J.A., HASKIN L.A., 1968 - Rare earth abundances in some basic rocks. J. Geophys. Res., 73, 6085-6098.
- IRVING J.A., 1978 - A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 748-770.
- JAHN B.M., SHIH C.Y., MURTHY V.R., 1974 - Trace element geochemistry of Archean rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 611-627.
- LANGMUIR C.H., BENDER J.F., BENCE A.E., HANSON G.E., TAYLOR S.R., 1977 - Petrogenesis of basalts from the Famous area : Mid-Atlantic ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 133-156.
- MONTIGNY R., 1975 - Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse. Thèse Univ. Paris, 288 pp.
- MONTIGNY R., ALLEGRE C.J., 1974 - A la recherche des océans perdus : les écloçites de Vendée, témoin métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. C.R. Acad. Sci. Paris, 279 D, 543-545.

- MOORES E.M., 1975 - Discussion of "Origin of Troodos and other ophiolites : a reply to Hynes", by Akito Miyashiro. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 223-226.
- MOREL P., IRVING E., 1978 - Tentative paléocontinental maps for the early phanerozoic and proterozoic. *J. Geol.*, 86, 535-561.
- PEARCE J.A., NORRY M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PIBOULE M., 1977 - Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Applications à quelques métabasites du Rouergue et du Limousin (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 1133-1143.
- SCHNETZLER C.C., PHILPOTTS J.A., 1970 - Partition coefficients of REE and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral Phenocryst II, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 331-340.
- SIGHINOLFI G.P., 1969 - K/Rb ratios in high grade metamorphism : a confirmation of the hypothesis of a continual crustal evolution. *Contr. Mineral. Petrol.*, 21, 346-356.
- STRONG D.F., O'BRIEN S.J., TAYLOR S.W., STRONG P.G., WILTON D.H., 1978 - Aborted Proterozoic rifting in eastern Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 15, 117-131.
- SUN S.S., NESBITT R.W., 1979 - Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, 119-138.
- WOOD D.A., GIBSON I.L., THOMPSON R.N., 1976 - Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 55, 241-254.

Chapitre 3 : GEOCHEMISTRY OF THE OPHIOLITES FROM THE CHAMROUSSE  
COMPLEX (BELLEDONNE MASSIF, ALPS)

ABSTRACT

The Lower Paleozoic ophiolite complex of Chamrousse (Belledonne Massif, Alps) is exposed along a 32 km section and is up to 2 km thick. It consists of mafic to ultramafic cumulates and non-cumulates which were metamorphosed into amphibolite facies grade. The non-cumulitic rocks are similar in their chemical compositions to recent ocean-floor olivine tholeiites (both typical N-type and enriched P-type). The cumulates are related to the non-cumulates by fractional crystallization. The distribution of lithophile elements shows that the non-cumulitic rocks were derived from several different parental magmas which display systematic variations according to the time of the emplacement.

Geological and geochemical data suggest a genetic model for the Chamrousse complex within a spreading oceanic ridge. The dynamic partial melting of an upper mantle diapir generated tholeiitic melt which decreased in amount and in REE contents. The first melt, enriched in light REE, is generated along the axis of the ridge while the smaller second batch of melt with a slightly light REE depleted pattern was emplaced in the flank in a mobile environment. The last melt formed cross-cutting dikes with REE abundances typical of the N-type (strongly light REE depleted) of mid-ocean ridge basalts.

## INTRODUCTION

Along the "Ibero-Amorician Arc", the European Variscan belt contains a succession of generally allochthonous mafic and ultramafic complexes (Matte and Burg, 1981) some of which might have had an ophiolitic origin (Montigny and Allegre, 1974). From southern Brittany to the eastern edge of the french Massif Central, these mafic and ultramafic rocks, interbedded with gneisses metamorphosed from amphibolite to granulite facies grade, form a more or less continuous unit (the "leptyno-amphibolitic group" of Forestier, 1963 and Lasnier, 1977) which is considered to be a former suture zone (Carme, 1975a, Bard et al. 1980). A continuation of this formation has been recognized in Alpine external crystalline massifs, especially in the northern and middle sections of the Belledonne belt. In this area, the formation consists mainly of tholeiitic rocks interbedded with metamorphosed graywackes. The mafic-ultramafic massif of Chamrousse is part of this formation.

Among the ophiolitic massifs of the European Variscan belt, the Chamrousse complex (Carme, 1975a,b) was selected for study because of its diversity of lithological types and relatively well-preserved magmatic textures. Recent isotopic data obtained from the french Massif Central (Pin, 1979) suggest a lower Paleozoic age for the Chamrousse rocks. The main purpose of the study is to present

geochemical data on the Chamrousse complex and to discuss its geodynamic and petrogenetic evolution. At the same time, some new field observations are presented in this paper.

## GEOLOGICAL SETTING

The Chamrousse complex (Den Tex, 1950; Carme, 1970, 1973a, 1975b; Menot, 1979) belongs to the pre-Stephanian metamorphic formation of the Belledonne belt. The complex is exposed along a 32 km long and 2 to 5 km wide section in the middle of a late Variscan syncline (Fig. 1) and consists of a layered sequence including from top to bottom (Carme 1975b):

- blastomylonitic ultramafic and mafic banded metacumulates
- broadly layered metagabbros and gabbros cut by a locally dense network of metadoleritic dikes
- massive amphibolites (fine-grained metagabbros, metadolerites and metabasalts), striped amphibolites (metatuffs) and a few bands of metagraywackes

Although refractory ultramafic rocks (e.g. harzburgite) are absent, the whole sequence has been interpreted to be an overturned ophiolitic complex (Carme, 1975b). The ophiolites were thrust over a Variscan tectonic unit (Carme

Figure 1

Generalized geological map of the Chamrousse complex. 1 - zone I, 2 - zones IIa and IIb, 3 - zones IIIa and IIIb, 4 - basement - lower series (pre-Devonian), 5 - basement - upper series (upper Devonian to Visean), 6 - major tectonic contacts, 7 - minor tectonic contacts. The white area represents Stephanian to Quarternary sediments. Striped area of insert map shows the extent of the Alpine external crystalline massifs.

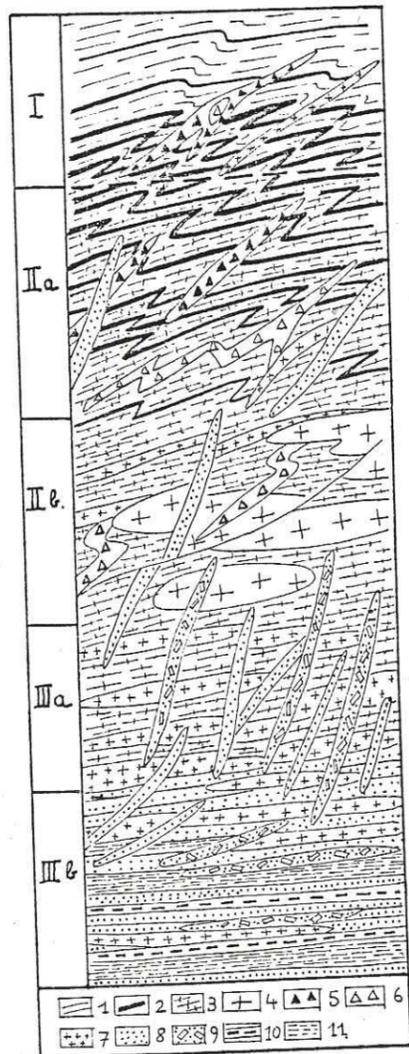
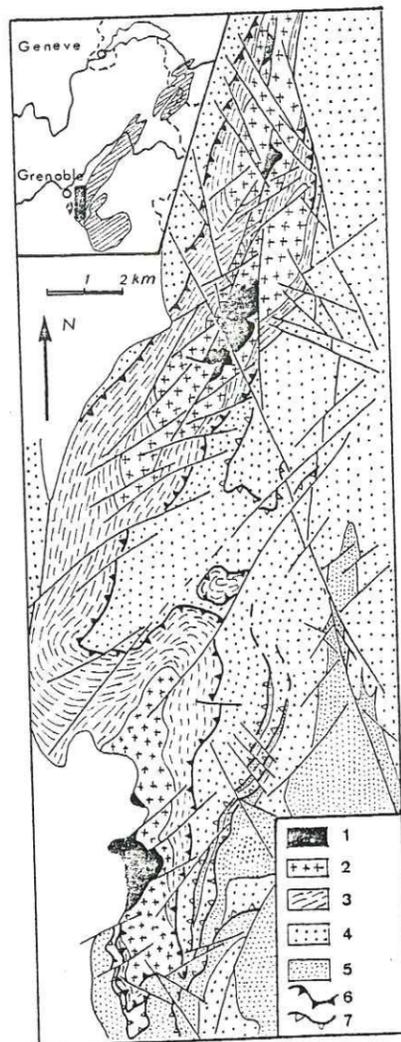


Figure 2

Schematic cross-section through the Chamrousse complex. Roman numerals refer to the corresponding zones of the massif. 1 - metamorphosed dunite and wherlite, 2 - banded metapyroxenites, 3 - banded metagabbro and gabbro, 4 - coarse-grained gabbro, 5 - pyroxenite dikes, 6 - anorthositic and leucogabbroic dikes, 7 - fine-grained gabbro, 8 - metadolerite and metabasalt, 9 - porphyritic metadolerite, 10 - metagraywacke, 11 - metatuff.

1973b) composed of two superimposed lithological series. The upper sequence, probably of upper Devonian to lower Visean age, is epizonal and monocyclic. It unconformably overlies a lower series which is pre-Devonian, mesozonal and polycyclic. This lower unit is composed of tholeiitic metabasalts (500 to 1000 m thick) which are interbedded with metagraywackes. This metabasaltic layer is petrographically and structurally similar to the amphibolitic base of the Chamrousse complex.

PETROGRAPHIC AND STRUCTURAL NOTES

When examined in detail, the Chamrousse complex has complicated petrography and structure. This complexity resulted mainly from mineral accumulation, crystal mush flow and solid state deformation. In addition, some other events were superimposed. They include complete serpentinization of peridotites and metamorphism which affected all Belledonne belt rocks from the Devonian to Carboniferous. The Alpine deformation was limited to recurrent faulting of late Variscan structures.

On the basis of the lithological types and their association in space, five zones (I, IIa, IIb, IIIa, IIIb) can be distinguished (Fig. 2). The serpentinized rocks of Zone I are separated from the underlying mafic cumulates of

Zone IIa by a late shear zone. The transition between the other zones is gradual. Although the thickness of each zone is variable, the maximum thickness of the whole complex is approximately 2000 m.

Zone I. It consists of a layered series of ultramafic rocks (~95%) occasionally cut by dikes (~5%). Three lithological types have been recognized:

- serpentinites characterized by relics of cumulitic texture containing serpentized olivine +Cr-spinel +clinopyroxene +tremolitic amphibole;
- serpentinites displaying mylonitic textures with serpentized clasts of olivine +clinopyroxene and/or brown hornblende clasts in a chlorite-serpentinite micro to cryptocrystalline matrix;
- blastomylonitic amphibolites with clasts of clinopyroxene +serpentized olivine +brown hornblende in a brown hornblende blastic matrix containing scarce plagioclase and/or epidote.

The structural and mineralogical features indicate the following chronological succession:

- crystal accumulation forming a layered series composed of dunites, wherlites and clinopyroxenites according to the following order of

- crystallization: olivine, olivine +clinopyroxene, clinopyroxene, clinopyroxene +plagioclase;
- high temperature solid state deformation forming the mineral association: olivine +clinopyroxene +hornblende +plagioclase;
- low temperature static serpentinization producing the association: serpentine +chlorite +tremolite.

Zone IIa. It is composed of dominant blastomylonites of brown hornblende and/or plagioclase. Clasts of clinopyroxene I +plagioclase +hornblende and rare orthopyroxene are set in a granuloblastic matrix of plagioclase, hornblende +clinopyroxene II. This zone corresponds to a layered series of pyroxenite, gabbro and anorthosite which underwent intense deformation.

Zone IIb. This zone differs from Zone IIa by a less constant banding and a more regular but less intense deformation. Zone IIb is composed of gabbro which forms several distinct types. They include gabbro with typical cumulate layering, broadly layered and heterogeneous gabbro, and flaser gabbro. In addition, banded blastomylonites occur in this zone but are restricted to narrow shear zones. The spatial relationship among the various types of gabbro suggests successive episodes of deformation and magmatic injections. The banding of gabbro was probably formed by flow layering and not by crystal accumulation.

Zone IIIa. This zone is characterized by numerous undeformed dikes cross-cutting bands of metagabbro and gabbro. The zone also contains ferrogabbro with a high content of Ti-magnetite, and locally banded quartz diorite. This diorite occurs only rarely and plagiogranite is absent in the Chamrousse complex. Some conformable layers of fine-grained gabbro and doleritic gabbro are present in the banded metagabbro. Occasionally the gabbro shows orthocumultic texture. Fine-grained gabbro occurs in the form of sills which intruded after the main deformation of the layered sequence.

Zone IIIb. It corresponds to the amphibolitic base of the complex where most primary magmatic structures have been obliterated by deformation during the regional mesozonal metamorphism. Four rock types have been recognized:

- massive fine-grained amphibolites without any relics of magmatic textures, which may represent aphyric lava flows or fine grained doleritic sills.
- massive fine-grained amphibolites with relics of magmatic textures which were derived from doleritic fine-grained gabbros and/or dolerites.
- fine-grained striped amphibolites and leptynites which may represent metatuffs.

- scarce metagraywackes composed of quartz + plagioclase + biotite ± garnet.

Overall, Zone IIIb corresponds to a volcanic series, including effusive and pyroclastic rocks.

Dikes. All five zones were intruded by dikes. In Zone IIIa, they are particularly abundant with thicknesses ranging from 0.5 to 3 m. In Zones IIIa and IIIb, the dikes were usually recrystallized with relics of doleritic texture, and contain plagioclase and green hornblende. Some dikes, which clearly postdate most of the layered cumulates, occur in Zones IIa and IIb. They consist either of amphibolitized fine-grained gabbro or of clinopyroxenite containing olivine or plagioclase, which may evolve into coarse-grained gabbro. It is noteworthy that the fine-grained dikes form several generations, which cut each other. Other dikes and veinlets of Zone IIa and IIb are synchronous with the main deformation and consist of amphibolitized clinopyroxenites and blastomylonitic hornblende leucogabbro. In Zone I, dikes are scarce. They are generally composed of clinopyroxenite.

#### Relative chronology of the magmatic events

On the basis of field and petrographic observations three magmatic evolutionary stages of the Chamrousse complex have been recognized. During the initial stage, the banded cumulates of Zones I and IIa, the banded metagabbros of Zone IIIa and massive amphibolites of Zone IIIb were

formed. The intermediate stage was characterized by the emplacement of most of the rocks of Zone IIB and fine-grained gabbroic sills which are particularly abundant in Zone IIIa. A narrow shear zone composed of flaser gabbro and mylonitic structures were also formed during this stage. The final stage which postdates the deformation under high temperature conditions is marked by intrusions of cross-cutting dikes mainly in Zone IIIa.

#### ANALYTICAL METHODS

Thirty-seven selected samples were analyzed for major and trace elements. Major elements and Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu and Zn were determined by plasma emission spectroscopy at CRPG of Nancy. REE, Sc, Hf and Th were determined by instrumental neutron activation. Based upon 6 determinations of standard rock W-1, the precision of the neutron activation data is better than 5% for most elements except Tb for which it is 10-15%.

#### GEOCHEMISTRY

The major and trace element compositions of the analyzed rocks are given in Tables 1-3 where the samples are grouped according to petrographic type and relative age.

Table 1. The composition of several representative non-cumultic rocks

Zone	IIB										IIIa									
	8020	8017	7727	802	7728	804	757	759	801	756	758	8014	8012	8013	803	8015	8022			
Sample	8020	8017	7727	802	7728	804	757	759	801	756	758	8014	8012	8013	803	8015	8022			
SiO <sub>2</sub> (%)	48.62	49.35	46.73	50.54	51.82	49.83	50.94	52.69	49.78	50.00	50.48	50.26	46.77	51.37	48.61	53.65	51.17			
TiO <sub>2</sub>	0.77	1.94	2.24	1.69	1.72	2.12	2.11	2.53	2.45	2.65	2.67	1.03	2.22	1.47	1.30	1.50	1.72			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	16.03	14.49	15.41	15.27	15.18	14.99	14.78	14.28	13.74	13.39	16.65	15.36	15.79	15.86	16.72	16.36			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.84	3.70	3.05	3.03	3.27	3.23	3.34	3.97	4.23	4.16	2.29	2.88	2.43	3.02	2.59	3.00			
FeO	8.09	8.53	11.09	9.14	9.07	9.85	9.70	10.00	11.91	12.68	12.47	6.87	8.63	7.29	9.07	7.76	9.00			
MnO	0.19	0.17	0.22	0.20	0.19	0.22	0.22	0.23	0.29	0.32	0.30	0.15	0.15	0.16	0.18	0.13	0.19			
MgO	10.52	7.30	8.70	6.36	5.74	5.90	5.72	5.70	5.43	4.70	4.14	8.43	9.18	7.39	8.66	6.12	5.44			
CaO	8.99	8.42	9.59	8.44	8.36	9.10	8.53	6.35	7.75	7.51	7.98	10.09	10.63	9.42	9.31	6.25	8.15			
Na <sub>2</sub> O	2.39	3.55	2.53	3.52	3.54	3.84	3.50	3.26	2.58	3.44	3.63	3.19	1.83	3.55	2.75	4.42	4.01			
K <sub>2</sub> O	1.23	1.44	0.48	1.22	1.15	0.32	0.95	0.92	1.18	0.62	0.74	0.61	1.97	0.90	0.78	0.64	0.76			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.28	0.31	0.73	0.85	0.33	0.91	0.42	0.42	0.62	0.89	1.03	0.05	0.12	0.27	0.16	0.16			
LOI	1.33	0.92	0.61	0.73	0.85	0.78	0.91	0.91	0.53	0.62	0.89	1.03	0.80	0.54	0.96	1.20	0.80			
[Mg]	0.70	0.60	0.58	0.55	0.53	0.52	0.51	0.50	0.45	0.40	0.37	0.69	0.65	0.64	0.63	0.58	0.52			
Th(ppm)	0.64	1.28	0.84	1.79	1.78		2.18	2.22	1.60	1.42	1.98	0.51		0.70	0.37	2.27	0.79			
Hf	1.40	4.13	3.07	4.87	4.39		4.76	5.31	4.06	3.83	6.50	1.42	1.71	2.50	1.32	4.20	2.68			
La	3.15	12.06	10.60	16.75	14.77		13.55	18.69	18.50	18.28	22.59	3.65	3.56	6.16	4.72	9.55	7.70			
Ce	9.27	30.01	24.27	41.25	33.87		35.85	47.26	41.91	36.36	63.36	10.95	10.37	17.44	12.65	24.82	20.74			
Sm	2.07	5.65	5.30	6.33	5.86		5.26	7.66	7.37	6.69	10.97	2.46	3.88	3.64	2.90	4.77	4.40			
Eu	0.88	1.79	1.56	1.88	1.83		1.75	2.31	1.88	2.20	3.42	0.94	1.55	1.34	1.04	1.50	1.61			
Tb	0.50	1.27	1.08	1.37	1.35		1.27	1.73	1.35	1.58	2.35	0.53	0.71	0.95	0.70	1.23	1.14			
Yb	1.85	3.93	3.50	4.32	4.17		3.93	4.97	4.17	4.23	6.39	1.77	1.80	2.78	1.97	3.15	3.02			
Lu	0.27	0.62	0.56	0.70	0.70		0.60	0.79	0.76	0.64	1.01	0.29	0.29	0.45	0.38	0.56	0.51			
Ba	269	459	113	242	255	72	237	169	255	147	226	246	594	218	301	108	119			
Rb	44	45	27	27	10	10	29	29	29	12	38	12	38	16	15	14	14			
Sr	180	245	215	211	230	225	210	262	140	213	254	228	254	268	150	248	259			
Sc	29.6	33.4	32.1	30.0	26.5		32.4	32.4	35.0	30.4	29.9	29.2	37.6	31.7	34.9	23.5	29.9			
V	219	255	265	216	209	343	248	244	288	219	192	205	316	256	257	203	311			
Cr	580	193	372	174	175		172	102	91	58	42	270	478	183	210	124	47			
Co							66	66		62	33									
Ni	158	68	20	96	98	44	51	55	53	17	31	105	296	75	33	61	29			
Cu	<10	36	<10	18	17	69	24	140	88	50	27	45	27	27	31	<10	17			
Zn	72	89	75	75	85	85	53	53	86	88	61	88	88	80	88	47	92			

[Mg] = Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>; Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> standardized to 0.15.

Table 2. The composition of several representative dikes

	7510	8011	8010	807	809	7514	805	806	808
Sample	7510	8011	8010	807	809	7514	805	806	808
SiO <sub>2</sub> (%)	48.76	49.95	50.30	50.34	49.23	50.99	49.82	50.37	50.78
TiO <sub>2</sub>	1.40	1.33	0.98	1.61	1.98	1.25	2.20	2.08	2.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.32	19.33	18.66	15.99	16.14	17.43	14.82	15.00	14.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.33	1.95	2.03	2.61	2.67	2.45	3.00	3.27	3.26
FeO	6.98	5.85	6.07	7.83	8.02	7.36	9.01	9.81	9.78
MnO	0.14	0.11	0.14	0.16	0.16	0.15	0.20	0.21	0.23
MgO	10.98	7.01	7.11	7.42	7.60	8.56	6.79	6.74	6.51
CaO	12.84	9.92	9.85	9.67	10.05	8.56	9.71	8.24	8.15
Na <sub>2</sub> O	2.18	3.31	3.15	3.49	3.43	4.18	3.88	3.22	3.92
K <sub>2</sub> O	0.25	1.42	1.45	0.71	0.40	0.86	0.21	0.65	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	1.01	0.85	0.95	0.68	0.33	0.24	0.18
LOI	1.02	0.99	1.01	0.85	0.95	0.68	0.82	0.99	0.78
[Mg]	0.74	0.68	0.67	0.63	0.63	0.62	0.57	0.55	0.54
Th (ppm)	0.11		0.21	0.44	0.23		0.28	1.25	0.39
Hf	0.58		1.34	2.28	2.39		3.28	5.27	2.88
La	1.05		2.33	5.33	4.61		5.92	15.04	6.25
Ce	3.96		7.33	14.63	10.91		17.05	33.80	17.09
Sm	1.51		2.03	3.44	3.64		4.80	6.81	4.10
Eu	0.74		0.86	1.27	1.30		1.63	2.26	1.51
Tb	0.42		0.51	0.78	0.90		1.20	1.49	0.99
Yb	1.63		1.78	2.89	3.05		3.65	5.15	3.31
Lu	0.22		0.28	0.44	0.50		0.66	0.85	0.54
Ba	28	693	137	92	127	117	57	111	49
Rb		24	36	10	<10	338	<10	15	10
Sr	147	237	195	243	171	338	173	188	183
Sc	49.7		28.0	38.5	29.8		36.2	33.7	33.1
V	336	209	183	275	252	276	276	237	284
Cr	1357	337	182	95	259	110	49	209	12
Co			30	63	137	70	69	92	42
Ni	200	157	65	38	34	42	63	<10	33
Cu	65	31	7	77	91		84	55	90
Zn		68	36						

[Mg] = Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>; Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> standardized to 0.15; doleritic dike: 8011, 8010, 807, 809, 7514, 805, 806, 808; pyroxenitic dike of zone I: 7510.

Table 3. The composition of several representative cumulates

Zone	I		IIa		IIb		IIIa		755		
	754	753	752	8016	8025	8019	751	8023		8024	8018
Sample	754	753	752	8016	8025	8019	751	8023	8024	8018	755
SiO <sub>2</sub> (%)	43.85	42.39	46.62	44.43	49.36	51.67	49.86	46.64	49.79	43.81	43.63
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.92	0.79	1.43	0.73	0.27	0.78	1.25	1.19	2.90	5.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.21	11.92	13.28	14.50	12.37	22.18	17.20	16.77	17.53	14.44	15.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	2.41	2.60	3.12	1.58	1.00	1.97	2.95	2.39	4.31	4.48
FeO	7.91	7.22	7.81	9.37	4.75	2.99	5.92	8.86	7.17	12.92	13.43
MnO	0.14	0.16	0.17	0.25	0.14	0.09	0.12	0.18	0.15	0.33	0.29
MgO	25.25	19.48	14.20	11.17	11.56	5.05	9.99	9.85	8.12	9.59	7.15
CaO	6.81	9.51	11.15	12.51	15.83	12.15	9.89	9.61	9.05	8.42	7.96
Na <sub>2</sub> O	0.89	1.38	1.88	2.10	1.86	3.62	2.65	3.01	3.28	2.42	2.63
K <sub>2</sub> O	0.10	0.19	0.85	0.82	0.34	0.76	1.30	0.73	1.32	0.63	0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>											
LOI	1.51	4.22	1.39	0.89	1.23	1.07	1.14	0.79	0.99	1.06	0.41
[Mg]	0.85	0.83	0.76	0.68	0.81	0.75	0.75	0.66	0.67	0.57	0.49
Th (ppm)			0.18	0.08	0.08	0.08	0.11	0.06	0.66	0.26	0.21
Hf			0.56	0.59	0.47	0.23	0.59	1.36	1.29	1.06	0.92
La			2.32	3.33	1.16	0.85	0.98	3.57	4.65	3.19	2.75
Ce			6.49	8.73	3.52	2.03	3.59	9.34	11.77	6.99	7.24
Sm			1.63	2.46	1.24	0.52	1.38	2.55	2.43	1.75	1.76
Eu			0.68	0.87	0.51	0.56	0.70	1.05	1.02	1.05	1.24
Tb			0.38	0.50	0.27	0.18	0.32	0.72	0.50	0.30	0.36
Yb			1.55	2.12	1.12	0.45	0.89	1.97	1.55	1.18	1.19
Lu			0.25	0.32	0.19	0.09	0.18	0.28	0.25	0.18	0.23
Ba	35	39	147	121	83	147	177	97	267	107	155
Rb			20	<10	17		15	24	12		
Sr	95	79	117	203	165	329	274	200	227	178	241
Sc			47.6	49.0	53.6	27.3	40.4	29.7	35.7	27.6	27.8
V	217	255	336	364	390	196	221	246	247	279	506
Cr	2308	900	695	466	2900	360	479	215	63	153	153
Co			78	29	18		183	117	38	96	49
Ni	750	305	148	98	62	47	27	16	<10	43	45
Cu	95	104	29	10	13	34		84	72	96	127
Zn		51	60	81	36	29					

[Mg] = Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup>; Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> standardized to 0.15

In each group, the samples are arranged in order of decreasing [Mg] values (Mg/Mg + Fe<sup>2+</sup> atomic ratio) to illustrate the variation trends.

Although the rocks underwent alteration and metamorphism, the systematic variation trends indicate that most elements considered (with the exception of K, Na, Rb and Ba) were not affected by secondary processes.

### Major elements

The normative compositions indicate that most of the rocks are olivine tholeiites. A few samples which contain quartz or nepheline in their norms correspond to differentiated rocks and plagioclase cumulates. On the AFM diagram (Fig. 3), the various petrographic types display a typical tholeiitic trend marked by an iron enrichment. A notable geochemical feature of the Chamrousse complex is the large range of the [Mg] ratios. The highest values (0.83-0.85) belong to the ultramafic rocks of Zone I while the lowest (0.37-0.50) are found in the differentiated rocks of Zone IIIb. The major element composition of the ultramafic rocks suggests that the rocks are cumulitic rather than residual. The mafic non-cumulitic rocks resemble recent ocean-floor tholeiites and other ophiolitic basalts.

As the [Mg] ratio in the rocks of the Chamrousse complex decreases, SiO<sub>2</sub> varies only slightly while MgO and CaO sharply decrease and Fe and Ti increase. This is typical of tholeiitic sequences and is illustrated for Ti in Fig.

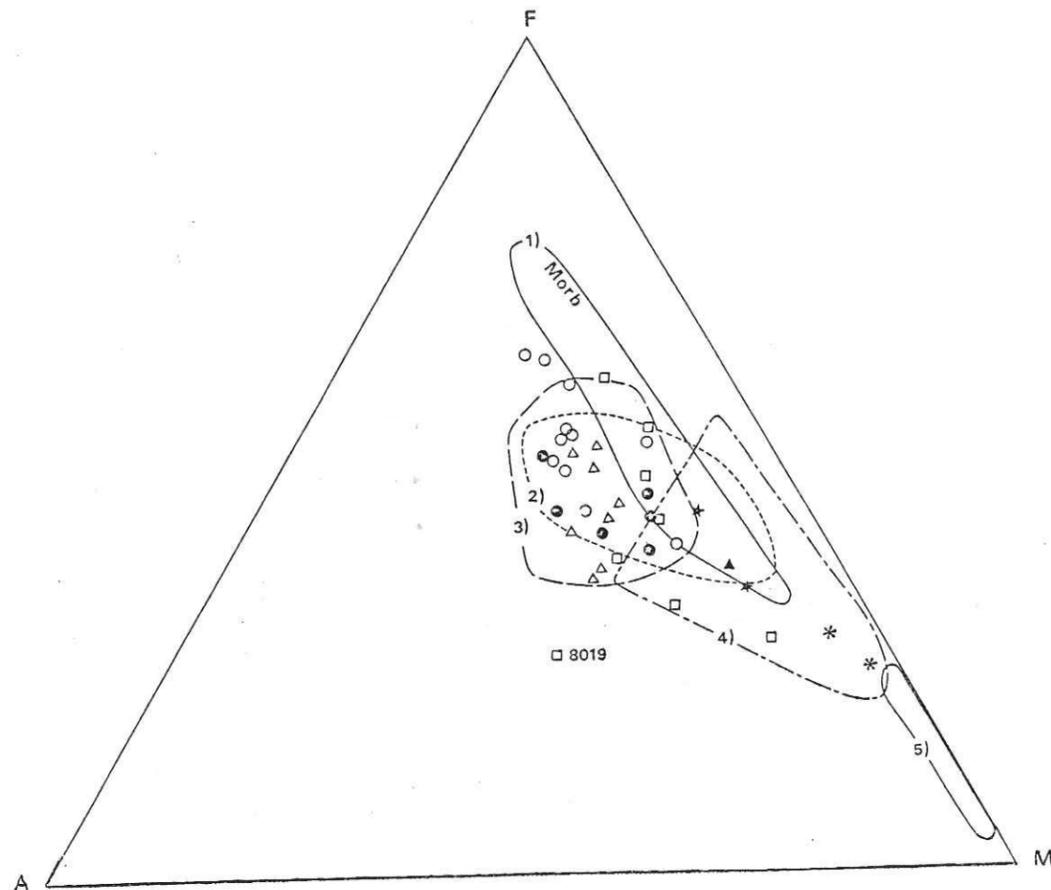


Figure 3 : AFM diagram for ophiolitic rocks of the Chamrousse complex. The first field (1) represents North Atlantic ocean-floor basalts (Morb) of Wood et al. (1979). Field 2 to 5 are for Tethyan ophiolites (Parrot, 1977) from eastern Mediterranean and refer to lavas (2), dikes (3), mafic cumulates (4) and ultramafic cumulates (5). ● rocks of zone IIIa, ○ - rocks of zone IIIb, Δ - dolerite dikes, ▲ - amphibolite dikes, - cumulates of zone IIb and IIIa, ★ - cumulates or zone IIIa, \* - cumulates of zone I.

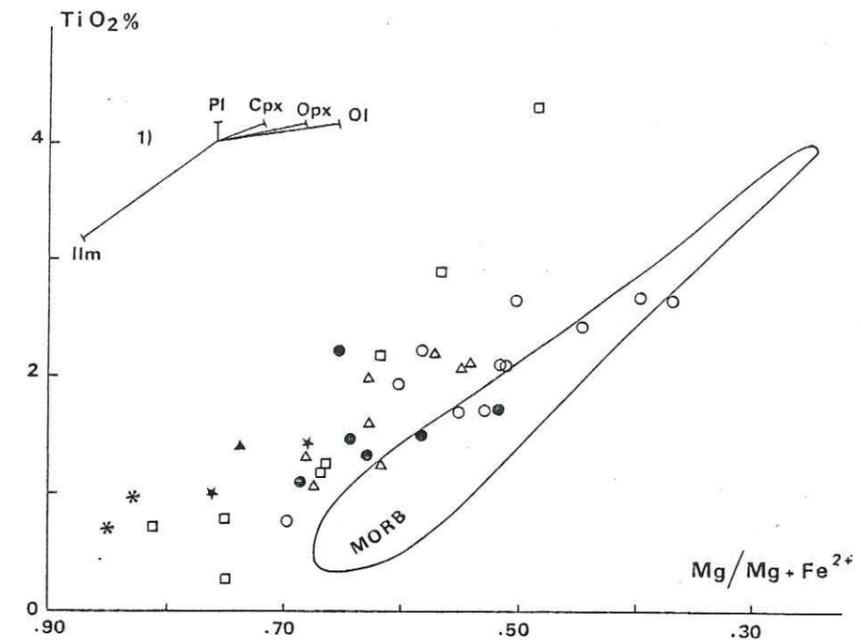


Figure 4 :  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$  diagram for rocks of the Chamrousse complex. Symbols are the same as in Fig. 3. The solid line delineates the field of mid-ocean ridge basalts (MORB) after Walker et al. (1979). 1.) - Variations of liquid during fractional crystallization are shown for olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase and ilmenite at 10% of solidification.

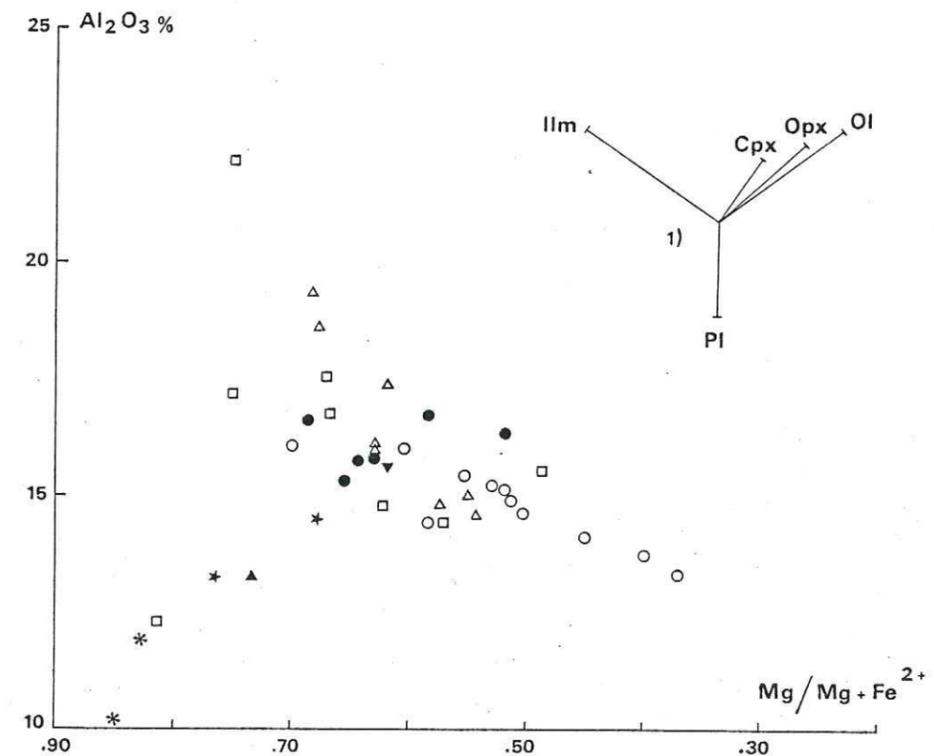


Figure 5 :  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs  $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$  diagram for rocks of the Chamrousse complex. Symbols are the same as in Fig. 3. 1) - Variations of liquid during fractional crystallization are shown for plagioclase, olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and ilmenite at 10% of solidification.

4. This plot also suggests that, in agreement with thin section observations, the high Ti content of two ferrogabbro samples (Zone IIIa) may be related to the accumulation of Ti-magnetite.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tends to decrease with differentiation and from the  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - [Mg] plot (Fig. 5), two groups of cumulates can be distinguished: plagioclase cumulates having  $\text{Al}_2\text{O}_3$  higher than 17% and ferric cumulates with less than 14%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

While  $\text{Na}_2\text{O}$  tends to increase towards the more differentiated rocks, the abundances of  $\text{K}_2\text{O}$  are highly variable probably due to metamorphism and alteration. The high  $\text{K}_2\text{O}$  content of sample 8022 accompanied by low  $\text{Na}_2\text{O}$  may suggest a metasomatic exchange between these two elements. However, in total, the alkali content is relatively constant in all samples (Fig. 6) and most rocks fall outside the spilite field in Fig. 6.

The wide interval of [Mg] values observed in the complex indicates that the rocks underwent a variable degree of differentiation. The variation trends for the non-cumulitic rocks suggest fractionation of both plagioclase and clinopyroxene. Ti-magnetite played a role only during the last stages of differentiation as evidenced by the constancy of the Ti contents in the more differentiated rocks and the high abundance of Ti-magnetite in ferrogabbro.

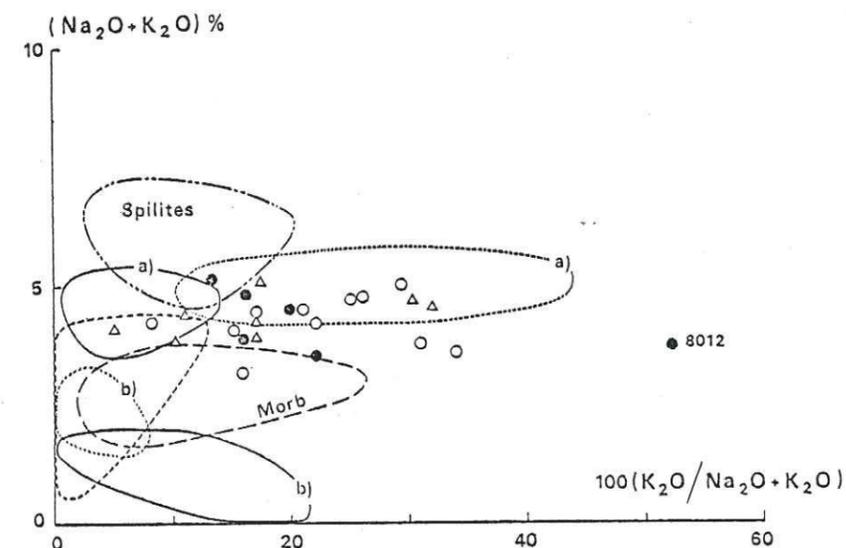


Figure 6 :  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  vs  $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  diagram for rocks of the Chamrousse complex. Symbols are the same as in Fig. 3.  
 - - - field of spilites (Hughes, 1973), - - - field of MORB (Sun and Nesbitt, 1979 ; Wood et al., 1979), - - - field of New Caledonian ophiolites (Dupuy et al., 1981), — a,b - fields of Betts Cove ophiolites (Coish and Church, 1979), ..... a,b - fields of Burin group basalts (Strong and Dostal, 1980).

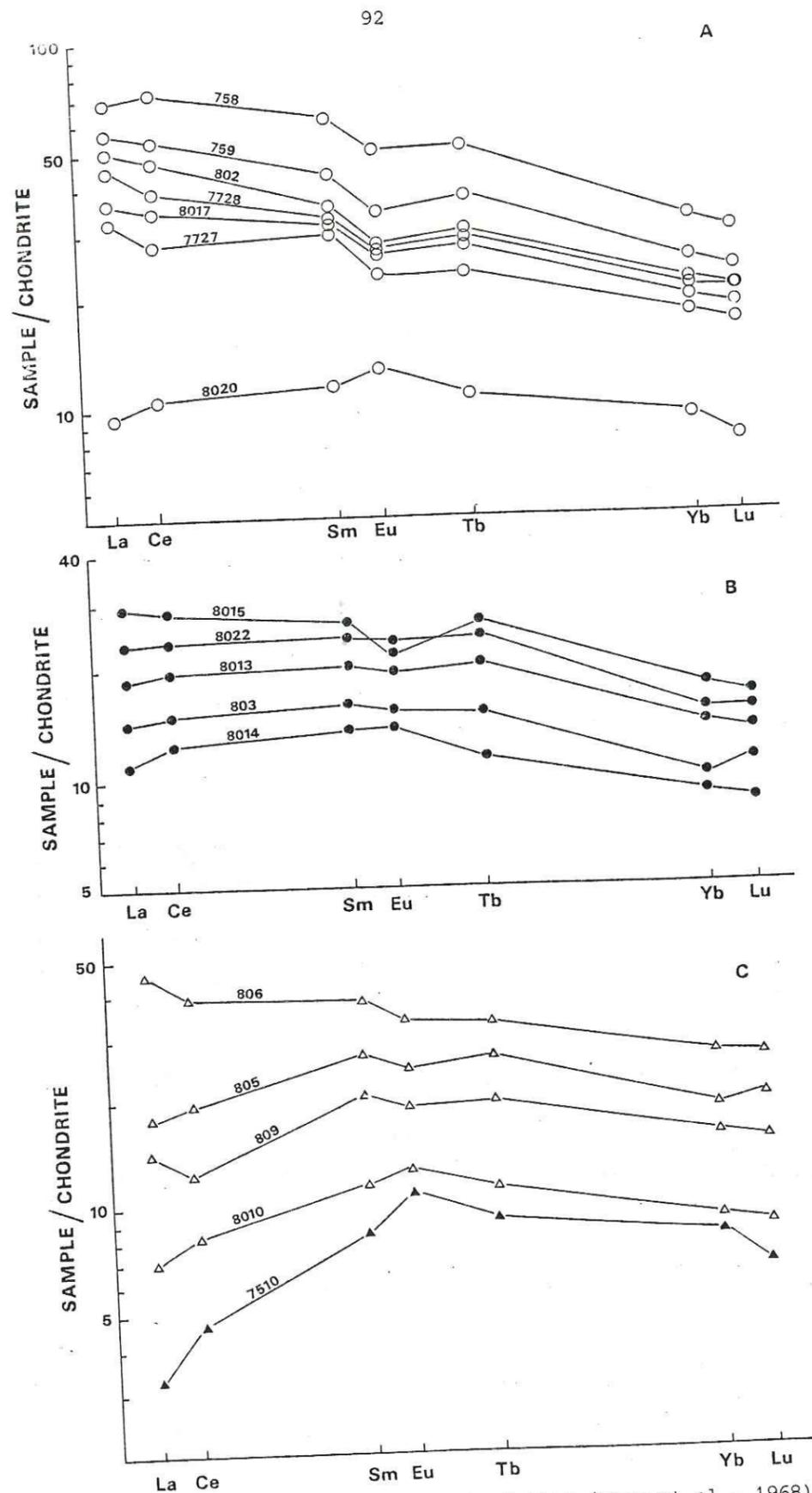


Figure 7 : REE abundances normalized to chondrites (Frey et al., 1968) for non-cumulitic rocks of zone IIIb (A), zone IIIa (B) and dikes (C).

#### Trace elements

Rare-earth elements. The REE patterns normalized to chondrites are shown in Fig. 7 for the non-cumulitic rocks and in Fig. 8 for the cumulitic rocks. Regarding the non-cumulitic rocks, the samples of Zone IIIb (Fig. 7A) display, with one exception (Sample 8020), a sub-parallel REE pattern characterized by a slight LREE enrichment and fractionation of HREE. These samples have small but distinct negative Eu anomalies due to the influence of plagioclase. Their  $(La/Yb)_N$  and  $(La/Sm)_N$  ratios vary respectively from 1.8 to 2.7 and from 1.1 to 1.4. Both ratios increase with the differentiation suggesting pyroxene fractionation as indicated by the major element content. The fine-grained gabbro of Zone IIIa (Fig. 7B) and sample 8020 (Fig. 7A) both display lower LREE content and lower  $(La/Yb)_N$  ratios (1.2 to 1.8). These ratios increase with differentiation but only one analyzed sample from this group (sample 8015) has a negative Eu anomaly. Most of the dike samples (Fig. 7C) are characterized by a depletion of LREE [ $(La/Yb)_N = 0.8$  to 1.1]; this depletion is rather distinct in a pyroxenitic dike of Zone I (Sample 7510).

The analyzed samples show large differences in their REE patterns and their abundances according to the zones and to the chronological emplacement. The rocks of Zone IIIb and to a lesser extent the fine-grained gabbros of Zone IIIa differ from the type N of oceanic tholeiites by their distinctly higher LREE content. In this respect,

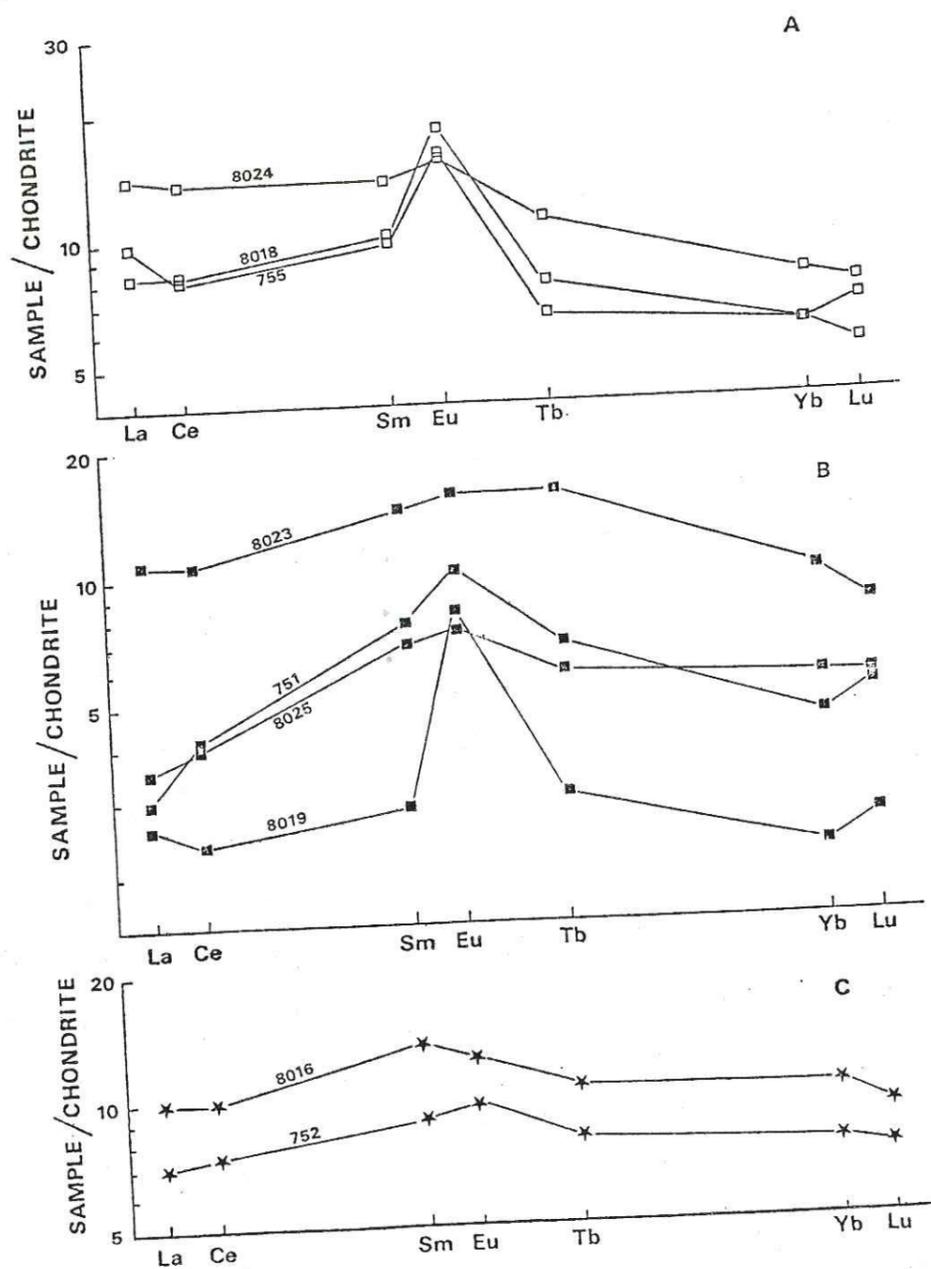


Figure 8 : REE abundances normalized to chondrites (Frey et al., 1968) for cumulates rocks of zone IIIa (A), zone IIb (B) and zone IIIa (C).

they resemble the types T and P of mid-ocean ridge basalts (Sun and Nesbitt, 1979). On the other hand, the dike samples are similar to the N type of oceanic ridge basalts (Sun and Nesbitt, 1979). Compared to Alpine ophiolites (Montigny, 1975; Lewis and Smewing, 1980; Smewing and Potts, 1976) most of the studied samples are higher in LREE. They are most similar to the Paleozoic ophiolites of the European Caledonian belt (Furnes et al. 1980) and to the Paleozoic and Proterozoic rocks of Newfoundland (Coish and Church, 1979; Strong and Dostal, 1980).

The cumulitic rocks also display variable REE patterns and contents (Fig. 8). From the REE pattern, the cumulitic character is clearly shown in the ferrogabbro of Zone IIIa where in addition to Ti-magnetite accumulation, the positive Eu anomaly suggests the presence of cumulitic plagioclase. In the gabbro of Zone IIb, the REE pattern indicates the predominant accumulation either of plagioclase (Sample 8019) or of pyroxene (Samples 8025 and 751). The cumulitic character is less marked in the other samples because they probably contain inter-cumulus liquid.

Th, Hf, Rb, Ba and Sr. Th and Hf display a good positive correlation between themselves and with LREE. Their contents are low in cumulitic rocks and increase with the differentiation of the rocks. However, for a given [Mg] value, their content tends to be higher in the rocks of Zone IIIb. Rb and Ba do not correlate with other incompatible elements. Like K, they show large erratic variations

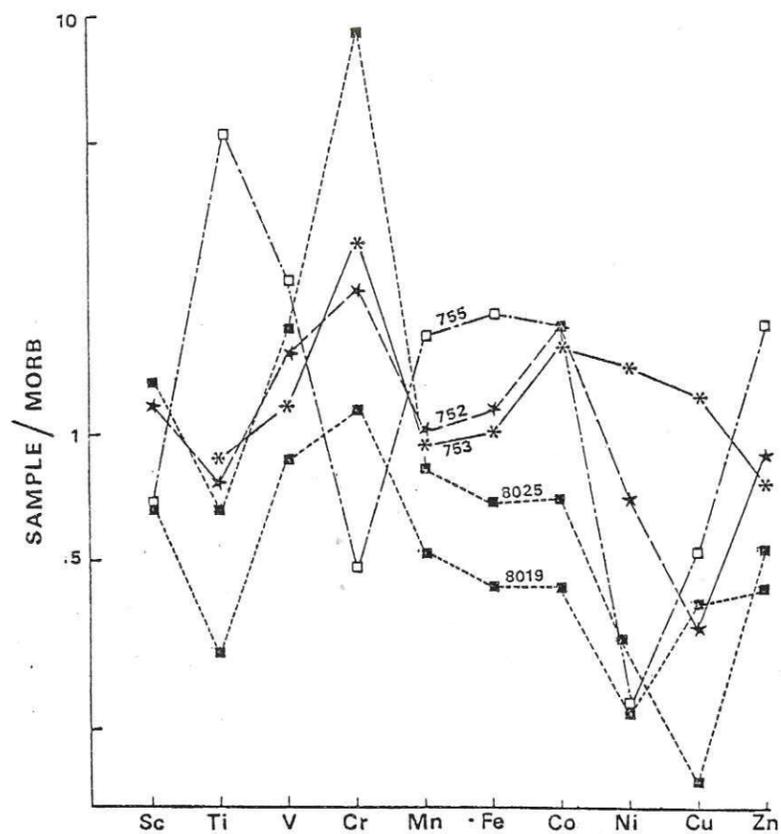


Figure 9 : Transition element abundances in cumulate rocks normalized to mid-ocean ridge basalts (MORB - Bougault and Hekinian, 1974).

although there is an overall positive intercorrelation. The K/Rb ratio is relatively low, ranging in most samples between 290 to 350. The abundances of these relatively mobile elements may be affected by secondary processes such as metamorphism and alteration.

#### Transition elements

In equivalent non-cumulitic rocks of the various zones, the abundances of transition elements (except Cu) are similar and vary systematically with the [Mg] values. Ni and Cr decrease towards the more differentiated rocks; this decrease is more pronounced for Cr than for Ni indicating that pyroxene is the dominant crystallizing feric mineral. Sc remains relatively constant but V increases until [Mg] = 0.5 then decreases, thus corroborating the Ti-magnetite precipitation in the late stage of differentiation. Cu and Zn also increase during differentiation but this trend is blurred by a large scatter of data, particularly for Cu.

In the cumulitic rocks, the abundances of transition elements vary according to the proportion of the cumulitic minerals and the [Mg] values of the rocks which reflect the degree of differentiation. The main features are summarized on Fig. 9 where selected samples are normalized to ocean-floor basalts. The ultramafic cumulate 753 and gabbroic cumulate 756 have a rather similar transition element content and pattern except for Ni which is lower in the

latter and for Cu which is randomly distributed in all samples. The decrease of Ni which may be related to the variation of the [Mg] values, could imply olivine fractionation. The high Cr content of sample 8025 is due to the large amount of clinopyroxene. Its transition element pattern is almost parallel to that of sample 8029, the lower transition element content of which may be attributed to the dilution effect of plagioclase. The ferrogabbro 755, which has a low [Mg] value, is depleted in Cr and Ni and enriched in Ti, V, Mn, Fe and Co. This enrichment is related to the accumulation of Ti-magnetite.

#### PETROGENESIS

Several features indicate that a process of fractional crystallization has played some role in the genesis of the Chamrousse complex. These features include the presence of cumulates associated with differentiated basic rocks and the large range of [Mg] values displaying regular variation trends when plotted against several major and transition trace elements. This fractional crystallization process involved mainly plagioclase and clinopyroxene. In addition, olivine played a role in the early stage of differentiation and Ti-magnetite in the last stages. These phases are typical of common cumulitic rocks. However, the distribution of the incompatible elements (especially REE)

suggests that the petrogenetic relationship among the various non-cumulate rocks is more complex. This is obvious from Fig. 10 where the large La/Yb ratio variation cannot be explained by a simple process of crystal fractionation of the same parental magma even if the differentiation trend had resulted only from the fractionation of clinopyroxene.

In Fig. 10, the samples are separated according to their lithological type, and this grouping suggests at least three parental magmas. In fact, a detailed study shows that samples from the same lithological type in many cases cannot be related by a simple fractional crystallization process. For example, in Zone IIIb several samples have sub-parallel REE patterns associated with a constant La/Hf ratio and a small but distinct variation of the La/Yb ratio which is correlated with the [Mg] values. Such samples could be related by fractional crystallization. However, in the same Zone IIIb samples 8020 and 802 display several features which support a derivation from parental magmas with different compositions. The features include high content of lithophile elements in sample 8020 and their depletion in sample 802 compared to the other rocks of similar [Mg] values. The same seems to be true for the cumulate rocks. Their large range of REE contents and La/Yb ratios probably indicate derivation from several parental liquids.

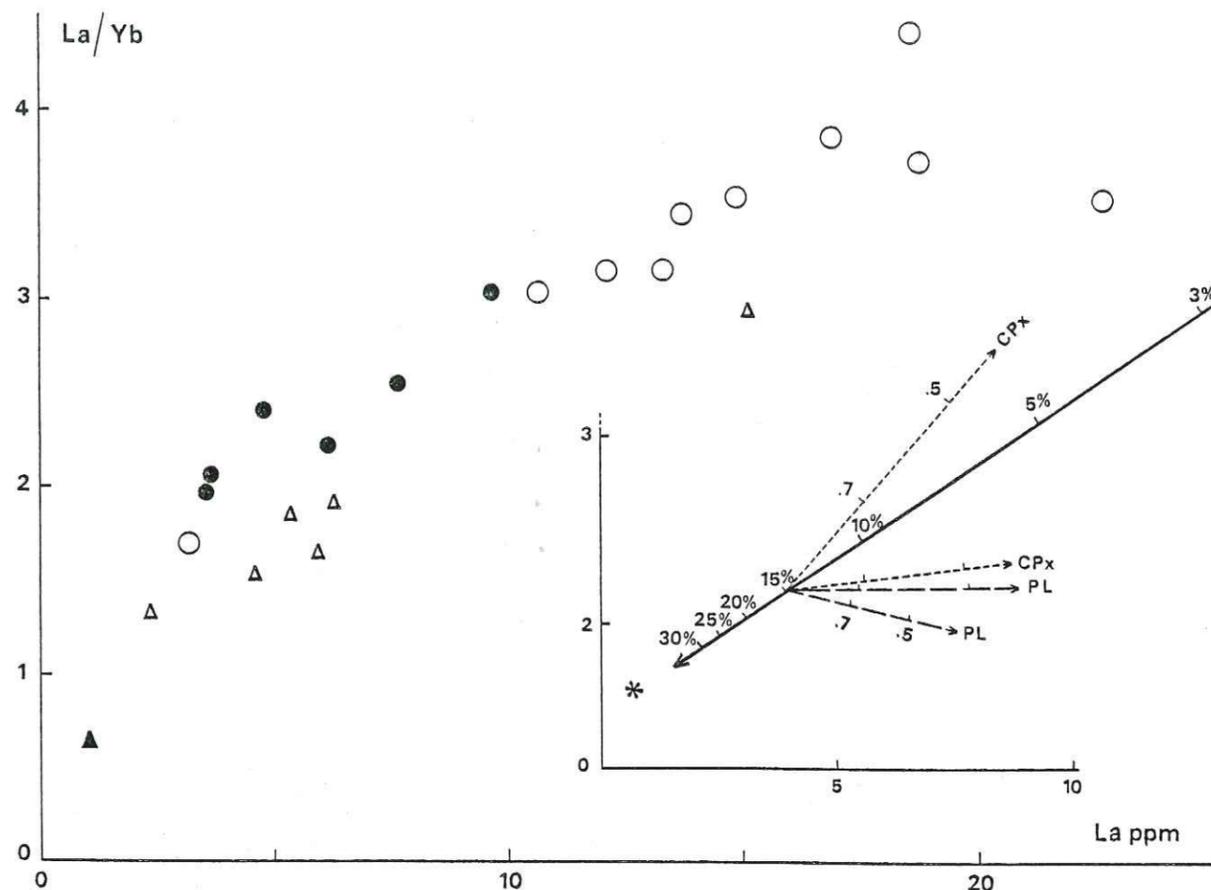


Figure 10 : La/Yb vs La diagram for non-cumulitic rocks. Symbols are the same as in Fig. 3. The solid line represents the composition of the liquid produced by equilibrium partial melting of an upper mantle source having two times chondritic abundances. The degree of fusion (F) used for the calculation ranged from 3 to 30 %. The composition of the parent : ol 0.54, opx 0.31, cpx 0.15; composition of the melt : ol 0.15, opx 0.35, cpx 0.50. The partition coefficients used are from Davis and Condie (1977). The dashed line represents the variation of the residual liquid after fractional crystallization of clinopyroxene, plagioclase and olivine. Partition coefficients of Schnetzler and Philpotts (1970), Drake and Weill (1975) and Grutzeck et al. (1975) were used. Two sets of values were used for clinopyroxene and plagioclase.

Two important aspects of the petrogenesis of the rocks of the Chamrousse complex will be treated in turn. The first aspect deals with the relationship between cumulate and non-cumulate rocks. The second one refers to the relationship among the various parental magmas from which the rocks of the Chamrousse complex were derived.

#### Relationship between the cumulate and non-cumulate rocks

The structural and field observations suggest that the banded cumulates of Zone IIa are genetically related to the amphibolites of Zone IIIb while a similar relationship exists between the broadly banded cumulates (Zone IIb) and the fine-grained gabbro of Zone IIIa. This hypothesis may be tested for several elements by calculating the bulk partition coefficients (D) during fractional crystallization of the rocks of Zone IIIb and Zone IIIa. The D obtained were then applied to the equation  $\frac{C^S}{C^L} = D + C^L$

partition coefficients for cumulates and liquids respectively) in order to calculate the composition of a cumulate in equilibrium with the various liquids (cf Fig. 11). The results plotted graphically for several samples show a good agreement between the calculated and the observed compositions of the cumulates. For the cumulates without typical cumulitic REE patterns, their trace element composition can be matched only by incorporating various proportions of trapped liquids.

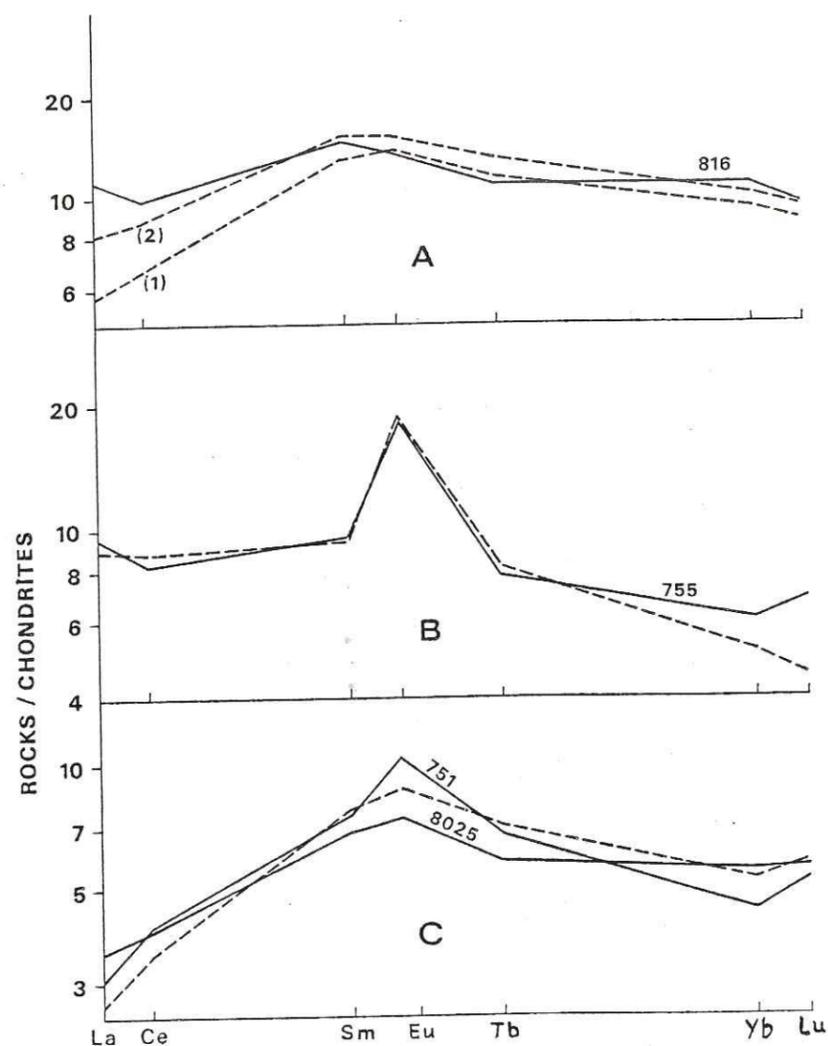


Figure 11 : Calculated composition of cumulates in equilibrium with various non-cumulitic rocks. The calculations were done according to the following equation :  $C_s = D^s/l \cdot C^l$  where  $C_s$  = composition of cumulate,  $C^l$  = composition of liquid,  $D^s/l$  = bulk partition coefficient. In A,  $C^l$  = sample 7727 (zone IIIb), in B,  $C^l$  = sample 756 (zone IIIb), in C,  $C^l$  = sample 803 (zone IIIa). In A and C,  $D^s/l$  = sample 803 (zone IIIa). In A and C,  $D^s/l$  was estimated using interelement correlations among non-cumulate samples from zone IIIb which were assumed to be related by fractional crystallization.  $D^{Th}$  was taken as 0.01 (Wood et al., 1979). In B,  $D^s/l = D^{Plg}$ . In A, 1 = cumulate, 2 = cumulate with 10 % liquid (sample 7727). Solid lines represent the composition of the cumulates.

#### Relationship between the various parental liquids

The composition of the different parental liquids are plotted in Fig. 12. These assumed parental liquids correspond to the analyzed unfractionated samples with [Mg] values  $\geq 0.68$ . For fractionated rocks the values have been recalculated to a hypothetical liquid with [Mg] = 0.70 in order to minimize the effects of low pressure fractional crystallization. These samples display a large range of La/Yb ratios (0.6 to 3.5) and of La content (1.0 to 12.9). Such a large variation cannot be explained by a variable degree of partial melting of the same source. The calculation presented in Fig. 12 shows that liquids, produced by partial melting (degree of anatexis - F - ranging from 3 to 30%) of upper mantle peridotite having two times chondritic abundances, have La/Yb ratios varying between 1.9 and 3.6. This variation range may be increased by the presence of garnet in the sources but in this case the REE pattern of the first liquid produced by melting would be significantly more fractionated than those of the analyzed samples.

The large variation of compositions encountered in the Chamrousse massif may be explained either by a heterogeneous upper mantle source or by dynamic partial melting of a homogeneous source. A model of dynamic anatexis (Langmuir et al. 1977) which assumes melting of a rising mantle source with continuous but incomplete removal of melt was invoked for the origin of basalts from various oceanic

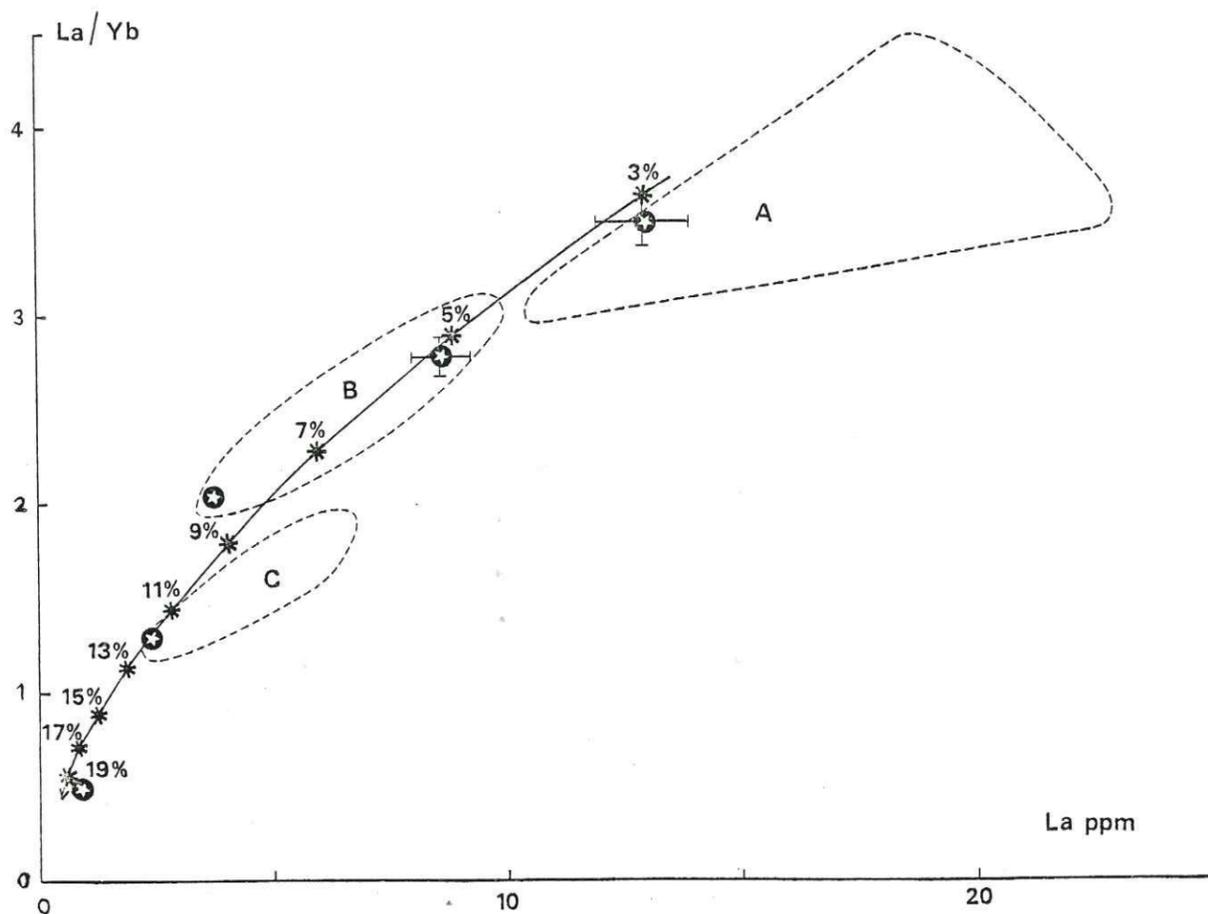


Figure 12 : Composition of melts produced by dynamic partial melting of upper mantle peridotite with initially two times chondritic REE abundances. Initial melt formed by 3 % melting. Subsequent liquids produced with 2 % melting increment and 2 % liquid remaining in the residue. Other parameters are the same as in Figure 10. Stars with circles represent parental magmas. Samples with  $(Mg) \geq 0.68$  were taken as the parent. In zone IIIb where the rocks are highly fractionated, the parental magma has been calculated by adding olivine, clinopyroxene and plagioclase in the proportions 2:1:1 in order to get a parent with  $(Mg) = 0.7$  and thus obtain F. Co was calculated using F and the previously estimated D (Figure 11). Dashed lines A, B and C delineate the fields of zone IIIb, zone IIIa and dikes respectively.

environments. Model calculations of dynamic partial melting show that the first liquids produced (F-3-5%) have the composition of the rocks from Zone IIIb while the successive liquids are comparable to the fine-grained gabbro of Zone IIIa (F ~ 7-9%) and dikes (F ~ 11-13%). The last liquids (F-19%) represent the composition of the pyroxenite veinlets present in Zone I. This succession corresponds to the chronology of emplacement of the various lithological rock-types and is consistent with the dynamic melting model.

#### DISCUSSION AND CONCLUSION

The Chamrousse complex has structural, lithological and geochemical characteristics typical of an ophiolitic sequence (Amstulz, 1980). Three major stages have been recognized during the emplacement of the massif. Stage I is characterized by the formation of banded cumulates (Zones I, IIa, IIIa) overlain by effusive rocks. All these rocks are rather abundant in the complex and were probably derived from a parental melt with a REE pattern enriched in LREE. In this sequence, the evolved rocks and rocks with primitive composition are very scarce. This near absence of the primitive and also evolved rocks and the recurrence of olivine in the banded cumulates indicate the existence

of an open magmatic chamber, periodically replenished with new batches of undifferentiated parental magma (O'Hara, 1977; Clarke and Loubat, 1977; Stern, 1979). All the cumulates belonging to this stage were subsequently affected by a tangential deformation more intense towards the bottom and by a hydrous metamorphism producing brown hornblende.

Stage II corresponds to the intrusion of a LREE-depleted liquid which generated cumulates (Zone IIb) and fine-grained gabbros (Zone IIIa). It differs from the previous stage by the following characteristics:

- a) higher abundances of primitive rocks which are associated with only a limited degree of fractional crystallization; in particular, Ti-magnetite did not crystallize and ferrogabbro is absent.
- b) there are only a few typical banded rocks among the flow layered gabbros which form the main part of cumulates in zone IIb.
- c) during the tangential deformation which started in stage I, the cumulates were deformed before the complete solidification of the melts.

All these features favor the presence of small temporary magmatic chambers.

Stage III is represented by the emplacement of the cross-cutting dikes throughout the entire complex. The dikes are even more depleted in LREE than the rocks of stage II. They correspond to primitive liquid in their composition and are not associated with any cumulates.

These dikes are virtually undeformed with sharp contacts suggesting their emplacement at a relatively low temperature into already solidified surrounding rocks. At the end of the process, small amounts of strongly REE depleted melts formed veinlets in the cumulates of Zone I.

All these features suggest a genetic model of the Chamrousse complex within a spreading oceanic ridge. The dynamic partial melting of an upper mantle diapir generated tholeiitic melts which successively decreased in amount and in LREE contents and distribution. The first melt, the most abundant and the highest in LREE corresponds to stage I. It was generated along the axis of the ridge and produced (by differentiation) cumulates at the bottom and magmatic liquids at the top of the magma chamber. The cumulates were subsequently displaced laterally toward the flank of the ridge by tangential deformation.

The second batch of melt (stage II) limited in volume and with a LREE depleted pattern was emplaced in the flank in a mobile environment. The newly formed magmatic chamber was rapidly destroyed, producing "flow layered" cumulate gabbro. The associated liquids correspond to fine-grained gabbro which forms sills in the upper levels of the ophiolitic sequence. The emplacement of the melt of stage III is related to fracturing of the newly formed oceanic crust which was particularly intensive on the flank of the ridge. During stage III, the intrusion of melts into fractures produced cross-cutting dikes with REE abundances

typical of the N-type of mid-ocean ridge basalts (Sun and Nesbitt, 1979). The model described above resembles those invoked for some ophiolitic sequences by Stern and DeWit (1980) and also for the Mid-Atlantic ridge by Wood et al. (1979) who suggested the presence of a lateral magmatic chamber.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This study was initiated by Dr. M. Mattauer and financially supported by Centre Géologique et Géophysique, Montpellier, the Natural Sciences and Engineering Research Council Canada (operating grant A3782) and the Université de Amiens.

#### REFERENCES

- AMSTULZ, G. C. (1980). The early history of the term Ophiolites and its evolution until 1945. "Ophiolites" - Proc. Internat. Ophiolite Symp., Nicosia, Cyprus 1979, 149-152.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, P. and RIBEIRO, A. (1980). La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26th Congres geol. Intern. Paris Colloque C6, 233-246.
- BOUGAULT, H. and HEKINIAN, R. (1974). Rift valley in the Atlantic ocean near 36°50'N: petrology and geochemistry of basaltic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 24: 249-261.
- CARME, F. (1970). Age brioverien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique ante-hercynien dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C. R. Acad. Sci. Paris, 271D: 631-633.
- CARME, F. (1973a). Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne; essai de zoneographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche C. R. Acad. Sci. Paris, 277D: 2133-2136.
- CARME, F. (1973b). Précisions nouvelles sur l'ampleur et le cycle de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C. R. Acad. Sci. Paris, 277D: 2309-2312.
- CARME, F. (1975a). 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, 281D: 351-354.
- CARME, F. (1975b). Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (Chaîne de Belledonne, Alpes occidentales): Une variante originale de complexe alpino-type et un jalon majeur d'une ceinture basique Brioverienne. C. R. Acad. Sci. Paris 281D: 223-226.
- CLARKE, D. B. and LOUBAT, H. (1977). Mineral analysis from the peridotite-gabbro-basalt complex at site 334, DSDP Leg 37. Init. Rep. DSDP, 37: 847-855.

- COISH, R. A. and CHURCH, W. R. (1979). Igneous geochemistry of mafic rocks in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70: 29-39.
- DAVIS, P. A. and CONDIE, K. C. (1977). Trace element model studies of Nyazian greenstone belts, western Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41: 271-277.
- DEN TEX, E. (1950). Les roches basiques et ultra-basiques du lac Robert et le Trias de Chamrousse. *Leidsc. Geol. Meded.*, 15: 1-204.
- DRAKE, M. J. and WEILL, D. F. (1950). The partition of Sr, Ba, Ca, Y,  $\text{Eu}^{2+}$ ,  $\text{Eu}^{3+}$  and other REE between plagioclase feldspar and magmatic silicate liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39: 689-712.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. and LEBLANC, M. (1981). Geochemistry of an ophiolitic complex from New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.* (in press).
- GRUTZECK, M. W., KRIDELBAUGH, S. J. and WEILL, D. F. (1975). The distribution of Sr and the REE between diopside and silicate liquid. *Geophys. Res. Lett.* 1: 273-275.
- FORESTIER, F. H. (1963). Metamorphisme hercynien et antehercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central) *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, 271: 1-302.
- FREY, F. A., HASKIN, M. A., POETZ, J. A. and HASKIN, L. A. (1968). Rare earth abundances in some basic rocks. *Jour. Geophys. Res.* 73: 6085-6098.
- FURNES, H., STURT, B. A. and GRIFFIN, W. L. (1980). Trace element geochemistry of metabasalts from the Karmøy ophiolite, southwest Norwegian Caledonides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50: 75-91.
- HUGHES, C. J. (1973). Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag.* 109: 513-527.
- LANGMUIR, C. H., BENDER, J. F., BENICE, A. E., HANSON, G. N. and TAYLOR, S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the Famous area: Mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 133-156.
- LASNIER, B. (1977). Persistance d'une série granulitique au cour du Massif Central français: les termes basiques, ultrabasiques et carbonates. Thèse Univ. Nantes 253 p.

- LEWIS, A. D. and SMEWING, J. D. (1980). The Mont Genevre ophiolites (Haute Alpes, France): Metamorphism and trace element geochemistry of the volcanic sequence. *Chem. Geol.* 28: 291-305.
- MATTE, P. and BURG, J. P. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe. Plate tectonic implications. *Jour. Geol. Soc. London.* (in press)
- MENOT, R. P. (1979). Lithostratigraphic et petrographic du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes Occidentales) *Géologie Alpine*, 55: 93-110.
- MONTIGNY, R. (1975). *Geochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques - Problemes de leur gènese.* Thèse de l'Univ. de Paris, 288 pp.
- MONTIGNY, R. and ALLEGRE, C. J. (1974). A la recherche des océans perdus: les eclogites de Vendée, témoin métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279D: 543-545.
- MOORES, E. M. (1975). Discussion of "Origin of Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes" by Akito Miyashiro. *Earth Planet. Sci. Lett.* 25: 223-226.
- O'HARA, M. (1977). Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature* 226: 503-507.
- PARROT, J. F. (1977). Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire. Petrologie d'un fragment de la croûte océanique tethysienne charriée sur la plate-forme syrienne. *Travaux et documents de l'O.R.S.T.D.M. no. 72: 1-333.*
- PIN, C. (1979). Age à 482 M.A. des roches ortho-dérivées du groupe leptyno-amphibolitique de Marvejol (Massif Central) déterminé par la méthode U-Pb sur zircon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288D: 291-294.
- SCHNETZLER, C. C. and PHILPOTTS, J. A. (1970). Partition coefficients of REE and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts II. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34: 331-340.
- SMEWING, J. D. and POTTS, P. J. (1976). Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos massif, Cyprus. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 245-258.

- STERN, C. (1979). Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68: 243-259.
- STERN, C. and DE WIT, M. J. (1980). The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: Evidence from Chilean ophiolites. "Ophiolites" - *Proc. Internat. Ophiolite Symp., Nicosia, Cyprus 1979*, 497-506.
- STRONG, D. F. and DOSTAL, J. (1980). Dynamic melting of Proterozoic upper mantle: Evidence from rare-earth elements in oceanic crust of Eastern Newfoundland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72: 165-173.
- SUN, S. S. and NESBITT, R. W. (1979). Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44: 119-138.
- WALKER, D., SHIBATA, T. and DELONG, S. E. (1979). Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 111-121.
- WOOD, D. A., TARNEY, J., VARET, J., SAUNDERS, A. D., BOUGAULT, H., JORON, J. L., TREUIL, M. and CANN, J. R. (1979). Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42: 77-97.

SERIES METAMORPHIQUES NON RETROMORPHOSEES

-  Schistes sericiteux
-  Porphyroïdes et facies grauwackeux

ZONE MYLONITIQUE



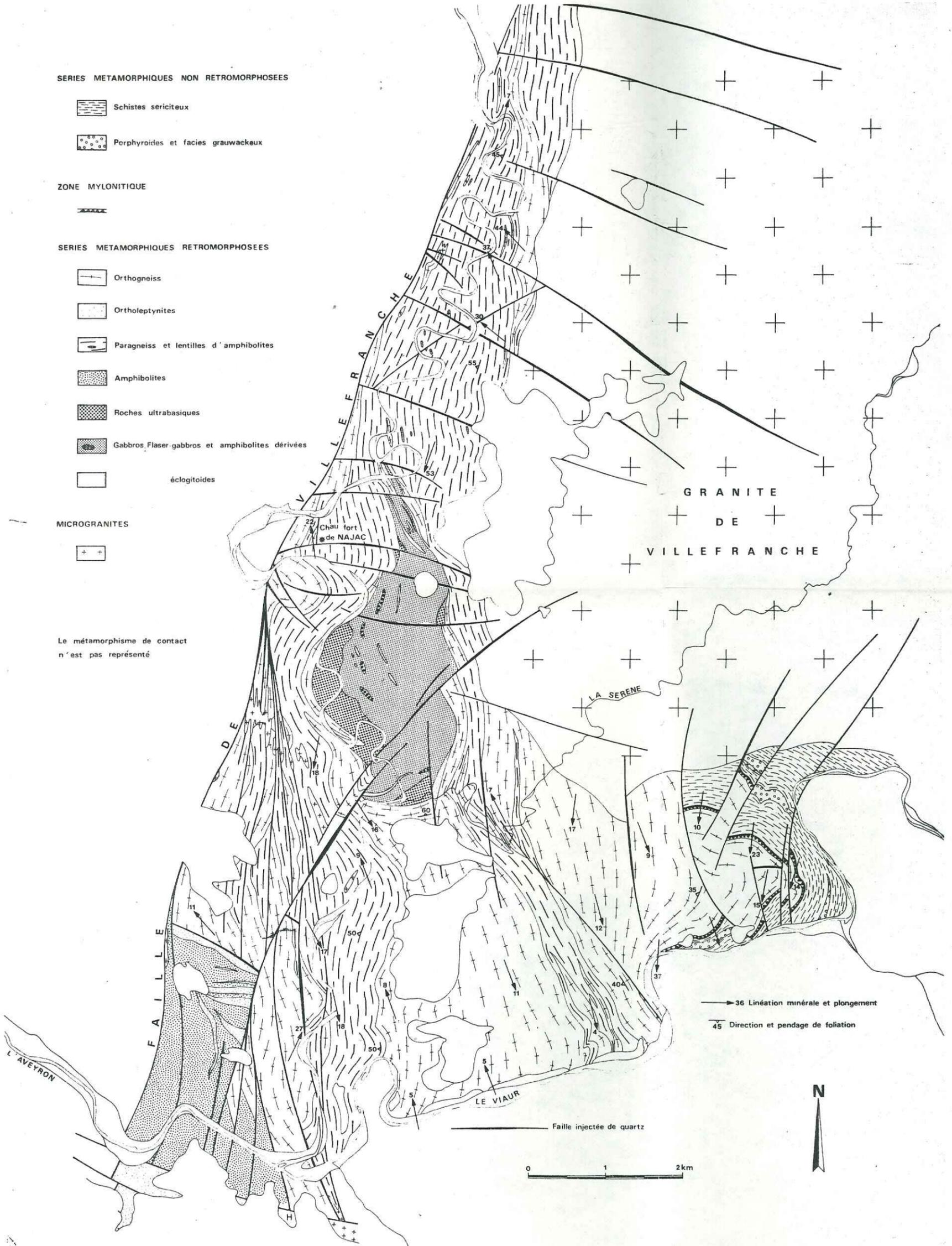
SERIES METAMORPHIQUES RETROMORPHOSEES

-  Orthogneiss
-  Ortholeptynites
-  Paragneiss et lentilles d'amphibolites
-  Amphibolites
-  Roches ultrabasiques
-  Gabbros, Flaser gabbros et amphibolites dérivées
-  éclogitoides

MICROGRANITES



Le métamorphisme de contact n'est pas représenté



→ 36 Linéation minérale et plongement  
 — 45 Direction et pendage de foliation

Faïlle injectée de quartz  
 0 1 2km

