

# MAGMATISMES ET STRUCTURATION OROGENIQUE PALEOZOIQUES DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE

( Massifs cristallins externes alpins )

## LE DOMAINE NORD-ORIENTAL

Gérard VIVIER (1), René-Pierre MENOT (2) et Pierre GIRAUD (1)

### RESUME

Le domaine Nord Est de la chaîne de Belledonne présente des témoins de deux épisodes magmatiques. Un magmatisme bimodal d'âge Paléozoïque inférieur probable est représenté par les ensembles leptyno-amphiboliques. Les metabasites montrent des reliques métamorphiques de haute pression et possèdent des caractères géochimiques tholéitiques. Elles sont associées à des gneiss d'origine grauwackeuse et témoignent d'un régime distensif en contexte ensialique. Le plutonisme dévono-carbonifère est représenté par des orthogneiss aluminopotassiques, probablement dévoniens, et par des granites carbonifères. Les premiers sont contemporains à tardifs par rapport aux phénomènes anatectiques qui se manifestent au sein d'une croûte épaissie. Les axes granitiques recoupent les séries gneissiques et les orthogneiss. Ils se mettent en place dans un contexte tectoniquement actif. Le volcanisme spilito-kératophyrique d'âge dinantien probable, associé à des faciès volcano-sédimentaires, suggère des affinités continentales et l'existence de sites distensifs.

La tectogénèse s'inscrit durant une période qui s'étend du Silurien au Carbonifère moyen. Elle débute par un épisode de HP (420-390 Ma). Ensuite le métamorphisme barrovien, l'anatexie et les premières granitisations précèdent la mise en place des granites (322 +/- 43 Ma) du Carbonifère inférieur. Le métamorphisme mylonitique achève alors l'évolution hercynienne (322 +/- 18 Ma). Cette structuration peut s'interpréter dans un processus de collision et d'hypercollision continentale.

### ABSTRACT

The North Eastern region of the Belledonne massif shows evidence of two magmatic episodes. The first is a bimodal magmatism of probable Lower Paleozoic age, and is represented by a series of leptyno-amphibolite rocks. The metabasites show evidence of high pressure metamorphism and have tholeiitic geochemical characteristics. These are associated with gneisses derived from greywackes and indicate an ensialic distensif regime. The Devonian-Carboniferous plutonism is represented by a number of aluminopotassic orthogneisses of probable Devonian age as well as granites of Carboniferous age. These are cotemporaneous to late with respect to the anatexic event linked to the thickening of the crust. The elongate granite intrusions cut both the gneisses and orthogneisses. Their intrusion took place during a tectonically active period. A spilitic-keratophiric volcanism, of probable Dinantian age is associated with a thick series of volcano-sediments, which suggests continental affinities and the existence of distensive ensialic basins.

This tectonic and genetic period extends from Silurian to Middle carboniferous times. It commenced with a high pressure event from 420 to 390 Ma. This was followed by a Barrovian style metamorphism, leading up to the anatexis and granitization before the intrusion of granites sensu-stricto during Lower Carboniferous times (322 +/- 43 Ma). A mylonitic and metamorphic episode closed the Hercynian events (322 +/- 18 Ma).

These structural and magmatic events can be interpreted within the processes of a continental collision and a hypercollisional regime.

(1) Institut Dolomieu, U.A.69 CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble

(2) Laboratoire de Géologie, U.A.10 CNRS, Université de Saint- Etienne

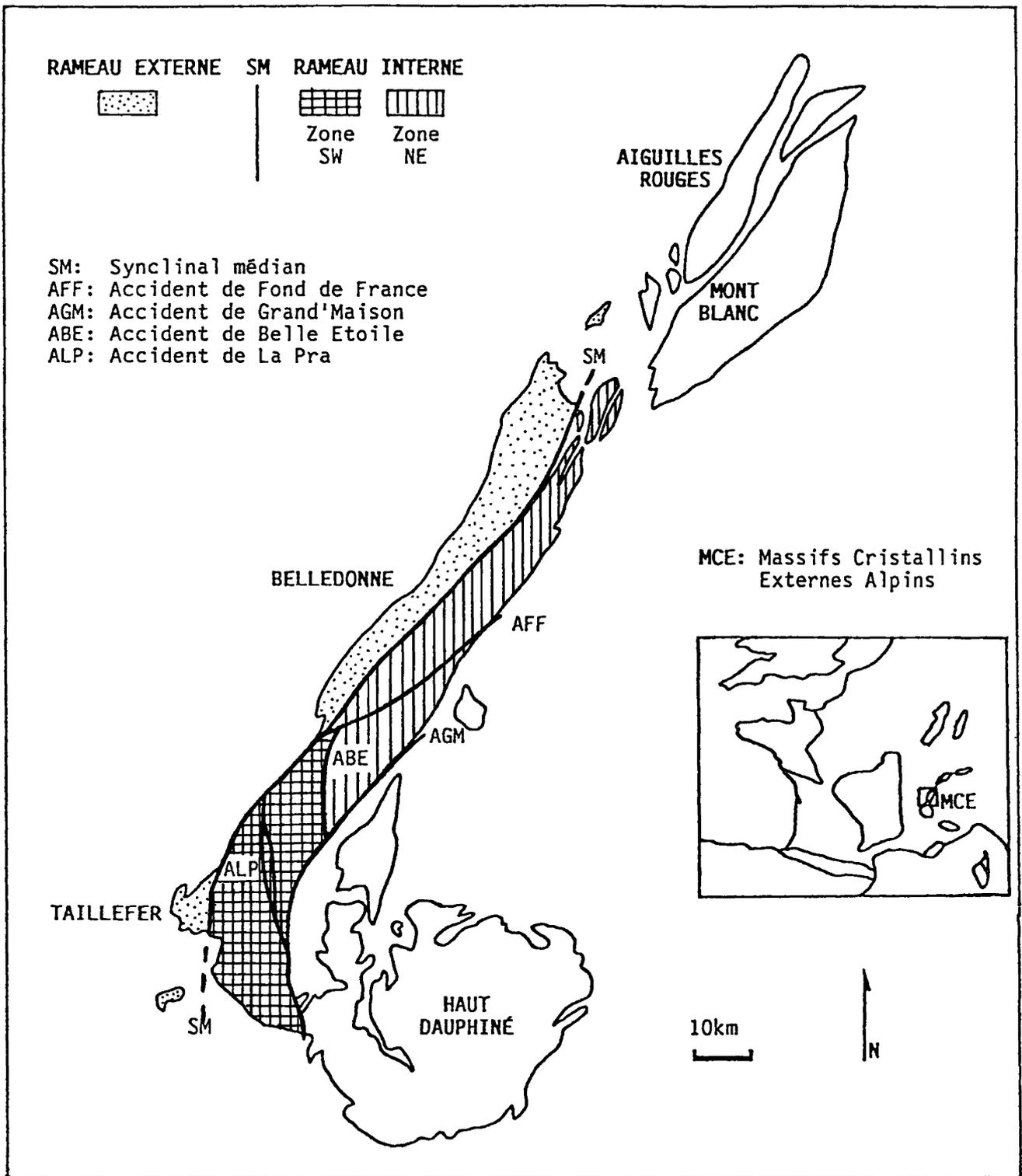


Fig. 1 - Schéma de la chaîne de Belledonne  
 - Sketch of the Belledonne massif

## INTRODUCTION

Le massif de Belledonne est l'un des massifs cristallins externes (MCE), qui constituent les fragments occidentaux du socle antétriasique des Alpes françaises. Il se situe entre les vallées de la Romanche au sud et de l'Isère au nord. Dans la présente étude, nous incluons le Beaufortin, prolongation naturelle de la chaîne de Belledonne vers le nord, jusqu'à la vallée du Doro. Les travaux généraux de Bordet et Bordet (1963) et de Carme (1970d, 1971b) ont contribué à donner une vision globale de la chaîne de Belledonne, composition et structure, et de ses rapports avec les massifs cristallins voisins, Aiguilles Rouges en particulier. Des études plus ponctuelles concernant la cartographie et la définition lithologique ont été exposées, depuis 1974, dans des mémoires de thèse de l'Université de Grenoble: Gros, 1974; Siméon, 1979; Gasquet, 1979; Verjat, 1980; Poncerry, 1981. Plus tard des travaux plus thématiques ou focalisés sur certains termes lithologiques furent ensuite réalisés par: Demeulemeester, 1982 (géochronologie); Bonnet, 1982 (formations à mégacristaux) et Negga, 1984 (minéralisations uranifères).

Le présent travail correspond à une synthèse effectuée à partir des travaux précités et d'observations inédites des auteurs. Il doit être associé à la description de la partie sud-occidentale de Belledonne (Ménot, ce volume). Cet aperçu général sur la chaîne s'inscrit dans le cadre des synthèses à caractère régional récemment publiées: exposé de l'évolution tectonique et métamorphique des Aiguilles Rouges, élargi ensuite à l'ensemble des MCE (Von Raumer, 1981, 1984 a et b); mise au point sur les grandes unités lithostructurales de l'Argentera-Mercantour et comparaison avec les autres massifs externes (Bogdanoff, 1986).

### Structure générale, définition des grands ensembles

Lory (1891) met en évidence la subdivision majeure entre les rameaux externe et interne, séparés par un accident longitudinal: le "Synclinal Médian" ("SM"), qui se prolonge au Nord par le couloir de Chamonix. Repli synclinal pour Lory, fossé d'effondrement à remplissage stéphanien à l'aliasique pour Bordet (1961), il est maintenant considéré comme un accident décrochant par Carme (1970) et Siméon (1979), ou décrochant puis chevauchant par Gasquet (1979). La

présence d'écaillés de Stéphanien, de Lias et les déformations de la couverture mésozoïque (Gourlay, 1986) démontrent le rejeu alpin du "S.M.". Le rameau interne est ainsi chevauchant sur le rameau externe.

Bordet et Bordet (1961, 1963), décrivent la chaîne de Belledonne comme une vaste antiforme à flancs subverticaux et à coeur granitique, tandis que Carme (1970d, 1971b) y reconnaît une zone de cisaillement d'amplitude crustale.

**Le rameau externe** correspond à une formation lithologique unique: la Série Satinée, ensemble de chlorito-séricitoschistes compris entre les sédiments mésozoïques du Grésivaudan à l'Ouest et le "S.M." à l'Est. Cet ensemble flyschöide, essentiellement pélitique à passées gréseuses, présente de rares niveaux volcanogènes basiques. La Série Satinée est plissée isoclinalement et elle est de plus ployée, dans la région d'Albertville où elle affleure plus largement, en un pli kilométrique à axe vertical (Carme, 1971b). L'âge de la Série Satinée n'est pas précisé: Protérozoïque (Carme), Paléozoïque inférieur (Siméon) ou supérieur (Bordet)? Cette formation est affectée par deux épisodes métamorphiques distincts. Le plus ancien serait hercynien pour les uns (Tobi, 1959; Kalsbeek, 1962; Bordet, 1961, 1963) ou plus précoce (Carme, 1970a). Le second épisode est associé aux mouvements de décrochements varisques qui affectent les granites du Carbonifère inférieur (Kalsbeek, 1962; Carme, 1970d, 1977; Gasquet et al., 1981) et précèdent le dépôt du Stéphanien (Debelmas et al., 1980).

**Le rameau interne** représente la majeure partie de la chaîne de Belledonne. Il est compris entre:

- le "S.M." à l'Ouest
- les failles bordières à l'Est.

Elles marquent le contact avec les formations mésozoïques qui s'étendent depuis le synclinal de Bourg d'Oisans jusqu'au col du Bonhomme (Sud du Mont Blanc)

- le décrochement senestre de Belle Etoile-Eau d'Olle au Sud.

Le rameau interne comporte en fait deux zones tectoniques distinctes (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987)(fig. 1):

\* *La zone sud-ouest* correspond à secteur grossièrement triangulaire, se poursuivant par le massif

du Taillefer au Sud. Elle est limitée par le "S.M." à l'Ouest, l'accident de Belle Etoile à l'Est, et la couverture post-paléozoïque au Sud.

Cette zone est constituée par la superposition de quatre unités tectoniques majeurs (Carme, 1973b; Ménot, 1986)(fig. 1):

(i) le complexe méta-ophiolitique de Chamrousse d'âge cambro-ordovicien (U/Pb sur zircons: Ménot et al., 1984a et 1988a)

(ii) les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée d'âge présumé protérozoïque supérieur à paléozoïque inférieur (Ménot, 1987; Carme et Pin, 1987)

(iii) l'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet, dévonien (U/Pb sur zircons: Ménot et al., 1984b) et à caractères originels de rift ensialique (Ménot, 1987 et à paraître)

(iv) la formation du Taillefer probablement viséenne (arguments faunistiques: Gibergy, 1968; Carme, 1971a) à composantes détritiques et volcaniques (Carme, 1965b; Riegel en cours).

La superposition résulte d'une tectonique tangentielle syn- à tardimétamorphe datée à 324 +/- 12 Ma (K/Ar sur amphiboles: Ménot et al., 1987).

Dans le secteur sud-occidental de Belledonne, la tectogénèse est essentiellement dévono-dinantienne et ses caractères correspondent à ceux d'un domaine supracrustal (Ménot, 1987 et ce volume). Seules les formations d'Allemont-Rochetaillée montrent une évolution plus profonde et sont affectées par des phénomènes anatectiques (Carme, 1973b, 1974). Ces phénomènes ont une extension limitée par comparaison avec la zone nord-orientale de Belledonne.

De plus, les granitisations carbonifères sont ici totalement absentes. D'autre part dans le complexe ophiolitique de Chamrousse, on ne relève aucune trace d'un événement métamorphique de haute pression acadien (Ménot, ce volume).

Ces différences dans l'évolution tectogénétique des divers domaines structuraux constituant la chaîne de Belledonne témoignent de la juxtaposition tardivarisque, dans un contexte d'hypercollision, de blocs plus ou moins internes par rapport à la zonation orogénique dévonienne (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987).

\* *La zone nord-orientale* se situe à l'Est du "S.M." et de l'accident de Belle Etoile, elle comprend :

(i) des formations gneissiques et amphibolitiques dont la structuration métamorphique traduit une évolution à pression décroissante avec un événement de haute pression, puis des recristallisations à caractère barrovien suivies d'une anatexie et d'une reprise mylonitique en contexte épizonal. La présence de reliques polycycliques ne peut être exclue,

(ii) des orthogneiss,

(iii) des séries schisteuses, schistes verts et noirs et quartzo-leptynites.

Les orthogneiss et les schistes présentent une histoire tectonométamorphique moins complète que celle décrite pour les formations gneissiques.

(iv) des granitoïdes tardi- à post-tectoniques.

Ce domaine NE est subdivisé en compartiments losangiques par la conjugaison de décrochements multiples et d'accidents longitudinaux (Aumaitre et al., 1985). L'épisode mylonitique intense, contemporain de la dernière reprise métamorphique et de la mise en place des granitoïdes, y engendre une foliation subverticale généralisée.

Le secteur NE de Belledonne a fait l'objet d'études régionales, thèses de l'Université de Grenoble en particulier, et ses caractéristiques ont, d'autre part, été prises en compte dans des synthèses à l'échelle des M.C.E. (cf. Von Raumer, 1981, 1984a et b). Il en résulte l'existence d'une pléthore de termes locaux et parfois une confusion, due à une terminologie mal définie, entre des formations de significations géologiques différentes.

Le présent travail a donc pour but, (i), de synthétiser les données issues des mémoires régionaux, (ii), de préciser les caractères lithologiques, pétrographiques et métamorphiques des différentes formations et (iii), de fournir une base pour des corrélations au sein de la chaîne de Belledonne et entre les M.C.E..

## LES SCHISTES VERTS

### \* Occurrences

Du Nord au Sud de la chaîne de Belledonne les occurrences des Schistes Verts déterminent une longue bande de terrains cristallophylliens décalés par les accidents de Fond de France (AFF) et de Grand-Maison (AGM) (fig. 2).

Les Schistes Verts, dont il est question ici, correspondent à la Série Verte supérieure de Bordet (1953) définie par contraste lithologique avec les Séries: Verte inférieure, Brune ou Satinée. Ces dernières, à structuration métamorphique plus complète et généralement mésozonale, sont parfois migmatitiques alors que la Série Verte Supérieure est toujours peu métamorphique.

Par la suite, compte tenu du caractère descriptif, tous les auteurs reprirent ces appellations mais en modifiant plus ou moins le contenu de telle sorte qu'il est devenu difficile de percevoir ce qu'elles recouvrent précisément. Le qualificatif de Série Verte Supérieure, s'il s'applique bien à une entité lithologique distincte, supposerait l'existence d'une fraction "inférieure" et selon cette acception, la Série Verte constituerait un ensemble continu et cohérent. Or, à notre avis, ce n'est pas le cas des diverses formations regroupées par Bordet (Séries Vertes inférieure, moyenne et supérieure). C'est la raison pour laquelle nous n'utiliserons pas ce terme dans ce travail synthétique.

La formation des "Schistes Verts" est composée de schistes verts ou gris, plus ou moins quartzeux, avec des niveaux graphiteux, des passées plus gréseuses et des faciès métavolcaniques.

Les caractères constants sont :

- une structure rubanée et une granulométrie fine.,
- un métamorphisme de faible intensité et l'absence de migmatisation,
- une schistosité mylonitique très pénétrative matérialisant l'implication de cette formation dans la tectonique tardi-hercynienne.

#### \* Contacts

Les Schistes Verts sont séparés des autres formations de Belledonne par des contacts tectoniques généralement verticaux.

Dans le Beaufortin, ils sont limités, à l'Ouest, par le "Synclinal Médian" (S.M.) à lambeaux mésozoïques, à l'Est par un accident pinçant des terrains houillers et mésozoïques (Gros, 1974).

Dans la vallée de l'Isère, les Schistes Verts sont en contact avec le "S.M." à l'Ouest. Une zone mylonitique matérialise le contact à l'Est avec les gneiss à mégacristsaux de Pussy-Plan du Col (Siméon, 1979). Au niveau de la chaîne de la Lauzière, une faille sépare la Série du Plan du Tour des gneiss migmatitiques et du

granite des Sept-Laux cataclaté vers Epierre. A l'Est, un niveau de gneiss à amphibole jalonne le contact avec les orthogneiss porphyroïdes du Col de Montjoie (Poncerry, 1981). Ce niveau blastomylonitique caractéristique est très localisé.

Dans le tunnel Arc-Isère, Gasquet (1979) décrit les mêmes types de contacts. Les Schistes Verts y sont réduits à 300 m de phyllonites et matérialisent l'accident de Fond de France.

Au Sud de cet accident, la formation des Schistes Verts s'épaissit à nouveau dans le groupe du Tepey-Sambuis (Verjat, 1980). A l'Ouest un contact mylonitique récuratif la sépare des séries amphibolitiques tandis qu'à l'Est, le niveau de gneiss blastomylonitiques à amphibole et des phyllonites marquent la limite avec les granitoïdes de Saint Colomban les Villars. (Verjat, 1980).

#### \* Lithologie et origine

La formation des Schistes Verts comporte de nombreux faciès d'aspect voisin mais d'origine différente. Il se dégage deux ensembles lithologiques principaux:

##### *Les faciès d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire*

Les roches métasédimentaires sont essentiellement constituées de schistes chloriteux rubanés, de schistes quartzeux gris, de schistes graphiteux, de grès et conglomérats. Cet ensemble, à caractère flyschoidé, est surtout développé au Nord (Beaufortin; Gros, 1974) et au Sud (Belledonne: groupe du Tepey-Sambuis; Verjat, 1980).

Ces faciès sédimentaires possèdent une composition de shales évoluant vers des faciès de confinement. Normalement illitique, la fraction argileuse des métashales s'enrichit progressivement en montmorillonite et en matière organique. Les schistes graphiteux à spessartine représentent des niveaux anormalement riches en Ca et Mn. L'interstratification de métavolcanites acides et basiques a permis à Negga (1984) de soutenir l'hypothèse d'une origine volcanique pour le manganèse.

La matière organique est abondante dans toute la formation des Schistes Verts. "La présence de matière carbonée dans des roches très peu matures et des roches volcaniques, suggère une migration d'huile au cours de la diagenèse à partir de roches mères que peuvent représenter les niveaux de schistes noirs" (Negga, 1984).

## BELLEDONNE - LE DOMAINE NORD-ORIENTAL

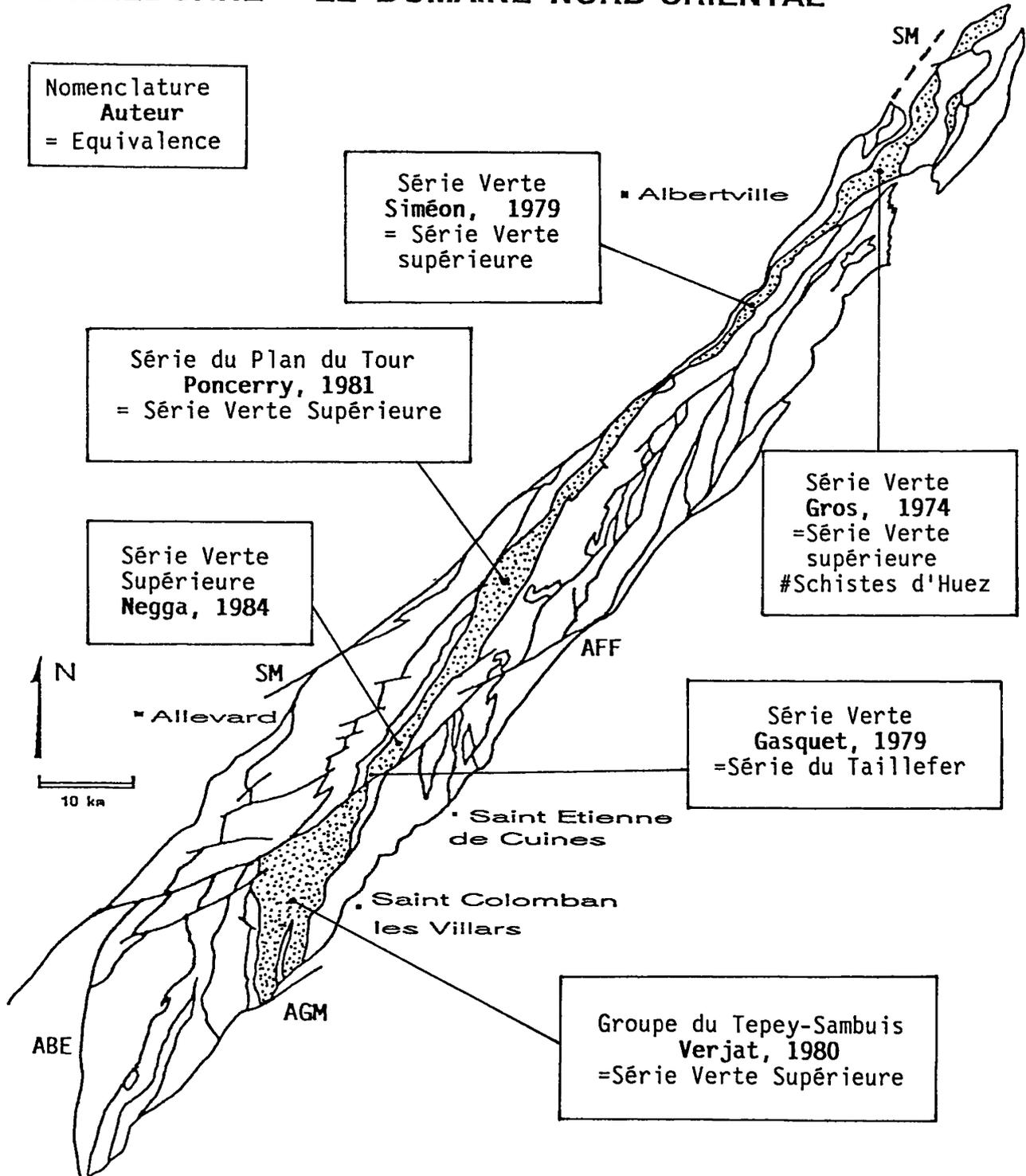


Fig. 2 Localisation de la Série des Schistes Verts et des études réalisées après les travaux généraux de Bordet (1961) et Carme (1970)

- Location of the Schistes Verts Series and studies made after the general works of Bordet (1961) and Carme (1970)

D'autres faciès volcano-sédimentaires, moins abondants que les faciès précédents, sont représentés par des schistes chloriteux fins, des schistes amphiboliques, et des schistes quartzeux sombres. Ces roches dériveraient de sédiments immatures grauwackeux à charge volcanique basique importante (Gros, 1974 ; Verjat, 1980). Elles évoluent vers des matériaux plus gréseux dans le Beaufortin ou plus ardoisiers dans le groupe du Tepey Sambuis.

Une partie des faciès décrits par Gros (1974) sous la terminologie de "schistes quartzeux gris" d'origine volcanosédimentaire, représente en fait des faciès volcaniques tectonisés.

### *Les faciès d'origine volcanique*

Localement très abondants (Lauzière), ces faciès sont représentés par des schistes chloriteux albitiques vert-sombre (ovardites), des schistes quartzeux pyriteux ou à muscovite. Ces métavolcanites ou métatufs à plagioclase albitique représentent les termes d'une série de spilites et kéraatophyres comme l'ont souligné LeFort et Ehrström (1969), Gasquet (1979), Verjat (1980) ou Negga (1984).

Ces faciès sont principalement constitués d'albite, de phyllites et d'actinote en proportions variables. Certains sont plus siliceux et/ou plus riches en feldspath potassique et correspondent à des kéraatophyres silicifiés et/ou pyritisés et à des faciès potassifiés (Vivier, inédit). Cela s'accorde avec l'observation des phénomènes d'hydrothermalisation évoqués pour les concentrations en manganèse dans les faciès sédimentaires (Negga, 1984).

Des amphibolites à actino-trémolite, en rares petits niveaux (série du Plan du Tour; Poncerry, 1981), et des lentilles de diabase (Beaufortin; Bordet, 1953a; Gros, 1974) représentent des sills ou des filons de roches basiques intrusifs dans cette formation.

### **\* Evolution tectono-métamorphique**

Le marqueur tectonique constant de la formation des Schistes Verts est une schistosité très marquée qui lui confère une allure monoclinale redressée, orientée parallèlement à l'axe de la chaîne (N20 à N40). Au Sud, Verjat (1980) décrit une synforme dans le groupe du Tepey-Sambuis.

En fait, outre les déformations alpines tardives, cette formation présente deux paragenèses et deux foliations

qui traduisent les épisodes tectono-métamorphiques hercynien et tardihercynien qui l'ont affectée.

Dans les zones les mieux préservées de la mylonitisation tardihercynienne, la schistosité semble parallèle à la stratification (Bordet, 1952 ; Gros, 1974 ; Siméon, 1979 ; Verjat, 1980). Les déformations associées n'ont pas fait l'objet de descriptions précises de la part de Siméon (1979) et de Verjat (1980). Les paragenèses à épidote-biotite-amphibole (trémolite fibreuse) +/- grenat spessartine sont symptomatiques du faciès schistes verts. Du stilpnomélane a également été décrit dans le Beaufortin (Gros, 1974).

Bien que les conditions de température et pression de la phase hercynienne soient difficiles à cerner, les auteurs précités les estiment à :  $380\text{ °C} < T < 460\text{ °C}$  -  $4\text{ kb} < P < 7\text{ kb}$ . Toutefois la présence de grenat riche en spessartine et de matière organique sous forme de graphite indiquerait une température supérieure à  $400\text{ °C}$  (Negga, 1984).

Les cisaillements tardihercyniens accordent cette série épizonale et les formations adjacentes, gneiss et granitoïdes. Une foliation mylonitique quasi générale s'accompagne de réactions le plus souvent rétro-morphiques : saussurisation du plagioclase, chloritisation de la biotite, granulation et recristallisation de l'épidote. Dans les roches basiques, les amphiboles sont transformées en épidote, calcite, chlorite...

Dans la Lauzière, des plis à flancs laminés sont liés aux cisaillements. En relation avec les décrochements, des fissures sécantes sur la schistosité générale apparaissent avec cristallisation de dolomite puis de calcite (Negga, 1984). Localement, au niveau de l'accident de Fond de France, une biotite néoformée peut apparaître. A la suite de Hoschek (1971), Gasquet (1979) précise alors les conditions extrêmes du métamorphisme mylonitique :  $425\text{ °C} < T < 475\text{ °C}$  pour  $P = 4\text{ kb}$ . Ces valeurs correspondent à des culminations très locales par rapport à la rétro-morphose ambiante liée à la phase tardihercynienne.

Métamorphisme et rétro-morphose d'une part, structuration générale et foliation mylonitique de plus en plus locale d'autre part, semblent exprimer un continuum tectono-métamorphique plutôt que deux épisodes distincts.

La tectonique alpine qui affecte ensuite la formation des Schistes Verts développe de nombreuses fentes de traction sécantes sur la foliation, parfois sigmoïdes, souvent sub-horizontales et accompagnées de décolorations ou de minéralisations. Les conditions P et T ont été définies à partir d'une sphalérite et d'une arsénopyrite associées au sein d'une fente alpine non déformée :  $T \approx 400^\circ\text{C}$ ;  $3,5 < P < 4,5 \text{ kb}$  (Negga, 1984).

#### \* Age des Schistes Verts

Les matériaux volcano-sédimentaires et volcaniques à caractère spilite- kéraatophyre que l'on observe dans la formation des Schistes Verts ont été comparées avec les séries à faciès Culm, lithologiquement voisines, du sud de Belledonne (série du Taillefer), du Massif Central ou des Vosges méridionales (Bordet et Bordet, 1963; Carme, 1977). Ainsi, par analogie de faciès, la plupart des auteurs antérieurs s'accordent-ils à considérer la formation des Schistes Verts comme d'âge dinantien. Seuls Siméon (1979) et Verjat (1980) rapprochent cette formation des schistes d'Huez, datés par microfossiles du Cambro- Ordovicien (Giorgi et al., 1979).

Les Schistes Verts sont en contact tectonique avec divers termes des séries métamorphiques de la chaîne de Belledonne (cf. ci-avant). D'autre part ils ne présentent aucune relique d'une évolution tectono-métamorphique "longue" et polyphasée telle qu'elle peut être décrite dans les formations gneissiques et amphiboliques adjacentes, évolution qui débiterait au Siluro-Dévonien (Peucat et al., 1985; Ménot et al., 1986, 1988b; Paquette, 1987).

Ils sont également dépourvus de traces des migmatitisations dévoniennes observées dans les formations gneissiques. La formation des Schistes Verts est donc, soit autochtone et plus récente que les gneiss et amphibolites contigus, soit allochtone, issue d'un contexte orogénique totalement différent et d'âge indéterminé.

Enfin un calage chronologique peut être esquissé par rapport au plutonisme granitique carbonifère. Les granites sont intrusifs dans les séries "anciennes" gneissiques et amphiboliques (cf. plus loin). Par contre les Schistes Verts ne sont jamais recoupés par les principaux granitoïdes hercyniens tardifs de la chaîne de Belledonne (Sept Laux, Lauzière).

Dans le Beaufortin, le granite du Roc Blanc-Outray développe un métamorphisme de contact dans les schistes graphiteux (Bordet, 1961; Gros, 1974). Mais le caractère subvolcanique microgranitique et la composition, alumineuse et sodi-potassique (Bordet, 1961, p 88) différencient très nettement cette intrusion des plutons granitiques carbonifères évoqués plus haut (type Sept Laux ou Lauzière). Le granite du Roc Blanc-Outray pourrait représenter un faciès plutonique associé au volcanisme de type spilite-kéraatophyre largement développé dans les Schistes Verts. Dans les Grandes Rousses, il existe une association similaire avec les métarhyolites du dôme des Petites Rousses et le granite de La Fare, intrusifs dans les schistes du Chavanus

En définitive, cette formation, toujours limitée par des contacts tectoniques, est soit d'âge dinantien et en discordance sur le soubassement granito-gneissique (Carme, 1970, 1971, 1977), soit d'âge indéterminé, peut-être paléozoïque ancien, et allochtone sur celui-ci. Dans ce dernier cas, l'histoire devient commune à partir de l'épisode de métamorphisme mylonitique lié aux mouvements en cisaillement fini orogéniques.

En l'absence d'étude géochimique globale, la signification géodynamique des Schistes Verts n'est pas définie. Elle est peut être comparable à celle du Dévono-Dinantien des Vosges et du Massif Central. Cette période est caractérisée par une association de formations éruptives tholéiitiques et calcoalcalines dont l'interprétation géostructurale est difficile à définir. Bébien et al. (1980) comparent ces formations éruptives paléozoïques de la zone moldanubienne avec le volcanisme cénozoïque de l'ouest des Etats-Unis qui s'exprime dans un environnement complexe marqué par la coexistence de contraintes en distension et en compression.

Les spilites-kéraatophyres de la formation des Schistes Verts seraient les témoins de ce type de volcanisme dans la chaîne de Belledonne. Les minéralisations en Mn des schistes graphiteux associés "proviendraient par conséquent d'une activité hydrothermale, liée à un volcanisme dans un cadre distensif, et peuvent être comparées aux minéralisations de l'ouest des Etats-Unis" (Negga, 1984).

## LES GNEISS ET MIGMATITES

### \* Occurrences

Les gneiss et migmatites constituent le soubassement de la partie nord-orientale de la chaîne de Belledonne dont ils occupent environ la moitié de la surface. Ils forment l'encaissant des trois axes granitiques, orientés N10-N20, et constitués par les massifs des Sept-Laux, de Saint-Colomban et de la Lauzière. Les séries gneissiques sont limitées à l'Ouest par le "S.M." et, à l'Est, par les failles bordières qui les mettent en contact avec le Lias (Fig. 3).

Gneiss et migmatites correspondent à la Série Verte inférieure et à la Série Brune de Bordet (1953a) ou encore au Complexe de Belledonne selon Carne (1970).

L'ensemble des séries présente une puissance variable en fonction du découpage tectonique amygdalaire qui les affecte et de la présence ou non des granoïdes intrusifs. Cela représente environ 3500m dans le Beaufortin, 2500m dans la galerie Arc-Isère (Maurienne) et plus de 6000m au Sud, vers le col du Glandon. Ces formations ont été décrites sous différentes appellations locales (Fig.2):

\* Dans le Beaufortin, c'est le "complexe leptyno-amphibolique" défini par Gros (1974), auquel il convient d'adjoindre les blastomylonites gneissiques de ce qu'il dénommait le "complexe blastomylonitique".

\* Dans la chaîne de la Lauzière, ce sont les séries de Pussy-Plan du Col, zone est (Siméon, 1979), du Bois des Ravères à l'Ouest et de la Montagne des Plans à l'Est (Poncerry, 1981). Au niveau de la Maurienne, Gasquet (1979) a décrit les Groupes de Saint-Rémy et de Saint-Colomban dans la galerie Arc-Isère.

\* Au Sud, Verjat (1980) a distingué au sein des formations cristallophylliennes, plus puissantes et plus diversifiées, des séries biotitiques (Rissiou-Rocher Blanc et Piniollet) et amphiboliques (Gros Treu, Grand-Maison et Lac de la Croix).

### \* Les différents faciès

Les séries métamorphiques présentent un grand nombre de faciès résultant de la diversité des protolithes, de l'extension plus ou moins grande de la migmatitisation et des variations d'intensité de la mylonitisation pénétrative. D'un point de vue descriptif, on peut les

subdiviser en faciès biotitiques et amphiboliques, chacun pouvant comporter des termes gneissiques, schisteux, migmatisés ou non.

### *Les faciès biotitiques*

Les micaschistes, le plus souvent chloritisés, peu abondants, ont été surtout décrits en tant que phyllonites. Ils représentent aussi des faciès pélitiques à grain fin intercalés en horizons métriques à décamétriques dans des gneiss à biotite peu ou pas migmatitiques (Gasquet, 1979; Verjat, 1980). Outre le quartz et le plagioclase, les micaschistes contiennent toujours beaucoup de biotite, de muscovite et de tourmaline. Ils renferment parfois des reliques de grenat (Gros, 1974). La schistosité principale est souvent affectée par des plans de cisaillement ou par une schistosité de fracture secondaire. Les gneiss à biotite présentent une grande variété d'aspects. Fins ou grossiers, homogènes ou non, ils peuvent être rubanés ou massifs. Les gneiss fins représentent des niveaux qui ont été reconnus tout au long de la chaîne de Belledonne. Ils sont riches en quartz et biotite. A côté du plagioclase altéré, ils contiennent du grenat (Gros, 1974; Gasquet, 1979; Poncerry, 1980), parfois de la cordiérite (Gasquet, 1979; Poncerry, 1980), ou de la staurotide (Bordet, 1961; Poncerry, 1980). Dans la partie sud-ouest, Tobi (1959) et Kalsbeek (1962) ont décrit une association disthène-staurotide-grenat. Ces faciès passent, souvent de façon progressive, à des niveaux leptyniques leucocrates ou encore à des gneiss rubanés parfois à grain grossier. Les migmatites à biotite ont été essentiellement décrites dans la partie médiane de la chaîne: "complexe de Saint-Colomban" (Bordet, 1961; Gasquet, 1979) et "séries du Bois des Ravères et de la Montagne des Plans" (Poncerry, 1980). Les migmatites dont le paléosome est comparable aux gneiss à biotite décrits ci-dessus, présentent des textures veinées, stromatitiques ou agmatitiques. Les rapports des leucosomes granitiques avec les gneiss originels sont divers. Certains se présentent en niveaux mal différenciés, à contact diffus. D'autres, mieux individualisés, constituent des lits plus grossiers, isogranulaires, plus ou moins concordants avec la foliation.

Localement, ces leucosomes se concentrent en amas, parfois à tendance porphyroïde, qui repoussent la trame gneissique. Riches en plagioclase, ils contiennent également du microcline, du quartz, de la biotite en amas intergranulaires et plus rarement de la muscovite. De la

## BELLEDONNE - LE DOMAINE NORD-ORIENTAL

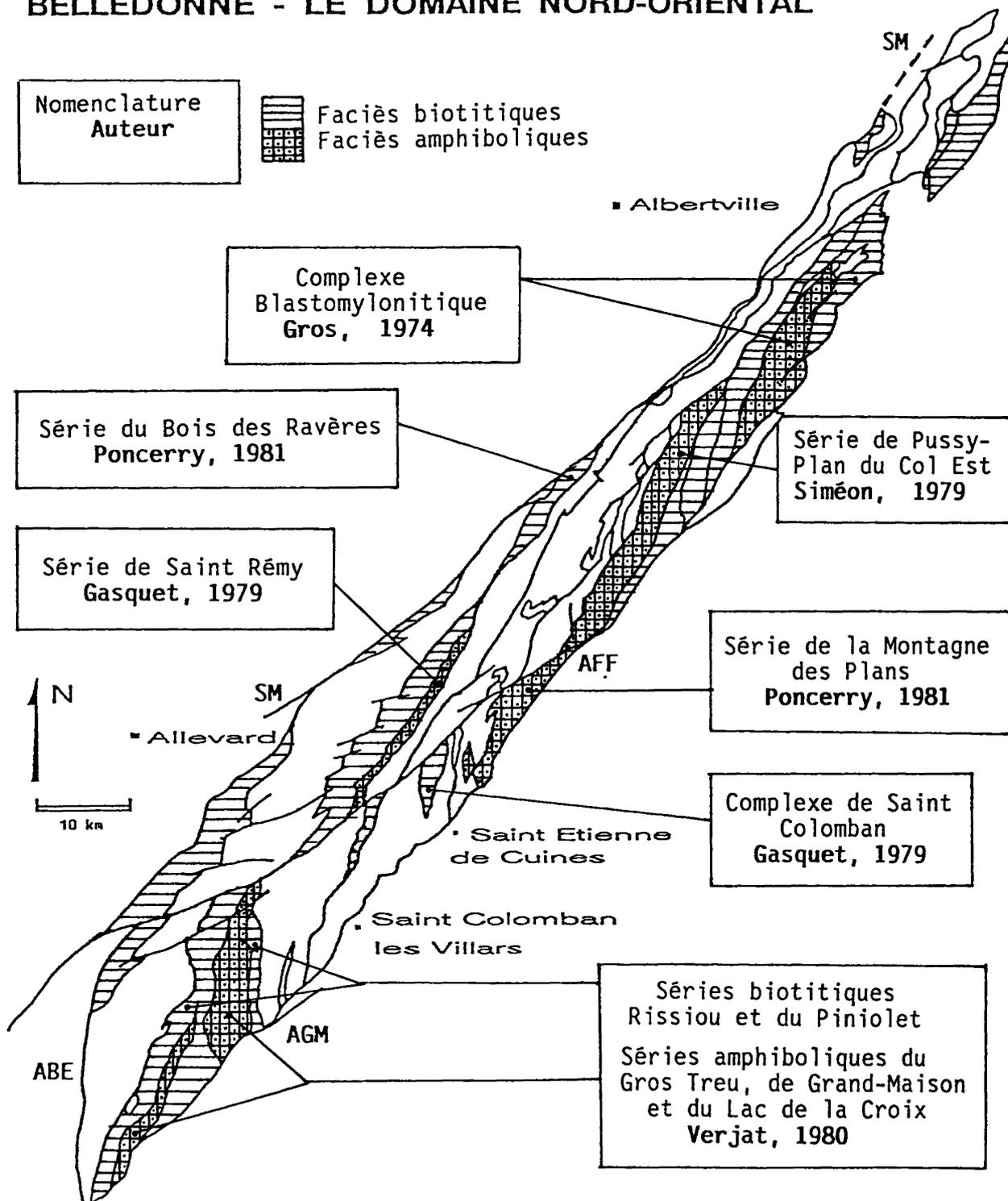


Fig. 3 Localisation des gneiss et migmatites et des études réalisées après les travaux généraux de Bordet (1961) et Carme (1970)

- Location of the Gneiss and Migmatite Series and studies made after the general works of Bordet (1961) and Carme (1970)

cordiérite pinitisée a été décrite dans des faciès à deux micas (Gros, 1974) ou à biotite-amphibole (Poncerry, 1980). Dans les niveaux agmatitiques les plus mobilisés, les leucosomes tardifs emballent des panneaux décimétriques de gneiss et de mélanosome biotitique.

Des filonnets pegmatitiques, postérieurs à la migmatitisation, ont parfois été confondus avec des leucosomes de celle-ci (Bordet, 1961; Carme, 1970d, Gasquet, 1979) à cause de la mylonitisation tardihercynienne et alpine. D'épaisseur décimétrique, ces filonnets contiennent du microcline à perthites en lanières, automorphe, centimétrique, souvent de couleur grise, de l'albite et du quartz en amas irréguliers ainsi que de la biotite chloritisée. Le grenat autoblastique, sans inclusion, apparaît moulé par de la muscovite ou par un feutrage de muscovite et de chlorite.

Ces filonnets pegmatitiques recoupent les gneiss, les migmatites mais aussi les filons liés au granite des Sept-Laux, et le granite lui-même. Ils sont particulièrement abondants à la périphérie du massif, associés aux faciès granophyriques (Défilé de Maupas).

Sécants sur la foliation des gneiss, ou en bouffées dans ces derniers, ou injectés selon leurs plans de foliation, ils ont subi les déformations tardi-hercyniennes et alpines. Ils sont parfois complètement dilacérés et/ou réalignés par une schistosité de fracture bien marquée à l'approche des grands accidents longitudinaux (Grand-Maison -Défilé de Maupas, "S.M." -Galerie Arc-Isère), respectivement à l'est et à l'ouest du granite des Sept-Laux.

Ainsi, du "S.M." au granite des Sept-Laux, observe-t-on une distribution particulière depuis des faciès schisteux jusqu'à des faciès rubanés riches en niveaux quartzo-feldspathiques. Bordet (1961, 1972) et Carme (1970) voient dans cette distribution le résultat d'une migmatitisation progressive des séries schisteuses, associée à la mise en place du granite des Sept-Laux. En fait, cette interprétation est fondée sur une confusion entre leucosomes et filons péri-granitiques. En effet, l'étude de la coupe en continu de la galerie Arc-Isère, étayée par la caractérisation géochimique des différents faciès, permet de montrer (Gasquet et al., 1982) que la distribution observée correspond à la mylonitisation de plus en plus intense d'unités lithologiques d'âge différent (granite, filons, encaissant).

### *Les faciès amphiboliques*

Les amphibolites sensu-stricto ne représentent pas un volume très important dans ces séries. Elles abondent essentiellement dans le Beaufortin, près du Lac des Tempêtes (Gros, 1974) où elles ont été décrites depuis longtemps (Duparc et al., 1894) et près du Col du Glandon, dans les séries du Gros Treu et du Lac de la Croix (Bordet, 1953a; Carme, 1970; Verjat, 1980). Les amphibolites massives sont à grain fin, isogranulaires et paraissent relativement peu orientées. En bancs métriques discontinus, elles sont situées dans les gneiss plus ou moins rubanés à grain grossier et le plus souvent migmatitiques.

Dans le Beaufortin, l'amphibolite du Lac Vert, près du Lac des Tempêtes, présente une association symplectique diopside-plagioclase des grenats poecilitiques de grande taille et abondants, des cristaux de hornblende verte, trapus, également poecilitiques, en bordure desquels se développe une auréole réactionnelle au contact des grenats (Gros, 1974). Ces roches sont associées à des amphibolites à grenat à structure kélyphitique (albite-séricite) et des amphibolites rubanées à diopside-hornblende en alternance avec des niveaux à plagioclase-calcite.

Dans le sud de Belledonne (formation du Lac de la Croix), Verjat (1980) décrit une amphibolite à cocardes ou à taches blanches dues à la présence d'agglomérats plagioclasiques et épidotiques de forme sphérique ou discoïde qui se détachent sur la matrice orientée très amphibolique. Les hornblendes poecilitiques contiennent souvent des gouttelettes de quartz, du sphène et des opaques. Cette roche, qui pourrait être une ancienne éclogite, affleure au sein des migmatites amphiboliques et est parcourue par des filonnets de mobilisation leucocrate sécants sur la foliation fruste de l'amphibolite.

Les migmatites à amphibole présentent des textures à schlieren, agmatitiques ou pygmatitiques. Dans les zones très peu migmatitiques, souvent les plus amphiboliques, les paléosomes sont recoupés par des filonnets hololeucocrates à plagioclase et quartz subordonné. Les leucosomes granitoïdiques, à plagioclase et hornblende en mouchetures, peuvent être frangés de mélanosomes hornblenditiques. Parfois des leucosomes de première génération à bords flous,

plissotés, peu épais, à grain fin, sont recoupés par des leucosomes à grain plus grossier d'aspect dioritique. Dans les zones très migmatitiques du Lac de la Croix, au sud des Aiguilles de l'Argentière (Verjat, 1980) et de la Croix du Cuchet, à l'aplomb de la galerie Arc-Isère, (obs. pers., G. Vivier), des leucosomes pegmatitiques à plagioclase et hornblende centimétriques sont associés à des mélanosomes également pegmatitiques à hornblende.

Aux environs de Grand-Maison, les migmatites à amphibole sont reprises par une mylonitisation tardi-hercynienne et alpine très pénétrative. Ceci détermine une foliation secondaire qui affecte même les mobilisats sécants. Ce phénomène est général tout le long de la bordure est de ces formations.

### *Les faciès intermédiaires*

Les gneiss hétérogènes à biotite et amphibole constituent la plus grande partie des séries cristallophylliennes de la zone nord-orientale de la chaîne de Belledonne. Ils présentent également des faciès plus ou moins migmatisés. Ils sont principalement à grain grossier et à foliation fruste, mais ils peuvent être aussi ocellaires ou parfaitement rubanés. Dans ce cas, la foliation, nette, s'accompagne d'une alternance régulière de niveaux (1-10 cm) leptyniques et mésocrates à biotite et/ou amphibole. Des passées épidotiques y sont parfois intercalées.

Du fait des déformations plus ou moins intenses, les faciès précédemment décrits, biotitiques, amphiboliques et intermédiaires vont présenter une convergence de faciès sous l'aspect de gneiss hétérogènes. La confusion peut porter également sur les orthogneiss les plus tectonisés (cf. chap suivant). La géochimie constitue alors un moyen efficace pour préciser la nature originelle de ces matériaux.

### **\* Origine et évolution tectono-métamorphique**

L'étude géochimique détaillée et systématique des formations métamorphiques a été réalisée par Gasquet (1979) grâce à la coupe continue offerte par la galerie Arc-Isère. Verjat (1980) a complété cette étude, en surface, plus au sud.

Certains gneiss hétérogènes, peu ou pas migmatitiques, dérivent d'une série d'origine grauwackeuse.

L'ensemble provient d'une sédimentation très peu mure qui renferme des témoins de roches volcaniques basiques ou plus rarement acides. Les faciès pélitiques sont quasiment absents et pourraient être représentés par les micaschistes fins à caractère alumineux. Gasquet (1979) distingue géochimiquement cette série métagrauwackeuse des gneiss provenant de la blastomylonitisation des granitoïdes porphyroïdes du Complexe de Saint Colomban.

Les amphibolites s.s. proviennent de protolithes de composition basaltique (Gasquet, 1979; Verjat, 1980). Des données récentes sur les métamagmatites basiques de Belledonne s.s. (Ménot en préparation) et sur les éclogites amphibolitisées du Beaufortin (Paquette, 1987) soulignent la nature tholéitique (T- et N-Morbs) de ces roches et suggèrent une mise en place en site distensif, probablement au niveau d'une croûte amincie (présence d'une faible contamination crustale : Paquette, 1987).

C'est une interprétation comparable qui est proposée pour les roches basiques du massif des Aiguilles Rouges (éclogites du lac Cornu: Liégeois et al., 1981; amphibolites du secteur Emosson: Von Raumer et al., sous presse).

La série des gneiss et migmatites a subi une évolution polyphasée ayant comporté trois stades successifs:

- un épisode haute pression;
- un métamorphisme barrowien de moyenne pression auquel succède un épisode anatectique;
- une mylonitisation à caractère rétro-morphique.

Les amphibolites du Lac des Tempêtes (Beaufortin) (Paquette, 1987), et du Lac de la Croix au Sud, contiennent des reliques éclogitiques. Les premières montrent une paragenèse à pyroxène-grenat relativement préservée (Gros, 1974). En revanche, dans le Sud, l'amphibolitisation et la migmatisation ont totalement oblitéré les paragenèses anhydres et ont conduit à des amphibolites à cocardes (nodules plagioclasiques de rétro-morphose des grenats). Ces reliques éclogitiques constituent les témoins du premier épisode de déformation profonde du socle, liée à un métamorphisme de haute pression daté du Siluro-Dévonien inférieur (Peucat et al., 1985; Paquette, 1987).

Ces faciès sont à rapprocher des éclogites rétro-morphosées décrites dans les Aiguilles Rouges

(Von Raumer, 1974, 1981, 1984) ou dans l'Argentera-Mercantour (Faure-Muret, 1954; Bogdanoff, 1980, 1986) où elles sont associées à des granulites basiques (Latouche et Bogdanoff, 1986 et ce volume). Les paragéneses des roches les moins rétro-morphosées (Liégeois et al., 1981; Latouche et Bogdanoff, ce volume et données inédites, R.P.Ménot) sont comparables à celles des éclogites de type B générées dans un contexte thermique relativement élevé.

Cet épisode de haute pression observé dans les Massifs Cristallins Externes correspond aux événements éohercyniens (acadiens) bien définis dans la zone médiane de la chaîne varisque ouest-européenne (Autran et Cogné, 1980).

L'ensemble des formations cristallophylliennes subit ensuite un métamorphisme barrovien. Les paragéneses observées sont à biotite +/- grenat +/- staurotide +/- cordiérite

Au Sud, l'association staurotide-disthène décrite par Carme (1970) dans les séries d'Allemont et par Tobi (1959) et Kalsbeek (1962) dans les séries situées à l'ouest de l'accident de Belle Etoile n'a pas été retrouvée à l'est de celui-ci. La nature peu alumineuse de la série originelle, mais aussi la tectonique et la rétro-morphose tardihercyniennes, plus intenses dans ce secteur, en sont la cause. Au Nord, seule la staurotide a été signalée par Poncerry (1980).

Gasquet (1979), à partir du géothermomètre biotite-grenat a déterminé les conditions thermodynamiques suivantes:  $T = 630^\circ \pm 30^\circ\text{C}$ ;  $4 < P < 6 \text{ kb}$ . Une phase tectonique synchrone de ce métamorphisme a donné des plis synschisteux aux axes actuellement orientés NNE.

La migmatisation est contemporaine à tardive par rapport au climax métamorphique. Certains faciès, tels les grésopélites, sont préférentiellement mobilisés. Une partie des granitoïdes porphyroïdes anté- à syntectoniques serait à rattacher à cet épisode barrovien (cf. orthogneiss ci-après). Dans le domaine sud-occidental de Belledonne cet épisode aboutit aux anatexites granodioritiques à cordiérite pinitisée d'Allemont (Carme, 1970a).

Le métamorphisme barrovien et l'anatexie associée succèdent aux événements de haute pression (390 Ma; Paquette, 1987) et précèdent la mise en place des

granites du Carbonifère inférieur (322 +/- 43 Ma; Demeulemeester, 1982). Il s'agit donc d'évènements intradévonien. Les manifestations migmatitiques peuvent ainsi être comparées directement avec l'anatexie tardimétamorphe du Massif Central à 375 Ma (Duthou, 1977) et les premiers granitoïdes tardi- à postorogéniques (Guéret: 365 Ma; tonalites du Limousin: 355 Ma).

Par la suite, les gneiss et migmatites subissent une rétro-morphose épi- à mésozonale. Celle-ci s'accompagne d'une mylonitisation qui détermine la foliation isoclinale de ces formations.

Demeulemeester (1982) a daté la fin d'un épisode thermique à 323 +/- 18 Ma (K/Ar sur amphiboles des gneiss et amphibolites). Cette valeur correspond à des analyses effectuées sur des faciès non migmatitiques et prélevés hors des zones de mylonitisation intense (grands accidents).

Dans la chaîne de Belledonne, cet âge namurien correspond, dans la partie septentrionale, à la mise en place du granite syn- à postcinématique des Sept-Laux à 322 +/- 43 Ma (Demeulemeester, 1982) et dans le sud (vallée de la Romanche), à la phase tectonique tangentielle: 324 +/- 12 Ma (Ménot et al., 1987 - K/Ar sur amphiboles). La tectonique hercynienne se termine par des décrochements ductiles très localisés sur lesquels les structures viennent se raccorder tangentiellement et où se développe une schistosité de crénulation (Carme, 1970; Poncerry, 1981).

L'influence alpine n'est pas négligeable, puisque les biotites des gneiss et migmatites présentent des âges intermédiaires très dispersés: 197-42 Ma en K/Ar et 216-155 en Rb/Sr. Elle est toutefois plus sensible le long des grands accidents.

## LES ORTHOGNEISS

Les orthogneiss forment une bande de terrains longue de 80 km et large de 1 à 5 km, biseautée aux deux extrémités, depuis Saint Colomban les Villars au Sud jusqu'au Col de la Bathie au nord du massif. Au sud de l'accident de Fond de France qui les décale, il s'agit du complexe granito-gneissique de Saint Colomban (Carme, 1970b). Au Nord, ce sont: le complexe du Col de Montjoie (Poncerry, 1981), les gneiss de Pussy-Plan

# BELLEDONNE - LE DOMAINE NORD-ORIENTAL

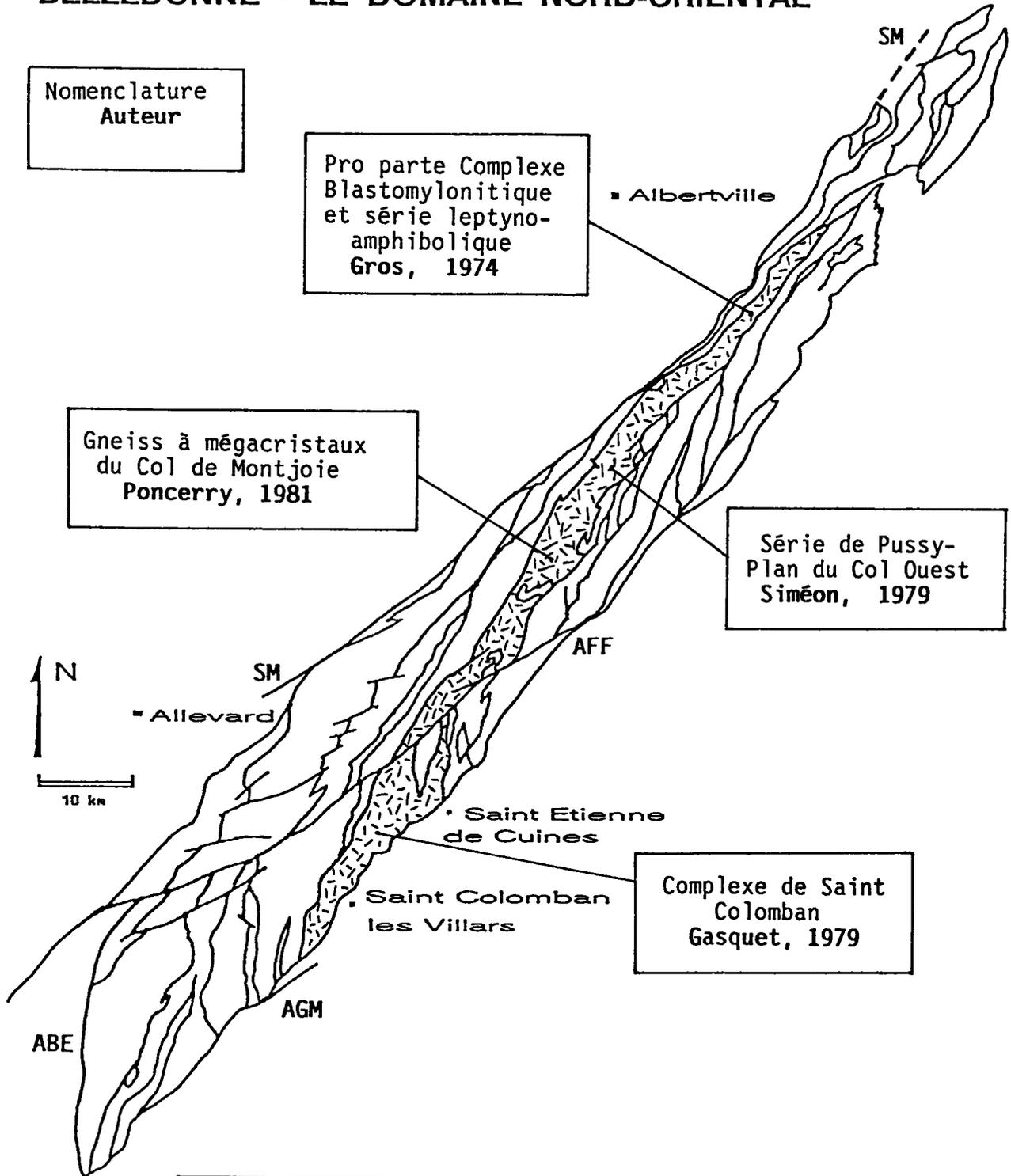


Fig. 4 Localisation des orthogneiss et des études réalisées après les travaux généraux de Bordet (1961) et Carme (1970)

- Location of the Orthogneisses Formation and studies made after the general works of Bordet (1961) and Carme (1970)

du Col (Siméon, 1979) et une partie du complexe blasto-mylonitique (Gros, 1974).

#### \* Lithologie

Comme l'indique la terminologie des auteurs précités, ce sont des formations complexes où des granitoïdes hétérogènes déformés sont associés avec des gneiss migmatitiques à biotite, parfois à amphibole. On observe sur le terrain la juxtaposition des termes précédents ou la présence d'enclaves gneissiques dans les granitoïdes. Le faciès originel dominant est un granite porphyroïde à biotite. Il montre localement une granulométrie moyenne ou grossière et des teneurs variables en amphibole. Il peut être recoupé par des filons aplitiques ou basiques.

Les massifs granitiques les mieux préservés s'observent au Clocher des Pères ou au Col de Montjoie, de part et d'autre de la vallée de la Maurienne, décalés par l'accident de Fond de France. Ailleurs les faciès sont plus orthogneissifiés et présentent une texture oeilée avec tous les stades de déformation, de la simple cataclase avec fracturation et débit des phénocristaux jusqu'à des stades microgranulés à bandes quartzueuses très recristallisées. Ces plutons sont de plus parcourus par des zones mylonitiques tardives, localisées, qui donnent des phyllonites.

Tout au long de la chaîne, les caractères des associations pétrographiques varient au sein des formations orthogneissiques.

Au Sud, vers Saint Colomban les Villars, c'est essentiellement un bimagmatisme acide-basique qui apparaît: les faciès basiques abondent et les faciès porphyroïdes sont surtout granodioritiques. La tectonique, très intense en bordure, est moins marquée au coeur du massif.

Dans la galerie Arc-Isère, les faciès basiques sont peu représentés. Les orthogneiss porphyroïdes à biotite dominant, et contiennent de nombreux panneaux de migmatites (Gasquet, 1979).

Entre l'Arc et l'Isère, le complexe du Col de Montjoie représente un ancien massif de granite porphyroïde orthogneissifié, avec ses enclaves, ses structures magmatiques et ses filons. La foliation mylonitique pénétrative y est subverticale. La tectonique tardihercynienne détermine une bande de gneiss oeilés localisée à l'ouest de ce massif (Poncerry, 1981).

Pour les gneiss oeilés situés au nord de l'Isère, Gros

(1974) puis Siméon (1979) ont fait état de caractères volcanosédimentaires. En fait, le caractère siliceux, potassique et alumineux semble lié à une tectonisation plus intense. La granulation fine de la matrice s'accompagne d'un développement important de phyllites et de quartz. La dérive géochimique induite par la mylonitisation est comparable à celle observée par Gasquet (1979) et Gasquet et al. (1982) ("vecteur mylonitique") dans le granite des Sept-Laux.

#### *Les orthogneiss porphyroïdes à biotite*

Ce sont des monzogranites ou des granodiorites qui passent graduellement à des gneiss granitoïdes et à des "gneiss migmatitiques porphyroïdes", dans lesquels on les retrouve en bouffées, en filons, concordants ou sécants (Gasquet, 1979). Dans une matrice quartzofeldspathique à foliation fruste, les mégacristaux automorphes de microcline perthitique abondants (#21%) peuvent atteindre 8cm de long. Poecilites, leurs inclusions fossilisent les fronts de croissance successifs. Les contours lorsqu'ils sont nets sont couronnés d'albite, mais en fonction de l'intensité des mécanismes de déformation et de recristallisation, ils sont granulés, persillés ou arrondis. Quartz (#30%) et plagioclase (#32%) constituent la matrice où l'on trouve de la biotite (#10%), parfois associée à la hornblende, rarement à la muscovite. Les minéraux secondaires: calcite, chlorite, épidote, parfois sphène et quartz recristallisé en filonnets tardifs témoignent de la rétro-morphose.

Au sein des faciès peu modifiés par la déformation, on reconnaît des structures magmatiques d'écoulement: les limites des faciès granulométriquement différents dessinent des volutes; certains niveaux à contours flexueux sont progressivement enrichis en biotite et d'autres en feldspaths potassiques formant des trainées de mégacristaux. Ces figures sont caractéristiques des granitoïdes porphyroïdes (piste de Cevins à Bennetant en Tarentaise; Combe de Bronsin dans la Lauzière; Clocher des Pères en Maurienne).

Ces granitoïdes possèdent des enclaves dioritiques décimétriques et des schlieren surmicacés. Au sud du Col de Montjoie, les faciès porphyroïdes contiennent de nombreux panneaux, parfois hectométriques, de gneiss et de migmatites (cf coupe du tunnel Arc-Isère; Gasquet, 1979). Ce type d'association granite

porphyroïde-migmatite a également été observé dans le secteur nord, à l'est du Col de la Bathie (R.P. Ménot, G. Vivier), dans le "complexe blastomylonitique" décrit par Gros (1974).

Sur les structures magmatiques relictuelles, se surimpose une foliation fruste, sécante, qui donne une trame orientée. La déformation croissante efface les structures primaires: les mégacristaux sont fracturés, décalés, parfois tronçonnés et moulés par les phyllosilicates. On peut aboutir à des gneiss ocellaires dont la trame est totalement mylonitique.

Dans les zones les plus tectonisées, les niveaux plus leucocrates et les filons aplitiques s'expriment sous forme de gneiss leptyniques. Au contact avec les Schistes Verts (série précédemment décrite), les gneiss leucocrates ocellés constituent un horizon bien individualisé (20m) et passent en continuité aux granites porphyroïdes déformés (Poncerry, 1980).

#### *Les orthogneiss porphyroïdes à amphibole et les associations acide-basique*

Des granitoïdes porphyroïdes mylonitisés à biotite et amphibole sont associés tout le long de la chaîne avec les faciès précédemment décrits. La foliation générale et la schistosité de fracture qui la recoupe, affectent les divers types d'orthogneiss et masquent leurs relations mutuelles précises.

Siméon (1979) décrit, à l'est de l'axe granitique de la Lauzière, des orthogneiss porphyroïdes à phénoclastes de feldspath alcalin et de hornblende dans une matrice essentiellement plagioclasique (An 30). Gasquet (1979) a également prélevé dans la galerie Arc-Isère des diorites quartziques de composition minéralogique similaire mais non porphyroïdes.

Dans des zones moins affectées par les déformations tardives, on peut décrire des associations acide-basique. Les figures les plus spectaculaires de ce bimagmatisme sont observables dans la région de Saint Colomban les Villars. Au pont de la Chal (sud de Saint Colomban), le granite porphyroïde à biotite "imprègne" une diorite mésocrate, en s'immiscant, avec des contacts nets, dans chaque diaclase du matériau basique et en isolant des nodules décimétriques de diorite qui constituent alors des enclaves dans le matériel acide.

Les deux faciès sont recoupés par des filonnets de

granite aplitique hololeucocrate non déformé.

Le long de la route forestière du Jarnalet (Saint-Colomban), des diorites et leucogabbros à grain fin à moyen, isogranulaires, parfois à structure doléritique, sont en enclaves décimétriques arrondies dans des granodiorites porphyroïdes hétérogènes.

Les diorites et leucogabbros possèdent des plagioclases déstabilisés frangés d'albite et corrodés par le quartz et le microcline. Des hornblendes vertes à coeur de hornblende brune sont synchrones de la biotite. Chlorite et actinote en forment les produits d'altération. Allanite et sphène sont fréquents.

Dans les granodiorites, on observe des mégacristaux zonés de microcline (IT= 60%) dans une mésostase grossière à plagioclase altéré, hornblende et actinote, parfois biotite. Cette matrice hétérogène renferme des échardes summicacées centimétriques souvent riches en actinote.

Les enclaves dioritiques et les granodiorites porphyroïdes décrites ici sont recoupées par des granites porphyroïdes leucocrates à biotite qui représentent plus au nord le faciès principal affleurant dans le "complexe de Saint Colomban" (cf. plus haut).

La déformation très pénétrative dans les faciès leucocrates est seulement matérialisée par une orientation fruste dans les faciès basiques. A l'Ouest, les associations acide-basique sont séparées des Schistes Verts du groupe de Tepey-Sambuis par une zone mylonitique d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

#### **\*Composition et origine**

La présence de plagioclase et de feldspath potassique en quantité généralement équivalente avait amené à considérer tous les faciès comme monzonitiques (Carme 1970, 1978; Gasquet, 1979; Poncerry 1981). Les études géochimiques réalisées par Gasquet (1979) lors du percement de la galerie Arc-Isère et depuis par Vivier (inédit) ont permis de mieux caractériser les différentes formations orthogneissiques.

- Les orthogneiss porphyroïdes à biotite présentent des caractères aluminopotassiques selon la classification de La Roche et Stussi (1982) (Ploquin et Vivier in Stussi et al., 1984). Bien qu'ils ne possèdent pas eux-mêmes de cordiérite, ou de grenat, ils sont associés spatialement aux migmatites à cordiérite et leur biotite est

magnésienne. De plus, la muscovite y est toujours présente bien qu'en faible quantité.

- Les faciès basiques et intermédiaires ont un caractère subalcalin affirmé (Ploquin et Vivier, in Stussi et al., 1984). Les faciès à structure doléritique ou ophitique du Jarnalet possèdent même des analogies de composition avec des mugéarites. Cette association strictement monzonitique est caractérisée par la cristallisation précoce de feldspath potassique. Les enrichissements en quartz ne sont importants qu'en fin de lignée (Pagel et Leterrier, 1980).

Cette association acide-basique est riche en terres rares (somme des REE # 500-600 ppm dans les termes basiques). Les profils montrent un fractionnement important: La/Yb= 70 pour les faciès basiques et 30 pour les acides; avec une anomalie très faible en Eu (Vivier, en préparation). Ce type de profil enrichi en terres rares légères caractérise les produits de fusion partielle de matériel grauwackeux (Coherie, 1981). La distribution spatiale des différents faciès (bimagmatisme au sud et associations granitoïdes-migmatites au centre) constitue un caractère déterminant dont il faudra tenir compte pour apprécier l'origine des orthogneiss.

Deux interprétations ont été proposées :

Carme (1978) a associé les gneiss blastomylonitiques (orthogneiss porphyroïdes à biotite), les faciès basiques de Saint Colomban qu'il considérait comme des "faciès précoces", et les faciès tardifs à gros grains (en fait les granitoïdes leucocrates sécants de la Lauzière) en un même ensemble métamorphisé dans le faciès "amphibolite à épidote". Il propose de "voir dans cette série monzonitique le produit d'une métasomatose silico-alcaline de percolation sur un cortège intrusif calco-alcalin syn- à tarditectonique".

Un autre type d'évolution a été mis en évidence par l'étude des mégacristaux de feldspaths des orthogneiss porphyroïdes dont les caractères magmatiques sont préservés (Wilhelm, 1977). Les feldspaths sont caractéristiques d'une cristallisation à moyenne profondeur dans les orthogneiss de Montjoie et témoignent de conditions plus superficielles dans ceux de Pussy: aplatissement des cristaux, choc thermique plus important, micro-fissuration des fronts de croissance plus nette, albite de syncristallisation, macles du péricline (Bonnet, 1982).

Par contre, les mégacristaux des faciès basiques et intermédiaires du Jarnalet apparaissent différents. Au cœur des cristaux, les fronts de croissance et les fissures thermiques à degré de triclinicité moyen montrent qu'ils se sont d'abord formés à grande profondeur. A la périphérie, la modification du tracé des fronts de croissance, leur courbure et les fissures thermiques tricliniques (90%) impliquent une remontée rapide et la fin de la croissance des cristaux à un niveau structural plus élevé au moment de leur mise en place.

Il semble donc que les formations orthogneissifiées représentent un ensemble plutonique complexe. Les niveaux d'érosion différent au Nord et au Sud, accentués par le découpage en horst et graben, permettent de distinguer schématiquement:

- dans la vallée de l'Isère, des granitoïdes à caractère hypovolcanique;

- dans la Lauzière, des granitoïdes porphyroïdes hétérogènes contenant des enclaves de gneiss migmatitiques et recoupés par des filons aplitiques et dans la Maurienne, des granites porphyroïdes et des migmatites imbriqués. Il s'agit donc de niveaux plus profonds.

- vers Saint Colomban les Villars, une association acide-basique très développée (granite et granodiorite porphyroïdes - diorite et leucogabbro). Sa position à l'intérieur du complexe plutonique n'est pas précisée. On peut rencontrer localement des roches basiques de ce type disséminées dans les orthogneiss.

#### \* Age et évolution

Demeulemeester (1982) a tenté une première étude géochronologique du "complexe de Saint Colomban" en utilisant des échantillons de la galerie Arc-Isère. A partir de 9 échantillons analysés en Rb/Sr, il a obtenu une "isochrone statistiquement vraisemblable" sur 5 points qui a donné 506±70 Ma. En fait, elle inclut trois échantillons d'orthogneiss porphyroïdes, un granite migmatitique mais aussi un granite aplitique hololeucocrate sécant. Ce dernier représente le point bas qui influence largement cette datation. Or sa consanguinité n'est pas établie et Gasquet (1979) considère que ces faciès sont liés au granite des Sept-Laux qui recoupe orthogneiss. Les autres échantillons sont dispersés de part et d'autre de la droite.

En l'état actuel des travaux, il convient donc de considérer que l'âge des orthogneiss porphyroïdes de Saint Colomban n'est pas connu de façon satisfaisante.

Par contre, sur des critères de chronologie relative, un âge dévonien nous semble probable pour les orthogneiss:

- Ils sont syn- à tardi-anatectiques si l'on considère la présence des panneaux migmatitiques enclavés et les relations étroites observées entre granitoïdes et faciès mobilisés. L'âge de la migmatisation est évalué aux environs de 360-370 Ma (cf. ci-avant). Elle est de toute façon postérieure à l'épisode métamorphique de haute pression éo-dévonien (Peucat et al., 1985; Paquette, 1987)

- Ils sont également plus anciens que le granite des Sept-Laux (322 +/- 43 Ma) qui les contient en enclaves et dont les filons péritholitiques les recoupe (Demeulemeester, 1982).

Les orthogneiss sont intensément affectés par la tectonique tardihercynienne. Les effets de ces déformations sont hétérogènes: localisés à la bordure au sud, ils se matérialisent dans toute la masse au nord. Les recrystallisations associées sont attestées par les âges obtenus sur amphibole à 285 et 314 Ma au niveau du Jarnalet (K/Ar conventionnel; Demeulemeester, 1982).

Le métamorphisme alpin a aussi largement affecté les orthogneiss acides comme en témoignent les âges intermédiaires des biotites 230-159 Ma (Rb/Sr) et 149-87 Ma (K/Ar) discutés par Demeulemeester et al. (1986).

## LES GRANITOÏDES

Les granites du Roc Blanc-Outray sont les seuls qui affleurent au sein de la série des Schistes Verts et qui n'affectent pas les autres formations métamorphiques. A caractère hypovolcanique (structures microgrenues et/ou granophyriques), ils induisent un métamorphisme de contact dans les faciès carbonés (Bordet, 1953). Leur âge est indéterminé: dévono-dinantien ou carbonifère (cf. Schistes Verts).

Les granitoïdes carbonifères sont intrusifs dans les gneiss et migmatites et dans les orthogneiss. Ils constituent essentiellement deux axes granitiques orientés N20-N30: celui des Sept-Laux à l'Ouest et celui de la Lauzière, plus oriental, au nord de l'accident de Fond de France. Il faut ajouter, au nord de la Tarentaise, les

pointements isolés de Beaufort, de Cevins.

Le granite de Cevins forme un pointement de 2 km<sup>2</sup> dans la vallée de l'Isère. Il s'agit en fait d'un granite très cataclasé à aspect de "protogine". La foliation est soulignée par des biotites, des amphiboles et du quartz abondant en tablettes. Le microcline, en yeux centimétriques, est également bien représenté. Le plagioclase est largement séricitisé. Ce pointement isolé présente des contacts tectoniques avec les Schistes Verts. Il ne peut être rattaché aux faciès de la Lauzière dont il diffère chimiquement et minéralogiquement (Siméon, 1979).

Le granite de Beaufort (4 km<sup>2</sup>) constitue, selon Poncerry (1981), le prolongement nord du massif des Sept-Laux avec lequel il présente des similitudes de composition chimique et minéralogique. Il appartient au même alignement N20 que les pointements granitiques de la Chaudanne (NE de l'Hauteluce) et de la Motte (Megève). Ces derniers pourraient constituer des témoins plus septentrionaux de cet axe granitique occidental (Poncerry, 1981).

### \* Le granite des Sept-Laux

#### *Occurrences et faciès*

Le massif se présente selon une bande continue d'environ 100 km de long, depuis le village d'Épierre au Nord jusqu'à celui de Vaujany au Sud (Bordet, 1961). Il est biseauté par les accidents du "S.M." au Nord-Est et de Belle-Etoile au Sud-Ouest.

Il est intrusif dans les gneiss et migmatites à biotite et amphibole qui le bordent à l'Est et à l'Ouest. Les contacts avec les gneiss sont nets, mais ces derniers, à l'approche du granite, sont riches en filons péritholitiques. De son côté, le granite contient sur ses bordures, de larges panneaux de gneiss et de migmatites (Carne, 1970b; Gasquet, 1979).

Carne (1970) y a distingué une fluidalité N50-N60 marquée par les micas et les plagioclases dans les faciès à grain grossier voire à tendance porphyroïde. Dans le nord, la linéation minéralogique est concordante avec la foliation régionale N20-N30 (Gasquet, 1979). Carne (1970b) ainsi que Gasquet (1979) et Verjat (1980) décrivent des faciès équants qui cicatrisent les faciès orientés et cataclasés.

Le type principal, leucocrate à grain moyen, est à biotite, plagioclase, microcline et muscovite. La biotite (#10%) définit la linéation minérale. Elle est souvent partiellement chloritisée ou décolorée et contient des baguettes de rutile. Le plagioclase (# 30 %) présente souvent deux générations: l'une est zonée (An10-25), séricitisée et parfois fracturée tandis que la seconde (An5-10) est limpide et cicatrice ou ceinture la première. Le microcline perthitique (#25% - I.T.=80), poecilitique lorsqu'il est à tendance porphyroïde, est fréquemment accompagné de myrmékites. Il faut noter l'apparition des porphyroblastes surtout en bordure du massif (Gasquet, 1979). Le quartz (#30%) forme de grandes plages à extinction ondulée et des mosaïques à allure réticulée dans les faciès les plus cataclasés. La muscovite est toujours présente, parfois en quantité non négligeable, en particulier sur la bordure ouest du massif (Gasquet, 1979 ; Poncerry, 1980).

Outre les panneaux de gneiss et de migmatites, on rencontre dans le faciès principal, des enclaves de granitoïdes porphyroïdes hétérogènes. Ces derniers contiennent ou injectent des gneiss. Ces enclaves, parfois hectométriques, sont situées préférentiellement au sud de l'accident de Fond de France. Les fronts de croissance (101) observés dans les mégacristsaux de feldspath potassique de ce faciès attestent que ces phénocristsaux ont cristallisé et sont restés à un niveau structural profond (Bonnet, 1982). Verjat (1980) considère qu'il s'agit là d'un panneau de migmatites de la série du Rissiou, "mal digéré" par le granite.

Le granite des Sept-Laux contient aussi localement des enclaves homogènes riches en biotite et/ou amphibole. Leur taille n'excède que rarement quelques décimètres. Leur forme est ovoïde, et le plan d'aplatissement est parallèle à la texture planaire du granite. Gasquet (1979) décrit une enclave surmicacée dont le contact avec le granite encaissant montre une auréole réactionnelle. De l'intérieur vers l'extérieur, une première couronne leucocrate quartzreuse est doublée d'une seconde enrichie en biotite. De telles auréoles soulignent l'importance des interactions entre les faciès acides et basiques. D'autres enclaves présentent des caractères vaugnérétiques à grandes biotites ("ségrégations basiques" grano-sénitiques, selon Carme, 1970b).

Des termes hololeucocrates, à granulométrie plus fine, isogranulaire et à texture équante, passent de façon

continue au faciès liné ou le recourent plus nettement. La biotite est souvent en grande partie chloritisée.

Dans la vallée de l'Eau d'Olle, au sud de l'accident de Fond de France, les faciès tardifs, sont abondants (Verjat, 1980). On peut y observer la chronologie suivante :

- 1- un granite liné, à grain grossier et texture planaire (faciès principal),
- 2- un granite hololeucocrate, équante à grain fin, emballant le précédent,
- 3- des filonnets à épontes nettes ou des chevelus à bords diffus de granite bleuté à texture granophyrique
- 4- des filons aplitiques à muscovite et très quartzeux le plus souvent décimétriques ,
- 5- des aplopegmatites en filonnets indépendants ou en filons composites associés aux précédents.

### Caractères géochimiques

Géochimiquement, les principaux faciès présentent des compositions très voisines. Il s'agit de monzogranites caractéristiques des lignées subalcalines. Toutefois ils sont relativement plus riches en alumine que les séries subalcalines canoniques. Ils sont riches en SiO<sub>2</sub> (>70%) et en alcalins (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O > 8% et Na>K). Les échantillons étudiés montrent des spectres de terres-rares assez fractionnés (La/Yb>35), sans anomalie en Eu, très proches de ceux observés dans les orthogneiss porphyroïdes.

Les faciès filoniens, plus riches en muscovite, présentent un caractère alumino-potassique plus marqué. Gasquet (1979) a mis en évidence, en particulier dans les faciès fins, un "vecteur mylonitique" lié aux déformations tardi- et postmagmatiques. Elles transforment le matériau compétent en zones phyllonitiques à chlorite-séricite avec évacuation massive de Ca, Na et Si. On retrouve ces éléments dans les fentes alpines subhorizontales voisines (perpendiculaires à la schistosité mylonitique) où ils contribuent à la cristallisation de quartz, calcite, albite, épidote et chlorite.

Le granite des Sept-Laux, avec son chimisme proche de celui des orthogneiss qu'il contient en enclaves et le caractère syntectonique des faciès précoces, peut être considéré comme l'expression des termes évolués, correspondant à la fin de l'épisode granitique lié à une anatexie crustale, ou à une reprise de l'anatexie de la base de la croûte.

# BELLEDONNE - LE DOMAINE NORD-ORIENTAL

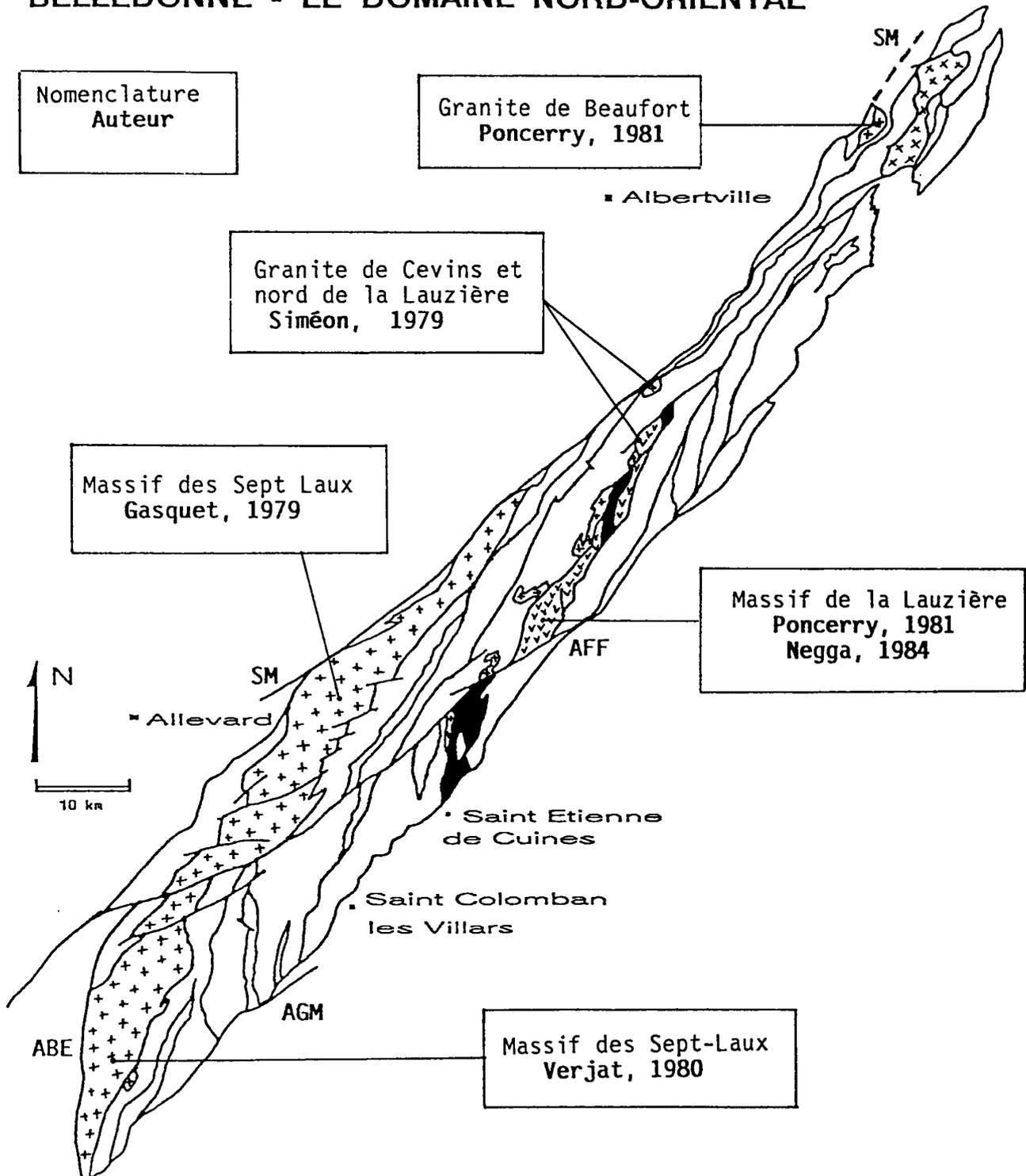


Fig. 5 Localisation des granitoïdes et des études - Location of Granitoids and studies made réalisées après les travaux généraux de Bordet (1961) after the general works of Bordet (1961) and Carme et Carme (1970) (1970)

### *Age de la mise en place et évolution*

Pour Bordet (1961) et Carme (1970b et c) le granite des Sept-Laux est syntectonique et associé à une migmatisation des séries encaissantes. Considéré comme ayant le même âge que le complexe de Saint Colomban par le premier auteur, il serait plus ancien pour le second.

Gasquet (1979) a montré l'indépendance du granite des Sept-Laux par rapport à la migmatisation et sa postériorité vis à vis des granitoïdes porphyroïdes déformés de Saint Colomban. Ses arguments sont les suivants:

- Le granite des Sept-Laux est sécant sur les gneiss et les migmatites. Ces dernières sont associées à des faciès d'orthogneiss porphyroïdes de type Saint Colomban que l'on retrouve en enclaves dans le massif des Sept-Laux. Dans la galerie Arc-Isère, les filons hololeucocrates équants péritholites recoupent les orthogneiss porphyroïdes.

- Géochimiquement homogène, le granite ne possède pas les tendances des mobilisats migmatitiques très sodiques ou très potassiques.

De plus, la zone de "mobilisation progressive", invoquée par Bordet (1961) et Carme (1970) et qui affecterait la série cristallophyllienne à l'ouest du massif correspond en fait à une zone d'injection filonienne ultérieurement mylonitisée. La déformation s'intensifie à l'approche du "S.M." (Gasquet et al., 1982). Le gneiss à chlorite qui en résulte montre une foliation verticale orientée N20-N30. A l'est, au défilé de Maupas, entre les massifs de Belle-donne et des Grandes Rousses, les séries présentent les mêmes phénomènes, tectoniques symétriques par rapport à l'axe granitique.

Demeulemeester (1982) a tenté de dater le granite des Sept-Laux (roches totales en Rb/Sr). Il a obtenu un âge de 322 +/- 43 Ma avec un rapport initial  $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7066$ . Si cette datation est suffisante pour confirmer l'appartenance de ce granite à l'orogénèse hercynienne, comme l'avait proposé Gasquet (1979), elle est trop imprécise pour constituer un repère chronologique indiscutable.

L'ensemble de ces caractères permet de proposer l'histoire du granite des Sept-Laux suivante:

- Intrusion syntectonique d'un granite précoce extravasé, subalcalin homogène (faciès liné à grain

grossier).

- Fin de la mise en place du faciès fin équant tardi à post-tectonique dans les superstructures avec injection de filons et de coupoles dans les gneiss adjacents.

- Refroidissement et fissuration tardi-magmatique avec injection des granophyres et aplites dans les diaclasses du granite et de son encaissant.

- Filonnets d'aplopegmatites tardives à muscovite et grenat scellant l'ensemble.

- Déformation tardihercynienne intense des bordures et de l'encaissant.

- Couloirs mylonitiques intrabatholitiques liés à la tectonique alpine associés à des écaillages lors de mouvements de décrochement puis de chevauchement (Gasquet, 1979). Chaque bloc est chevauchant vers le nord-ouest, et le granite lui-même chevauchera la Série Satinée par l'intermédiaire du "S.M."

### **\* Le massif de la Lauzière**

#### *Occurrences et faciès.*

Ce massif granitique constitue l'axe de la chaîne de la Lauzière sur 30km de long et deux de large. Il a été étudié par de nombreux auteurs: Bordet (1961), Blaise (1962), Carme (1970, 1978), Siméon (1979), Poncerry (1981), Negga (1984). Il a fait l'objet d'une note de synthèse récente (Aumaitre et al, 1985) dont les résultats seront, en partie, repris ici.

Au nord de l'accident décrochant de Fond de France, le corps principal est constitué de monzogranites et de monzosyénites, tandis qu'au sud, seules ces dernières sont représentées. Sécants sur les structures des orthogneiss à l'Ouest, les granitoïdes sont en contact par faille avec les séries gneissiques orientales. Dans sa partie Nord au moins, ce massif n'est pas enraciné, comme le montre son absence dans la galerie Isère-Arc située à 500m sous la surface topographique (Bordet, 1961).

#### *Les différents faciès*

L'association monzonitique est constituée par différents faciès:

- des monzosyénites mésocrates, précoces, présentes seulement à l'extrême nord de la chaîne et au sud de l'accident de Fond de France. A grain grossier,

elles contiennent de la hornblende verte poecilitique subautomorphe, du plagioclase An40 et du feldspath alcalin subautomorphe perthitique. Le sphène, millimétrique et automorphe, y est abondant. La biotite brun-verdâtre, souvent en lamelles épaisses, renferme de l'épidote.

- des monzosyérites plus évoluées qui forment une large bande nord-sud au coeur du massif monzogranitique. Ce sont des roches généralement non orientées, à grain grossier (0.5-1cm), parfois porphyroïdes. Dans ces faciès, la biotite brun-vert, souvent en amas, est plus abondante que la hornblende. Le microcline perthitique est très abondant (30-50%). Les individus subautomorphes centimétriques sont zonés, poecilitiques et frangés d'albite. Le plagioclase An30, automorphe, est abondant (30%) mais altéré. Dans ces faciès, sphène et épidote sont abondants. La muscovite est accessoire et associée à la biotite.

- des monzogranites qui constituent le faciès dominant au nord de l'accident de Fond de France. Ce massif contient sur sa bordure est des enclaves de syénite et de monzosyérite qui donnent un aspect "d'émulsions" métriques. Leucocrates, à grain grossier, ils sont riches en feldspath alcalin sub automorphe poecilitique (30%). Les plagioclases (An 10-20), xénomorphes, à coeur séricitisé sont en quantité équivalente. La biotite, peu abondante, est souvent chloritisée et chargée de sagénite.

- des faciès hololeucocrates, souvent hémat-itisés, riches en quartz (33%), en feldspath potassique (42%) et en albite An10 (24%). La biotite, chloritisée et le sphène, épigénisé y sont peu abondants. La muscovite est rare. Ces faciès recourent les monzogranites dans la terminaison méridionale du massif.

Les granitoïdes de la Lauzière constituent une association acide-basique dans laquelle les "émulsions décimétriques" d'une part et les contacts francs d'autre part, témoignent d'une mise en place par pulsations magmatiques se produisant à des niveaux structuraux différents. L'ensemble est marqué par l'antériorité des faciès basiques par rapport aux faciès granitiques (Aumaitre et al., 1985).

#### **Caractères géochimiques.**

Monzosyérites et granites de la Lauzière possèdent des teneurs en alcalins très élevées:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$  et

surtout  $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ . Ils sont également caractérisés par de fortes teneurs en Ba, Rb et surtout Sr ( $> 1000\text{ppm}$ ) (Aumaitre et al., 1985).

Le caractère potassique originel de cette association est contrôlé par les paragénèses primaires, avec l'apparition de feldspath potassique en phénocristaux dès les termes basiques (Aumaitre et al., 1985). On retrouve ainsi dans les granitoïdes de la Lauzière, l'évolution du magmatisme subalcalin potassique des Ballons décrite par Mouillac (1974) et Pagel (1980). Les monzogranites et les termes intermédiaires présentent de fortes teneurs en U (jusqu'à 25 ppm) et en Th (15-50 ppm), tandis que les granites leucocrates sont enrichis en Th ( $> 80\text{ppm}$ ) (Poncerry, 1981).

L'association subalcaline potassique de la Lauzière ne correspond pas à une évolution continue, mais présente des discontinuités témoignant d'une contamination à des degrés divers ou par étapes (Negga, 1984; Aumaitre et al., 1985). Negga (1984) souligne le déficit en silice et la richesse en Ca et Mg par rapport aux lignées subalcalines hercyniennes (Ploumanac'h, Ballons, bloc Corso-Sarde...), telles qu'elles ont été décrites par Orsini (1976), Barrière (1977), Pagel et Leterrier (1980)... Ces caractères conforteraient l'hypothèse d'une origine essentiellement mantellique du magma basique subalcalin, avec une participation crustale faible.

L'étude de la typologie des zircons (Pupin, 1981) montre que monzosyérites et monzogranites pourraient provenir de magmas hybrides d'origine mantellique à contamination crustale (Aumaitre et al., 1985).

Les leucogranites, très localisés au sud-ouest du massif, et uniquement au nord de l'accident de Fond de France, se distinguent nettement de la lignée subalcaline et pourraient provenir d'une origine magmatique différente (Negga, 1984).

#### **Âge de mise en place et évolution.**

Le complexe subalcalin de la Lauzière est intrusif dans les formations orthogneissiques et les granitoïdes filoniens de type Sept-Laux qui les recourent. Le magmatisme de la Lauzière débute par l'intrusion de monzosyérites selon un axe nord-sud auxquelles succèdent les faciès monzogranitiques leucocrates sécants (N20-N30) qui constituent la majeure partie du

massif, au nord de l'accident de Fond de France. Les granitoïdes de la Lauzière sont postérieurs au granite des Sept-Laux (322 +/- 43 Ma), mais leur âge n'est pas connu avec précision.

Deux erreurchrones Rb/Sr ont été obtenues par De-meulemeester (1982): l'une à 254 +/- 17 Ma, l'autre à 217 +/- 11 Ma.

Pour la première (5 RT), trois monzosyérites et deux granites, prélevés au coeur du massif, ont été regroupés pour le calcul. En fait, deux amorces d'alignements correspondant à deux rapports à l'origine différents pour les deux faciès apparaissent et nous font considérer cet âge sans signification géologique.

L'âge de 217 Ma a été obtenu à partir de sept roches totales de faciès granitiques et monzosyéritiques déformés, prélevés dans la zone complètement tectonisée près de l'accident de Fond de France.

Il est à rapprocher de l'âge de 215 +/- 3 Ma obtenu, par la méthode U/Pb sur des pchblendes, par P. Holliger (Cathelineau et al., sous presse). Negga (1984) avait avancé un âge de 280 Ma pour cette minéralisation, avec une remobilisation tardive à 21 Ma. P. Holliger a repris les données isotopiques qu'il avait obtenues avec la méthode de calcul de Ludwig (1980) qui tient compte des corrélations d'erreurs et des incertitudes sur celles-ci et il a obtenu un seul intercept haut à 215 Ma.

Cet âge pourrait correspondre à un important épisode de remobilisation lié aux premiers mouvements d'extension posthercyniens, dont les coulées spilites triasiques du Grand Chatelard voisin seraient des témoins.

## SYNTHESE ET DISCUSSION

Dans les pages précédentes, nous avons rappelé les principales données concernant la lithologie et l'évolution tectonométamorphique des différentes formations du domaine NE de Belledonne, ainsi que les interprétations qui en ont été déduites. Nous proposons de synthétiser ici ces données, de les intégrer dans l'histoire magmatique et orogénique de ce secteur et de replacer cette évolution dans le cadre plus général des M.C.E. et de la chaîne varisque ouest-européenne.

### \* Magmatisme

Dans le domaine NE, on retrouve les témoins de deux épisodes magmatiques qui diffèrent par leur âge et par leur signification géodynamique:

- un magmatisme "bimodal", au sens descriptif du terme, d'âge Paléozoïque inférieur probable (ensembles leptyno-amphiboliques inclus dans les séries gneissiques);

- un plutonisme et plutono-volcanisme dévoniens et carbonifères (orthogneiss et granites, faciès volcaniques et hypovolcaniques des séries schisteuses).

Le magmatisme "bimodal": la caractérisation géochimique des protolithes doit être abordée avec prudence. En effet, d'une part il est difficile de sélectionner des échantillons d'origine purement éruptive par suite de l'oblitération des caractères originels, texturaux et minéralogiques et, d'autre part, ces roches sont souvent associées à un environnement migmatitique. En particulier, il est, pour l'heure, délicat de typer les leptynites et de déterminer leur relations avec les termes basiques.

Il existe en effet une convergence géochimique, marquée par un caractère hypo-potassique commun, entre les faciès ignés contemporains des protolithes basiques et les produits de fusion partielle anatectique.

Le chimisme tholéiitique des metabasites et l'existence d'une composante subordonnée d'origine continentale (Paquette, 1987; Ménot, données inédites) sont symptomatiques d'une mise en place au droit d'une zone de distension en contexte ensialique. Cette interprétation est de plus en accord avec l'association primaire constante de ces métamagmatites avec des gneiss amphiboliques et biotitiques dont l'origine grauwackeuse a été démontrée par Gasquet (1979) et Gasquet et al. (1981).

Le plutonisme dévono-carbonifère est matérialisé par l'occurrence d'orthogneiss et de granites respectivement anté-, syn- et post-tectoniques.

\* Les orthogneiss sont d'âge dévonien probable. Ils sont contemporains à tardifs par rapport aux phénomènes migmatitiques. Or la migmatitisation succède aux recristallisations métamorphiques barroviennes qui oblitèrent, dans les metabasites, les paragenèses de haute pression d'âge fini-silurien à éodévonien (Paquette, 1987). D'autre part, ils sont antérieurs à l'intrusion des granites (Sept Laux, Lauzière) datée du Carbonifère inférieur (Demeule-

meester, 1982).

Les orthogneiss dérivent de différents types de granitoïdes (diorites, granodiorites et granites) à caractères géochimiques alumino-potassiques (orthogneiss porphyroïdes à biotite) et subalcalins (faciès basiques et intermédiaires).

Les premiers montrent des relations spatiales et génétiques avec les migmatites. Les seconds sont imbriqués avec des termes granitiques dans des associations acide-basique.

Tous ces orthogneiss semblent représenter un ensemble plutonique complexe dont différents niveaux sont accessibles à l'observation grâce au découpage tectonique ultérieur ("clavaux").

Les axes granitiques carbonifères (Sept Laux et Lauzière) recoupent les séries gneissiques et les orthogneiss précédents. Le granite des Sept Laux a été daté à 322 +/- 43 Ma par Demeulemeester (1982). D'autre part, ces granites se mettent en place dans un environnement tectoniquement actif et leurs bordures sont affectées, de façon plus ou moins intense par la mylonitisation synmétamorphe dont les effets thermiques s'estompent vers 323 Ma (K/Ar sur amphiboles, Demeulemeester, 1982).

Le plutonisme dévono-carbonifère du secteur NE de Belledonne, qui succède aux événements métamorphiques barroviens et dont les certains termes précoces (orthogneiss alumino-potassiques) montre d'étroites relations avec l'anatexie, se manifeste au sein d'une "croûte épaissie" et marque l'évolution du contexte P.T., à partir de l'épisode HP, avec augmentation de la température et décroissance de la pression (Von Raumer, 1986).

Les orthogneiss peuvent être considérés comme des produits de fusion partielle de matériaux crustaux. Le granite des Sept-Laix, en partie syntectonique, mais sécant sur les orthogneiss, pourrait correspondre à la fin de cet épisode, ou à une reprise de l'anatexie de la base de la croûte. Ce massif à caractère "hercynotype" (Pitcher, 1987) pourrait s'être mis en place de façon diapirique lors d'une phase de collision oblique. Le massif de la Lauzière, s'est mis en place postérieurement, lors d'une phase distensive dextre qui a permis l'ascension de magma composé d'un mélange de termes issus de la croûte et du manteau (associations acide-basique).

Le volcano-plutonisme carbonifère (?) est représenté par les associations spilite- kéraatophyre de la série des Schistes Verts, et leurs possibles équivalents microgranitiques (granite de Roc Blanc-Outray).

Les données publiées ne permettent pas de caractériser précisément cet épisode magmatique. L'environnement sédimentaire, l'abondance des faciès volcano-détritiques, et les analogies avec le volcanisme réputé d'âge comparable (Dinantien) suggèrent des affinités continentales pour ces métamagmatites et l'existence de phénomènes distensifs ponctuels. Toutefois, leur signification géodynamique reste mal connue. De plus, dans la mesure où l'autochtonie de la formation des Schistes Verts n'est pas assurée, cette signification n'apporte pas d'enseignements certains pour le soubassement granito-gneissique.

#### \* Evolution orogénique

Elle est balisée par une succession de paragénèses métamorphiques marquant une évolution des conditions de pression et de température: éclogites, gneiss à disthène-staurotide -grenat, anatexites et migmatites à cordiérite. Elle s'achève par un épisode métamorphique tardif qui se traduit par une déformation mylonitique pénétrative en contexte épi- à mésozonal. Il entraîne la rétro-morphose des séries gneissiques et amphiboliques, l'orthogneissification des granitoïdes précoces, l'ectinisation des schistes verts et la génération d'une foliation à la périphérie des granites syncinématiques. La déformation, d'abord généralisée, se restreint ensuite aux grands accidents décrochants.

Ce schéma évolutif est très proche de celui que Von Raumer a défini précisément dans les Aiguilles Rouges et dont il a montré l'adéquation pour la plus grande partie des M.C.E. (Von Raumer, 1984). Il paraît toutefois s'en différencier par ses stades tardifs: dans Belledonne, la foliation mylonitique représente la foliation majeure et oblitère très largement les paragénèses barroviennes.

La tectogénèse s'inscrit durant une longue période depuis le Silurien supérieur jusqu'au Carbonifère moyen, entre les phases acadiennes et sudètes (?): épisode de haute pression (395-420 Ma : Peucat et al., 1985; Paquette, 1987) et fin du métamorphisme mylonitique (323 +/- 18 Ma: Demeulemeester, 1982).

Elle peut s'interpréter par un processus de collision puis d'hypercollision :

(i) stade éclogitique contemporain de cisaillements crustaux profonds, en relation avec une subduction continentale,

(ii) métamorphisme barrovien, anatexie et granitisation précoce lié à un épaississement crustal et à l'augmentation du gradient thermique,

(iii) métamorphisme mylonitique carbonifère correspondant au fonctionnement d'une zone de décrochement, après remontée du bâti gneissique à un niveau supracrustal.

#### \* Discussion

Les différentes formations du domaine NE de Belledonne témoignent de phénomènes distensifs au Paléozoïque inférieur et compressifs pendant la période siluro-carbonifère. Cette évolution paléozoïque peut raisonnablement être étendue aux autres M.C.E. dans lesquels (i) on connaît des témoins d'un magmatisme basique d'âge cambro-ordovicien et caractéristique de zones en distension (Aiguilles Rouges, Argentera : Paquette, 1987) et où (ii) la structuration tectonométamorphique présente de nombreux points communs avec celle que nous avons décrite précédemment (cf. Von Raumer, 1981, 1984; Bogdanoff, 1986; Latouche et Bogdanoff, 1986).

Par contre, il existe au moins un secteur des M.C.E., dans la partie SW de Belledonne, où la nature, la signification géodynamique et l'évolution des formations cristallines paléozoïques impliquent des modalités tectogénétiques différentes. Ce domaine SW est décrit et interprété dans une note connexe (Ménot, ce volume).

La partie nord-orientale de Belledonne, et par extension la majeure partie des M.C.E., montre une évolution tout à fait similaire à celle du domaine interne de la ceinture orogénique siluro-dévonienne: "cordillère ligérienne" ou "moldanubien" (Autran et Cogné, 1980) ou zone des "nappes cristallines internes" (Matte, 1986).

De plus, les formations gneissiques et amphibolitiques qui constituent la "trame" de ce domaine NE, correspondent bien, par leur association lithologique, les modalités de leur structuration, l'âge et le chimisme des protolithes basiques à la description des "complexes leptyno-amphibolitiques" (Bodinier et al., 1986; Santallier et al., 1988).

Des corrélations sont ainsi possibles, à l'Ouest avec la bordure orientale du Massif Central, et en particulier, avec les Monts du Lyonnais et le Vivarais, et au Nord-Ouest avec les Vosges centrales et méridionales.

---

#### Références

AUMAITRE R., GIRAUD P., PONCERRY E., VIVIER G. (1985). Les granitoïdes subalcalins potassiques de la Lauzière massif cristallin externe de Belledonne (Alpes françaises). *Géologie Alpine*, t. 61, p17-32.

AUTRAN A., COGNE J. (1980). La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In "Géologie de l'Europe", 26 th C.G.I., Paris, C6, 90-111.

BARRIERE M. (1977). Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricaïn). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcalinetardi-orogénique. Thèse d'Etat, Brest, 291 p.

BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER

M., VERGELY P. (1980). Diversity of the Greek ophiolites. Birth of oceanic basins in transcurrent, system. *Ophioliti, spec. issue "Tethyan ophiolites"*, 2, 129-197.

BLAISE (1962). Etude des formations cristallines de la chaîne de la Lauzière. *Bull. Soc.Géol.France*, n° 269, t. 509.

BOGDANOFF S. (1980). Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). Thèse Sciences Orsay, 316 p.

BOGDANOFF S. (1986). Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin. *Bull. B.R.G.M., Géol. France*, 4, 433-453.

BONNET D. (1982). Les mégacristaux de feldspaths

alcalins dans les formations porphyroïdes des massifs cristallins externes de Belledonne et des Grandes-Rousses (Alpes françaises). Recherche de leurs origines à partir de leurs microtextures et de leur composition. Thèse 3ème cycle, Grenoble.

BORDET P., BORDET C. (1952). Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. C.R. Acad.Sci., Paris, t. 234, 1187-1188. BORDET P.,

BORDET C. (1953). Sur la présence de Carbonifère anté-stéphanien dans la série cristallophyllienne du Massif de Belledonne (Alpes françaises). C.R.Acad.Sci., Paris, t. CCXXXVI, p. 506.

BORDET C. (1961). Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). Mém. carte géol. Thèse Doct. Ing., 218 p.

BORDET P., BORDET C. (1963). Belledonne - Grandes Rousses et Aiguilles Rouges Mont-Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, Mém. hors série, Soc.Géol. de France, 2, 309-316.

CARME F. (1970a). Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). C.R.Acad.Sci., Paris, 271, D, 631-633.

CARME F. (1970a). Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R.Acad.Sci., Paris, 271 D, 2232-2235.

CARME F. (1971a). Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut-Dauphiné cristallin. C.R.Acad.Sci., Paris, 273, D, 1671-1674.

CARME F. (1971b). Les phases successives de la déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles-Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). C.R.Acad.Sci., Paris, 273, D, 1174-1174.

CARME F. (1971c). Données microstructurales pour

une corrélation possible entre les massifs cristallins externes et les Cévennes septentrionales. C.R.Acad.Sci., Paris, 273, D, 2038-2041.

CARME F. (1972). Notice de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de Vizille (XXXII-35), 35 p.

CARME F. (1973a). Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne ; essai de zonéographie et distribution verticale tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C.R.Acad.Sci., Paris, 277, D, 2133-2136

CARME F. (1973b). Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. C.R.Acad.Sci., Paris, 277, D, 2309-2312.

CARME F. (1974a). Sur une paragenèse tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoizite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) : essai d'interprétation pétrogénique. C.R.Acad.Sci., Paris, 278, D, 565-568.

CARME F. (1978). Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de St-Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Etude géochimique et essai d'interprétation génétique. C.R.Acad.Sci., Paris, t.286, D, 1233-1235.

CARME F., PIN Ch. (1987). Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). C.R.Acad.Sci., Paris, 304, II, 19, 1177-1180.

COCHERIE A. (1981). Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines. Contraintes géochimiques (Eléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse d'Etat Rennes, 246 p.

DEBELMAS J., KERCKHOVE C. (1980). Géologie des Alpes franco-italiennes. Géol.Alpine, 56, 21-58 et "Géologie des pays européens", Dunod, 227-214.

DEMEULEMEESTER P. (1982). Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des

massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse Doctorat de spécialité, USM Grenoble.

DEMEULEMEESTER P., ROQUES M., GIRAUD P., VIVIER G. et BONHOMME M.G. (1986). Influence du métamorphisme alpin sur les âges isotopiques Rb/Sr et K/Ar des biotites des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Géol. Alp.*, t. 62.

DUPARC L. (1894). Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne. *C.R.Acad.Sci., Paris*, 118, 634-636. (1908). Sur la transformation du pyroxène en amphibole. *Bull. Soc.Fr. Miner.*, 2, 50-79.

DUTHOU J.L. (1977). Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin (Massif Central Français). *Ann. Scientif. Univ. Clermont*, 63, fasc. 30, 294 p.

FAURE-MURET A. (1955). Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém.Serv. carte géol. France*, Imprimerie Nationale, 336p.

GASQUET D. (1979). Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère (Alpes françaises). Thèse 3è cycle, Grenoble.

GASQUET D., GIRAUD P., PLOQUIN A., VIVIER G. (1981). Géochimie des mylonites et relations entre les Rameaux Interne et Externe du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). *C.R.Acad.Sci., Paris*, t. 292, 607-610.

GIBERGY P. (1968). découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallo-phyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). *C.R.Acad.Sci., Paris*, t. 267, 1251-1254.

GIORGI L. (1979). Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du Massif des grandes Rousses, Isère, France, Thèse 3è cycle, Grenoble.

GIORGI L., GIRAUD P., VACHARD D. (1979). Sur la

présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). *C.R.Acad.Sci., Paris*, t. 288, D, 1079-1082.

GOURLAY (1986). La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétique dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, 8, II, 159-170.

GROS Y. (1974). Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse 3è cycle, Grenoble.

HOSCHEK (1971). Stabilitätsbeziehungen von biotit. *Forstchr. Miner.* 49,22.

KALSBEECK F. (1962). Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne Massif, France). Thèse Leiden.

LAROCHE de H. et STUSSI J.M. (1982). A contribution to the development of regional geochemical mapping based on the example of the French variscan granitoïds. Final Report E.C.C., C.R.P.G., Nancy, 80 p.

LATOUCHE L., BOGDANOFF S., (1987). Evolution précoce du Massif de l'Argentera : apport des éclogites et des granulites (ce volume).

LE FORT P., EHRSTRÖM C.E. (1969). Caractères géochimiques et roigine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sc. de la Terre, Nanvy*, t. XIV, n°3, 215-238.

LIEGEOIS J.P., DUCHESNE J.C. (1981). The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massifs, Western Alps, France) : evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14, 35-48.

LORY C. (1891). Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. *Mem. Int.Géol. Cong., Londres*, 86-103.

MATTE P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permocarbone. *Bull.Soc.géol. France*, 8, II, 1, 9-24.

- MENOT R.P. (1986). Les formations pluto-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. Suisse. Mineral. Petrogr., 66, 2, 227-256.
- MENOT R.P. (1987a). Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne. Thèse Université Lyon 1, 364 p. et ann.; Mém.Doc. Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles, Rennes (sous presse).
- MENOT R.P. (1987b). Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne (Massifs Cristallins Externes alpins). Le domaine sud-occidental (ce volume).
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M., SCARENZI D. (1984a). Cambro-ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain). Meet. "ophiol. through time", Nancy, Abstract in *Ophioliti*, 10, 2-3, 527.
- MENOT R.P., VIVIER G. (1986). Décorchements et cisaillements varisques dans les Massifs cristallins externes alpins. 11è RST, Clermont-Ferrand, Résumé.
- MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER G. (1987). Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de lagéochronologie K/Ar des amphiboles. Bull. Suisse Minéral.Pétrog., 67, 3 (sous presse).
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1988a). 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (External Crystalline Massifs in the French Alps) : evidence of a lower Paleozoic oceanization. *Earth. Plane.Sci. Lett.*, 1988 (sous presse).
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L., PIBOULE M. (à paraître). Mise en évidence d'une distension ensialique dévonnaise dans les Massifs Cristallins Externes alpins : les formations de Rioupéroux-Livet (Belledonne). Soumis au *Canad. J. of Earth sc.*
- MOUILLAC J. (1974). Géologie du granite des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées (Vosges méridionales). Essai de contrôle métallogénique des résultats de la prospection. Thèse Université, Nancy, 201 p.
- NEGGA H.S. (1984). Comportement de l'uranium lors des métamorphismes tardi-hercynien et alpin dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne (Vallorcine et Lauzière). Alpes Occidentales. Thèse de 3è cycle, CREGU, Nancy, 400 p.
- ORSINI J.B. (1976). les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII, 1203-1206.
- PAGEL M., LETERRIER J. (1980). The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France) : shoshonitic affinity. *Lithos* 13, 1-10.
- PAQUETTE J.L. (1987). Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse Univ. Rennes, Mém. Doc. Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales de Socles, Rennes, 14, 189 p.
- PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., PAQUETTE J.L., MENOT R.P., IGLESIAS M., CORNICHE J. (1985). U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systematic of hercynian eclogites. II nd., Int. Eclogite Conf., Vienne, Résumé in "Terra Cognita", 1985, 5/4, 435.
- PITCHER W.S. (1987). Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rdsch.* 76, 51-79.
- PLOQUIN A., VIVIER G. (1983). in Stussi J.M. et Ploquin A.: Chronology and typology of the Caledono-Hercynian plutonism in France, Contribution of the French working group, IGCP Nr 27.
- PONCERRY E. (1981). Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Thèse 3è cycle, Grenoble.
- PUPIN J.P. (1981). A propos des granites potassiques. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, série II, 405-408.

- RAUMER VON J.F. (1981). Variscan events in the Alpin region. *Geol. Mijnbow*, 60, 60-80 (1984a) The external massif, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol. Rundsch.* 73, 1, 1-31.
- (1984b). The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western and Central Alps), *Mém. Soc. Géol.It.*, 29, 57-69.
- RAUMER VON J.F., GALETTI G., PFEIFER H.R., OBERHANSLI R. (à paraître). Amphibolites from Lac d'Emosson, Aiguilles Rouges, Switzerland : Tholeiite basalts at a Paleozoic transition zone between continental and oceanic Crust. Soumis à *Chemical Geology*.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P.,
- PIBOULE M. (1988). Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. Géol.France*, Paris, (8), IV, 1, 3-12.
- SIMEON Y. (1979). Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (ALpes françaises). Thèse 3è cycle, Grenoble.
- TOBI A.C. (1959). petrological and geological investigation in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne massif). Thèse Leiden, *Leidse Geol. Meded.*, 24, 182-181.
- VERJAT J.L. (1980). Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne, à l'Ouest du Col du Glandon, Thèse 3è cycle, Grenoble.
-