

Dédié au professeur E. Niggli
pour son 70e anniversaire

LES MASSIFS DU MONT BLANC ET DES AIGUILLES ROUGES : TEMOINS DE LA FORMATION DE CROUTE VARISQUE DANS LES ALPES OCCIDENTALES.

par Jürgen F. von RAUMER *

RESUME

Les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc (massifs cristallins delphino-helvétiques des Alpes occidentales) sont un exemple bien conservé de relique d'une croûte continentale polymétamorphique varisque. Une partie cristalline plus ancienne et encore mal définie, avec sa couverture sédimentaire (paléozoïque inférieur) et ses magmas acido-basiques, ont subi une évolution métamorphique et structurale depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inférieur. L'évolution géologique en plus des gisements miniers comprend les stades suivants:

- a) sédimentation de type plateforme continentale précoce avec les premiers signes de mouvements de rift (Cambro-Ordovicien et probablement aussi la formation d'une croûte océanique;
- b) tectonique compressive avec subduction, obduction, collision et avec formation de nappes varisques précoces; écaillage de lentilles d'ultrababasite et d'éclogite et transport dans la croûte supérieure (Ordovicien-Silurien);
- c) élévation régionale du gradient géothermique (Dévonien), dû soit à l'épaississement de la croûte (formation d'un dôme et érosion), soit à un amincissement initial de la croûte (maximum thermique) avec formation d'anatexites et fusion incongruente de magmas granitoïdiques;
- d) refroidissement tardi-varisque, intrusion de granites calco-alcalins et formation de dépressions intramontagneuses à sédimentation détritique grossière du Permo-Carbonifère;
- e) tectonique cisailante du Permien supérieur, sédimentation mézozoïque et surimpression alpine.

Dans leur évolution, les massifs externes sont comparés aux dômes de gneiss acadiens des Appalaches. Ils sont les représentants d'une zone d'évolution de type acadien qui se suit depuis le Sud de la Bretagne, à travers le Massif Central français jusqu'au Moldanubien.

ABSTRACT

Aiguilles-Rouges and Mont-Blanc massifs are preserved relics of Caledonian-Variscan evolution of the "Hercynian basement of the Alps (Helvetic Realm). The rock series may be subdivided into an older basement and a cover of probably Paleozoic age.

The geologic evolution of basement and cover (the ore forming processes included) comprises the following stages:
a) — the early lithostratigraphic evolution of the cover including detrital sediments, acid and basic volcanics, could represent a flat marine basin with first signs of continental rift (Cambrian-Ordovician) and even formation of oceanic crust.

b) — the geotectonic evolution comprises compressional tectonics with subduction, obduction, collision and formation of early Variscan nappes. During this early high pressure event lenses of ultrabasic rocks and of eclogites were transported to higher crustal levels (Ordovician-Silurian).

* Institut de Minéralogie et de Pétrographie Université Pérolles - CH 1700 Fribourg (Suisse)

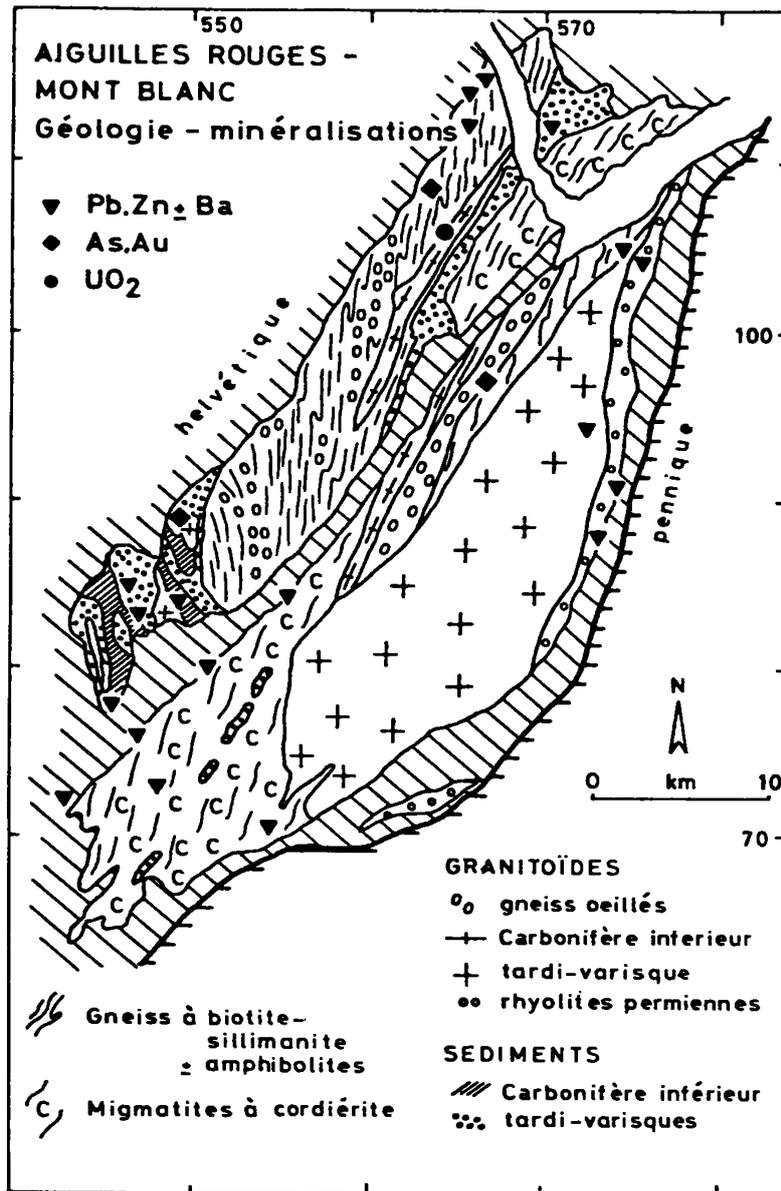


Fig.1- Carte géologique schématique des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges avec indication des principaux

Fig1- Main geological outlines of Aiguilles Rouges and Mont-Blanc massifs with principal ore deposits.

c|— General rise of geothermal gradient due either to thickening of crust (updoming and erosion) or to initial thinning of crust. The thermal peak (Devonian) is indicated by formation of anatectic and incongruent granitoid melts.

d|— Late Variscan cooling history, intrusion of calc-alkaline granites, formation of intramontaneous horst-graben-structures receiving the detrital sediments of Carboniferous and Permian age.

e|— Evolution of strike-slip-faults during Permian times, followed by the sedimentation history of Mesozoic age and the alpine transformations.

If compared to the Acadian gneiss domes of New England, the External Massifs represent an acadian type of evolution, which may be followed from southern Brittany and the Massif Central français until the Bohemian massif.

Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges représentent dans l'Helvétique (zone externe des Alpes occidentales) des dômes de cristallin anté-permien. Leur position tectonique plus ou moins allochtone est due aux déformations alpines qui ont mobilisé la couverture mésozoïque et le socle cristallin de façon différente.

Malgré le métamorphisme alpin croissant du Nord vers le Sud, ces massifs cristallins ont conservé des reliques anté-alpines, qui permettent de les comparer avec le Varisque de l'Europe moyenne. On y découvre, dans les secteurs partiellement épargnés par le métamorphisme alpin, une évolution géologique comparable à celle du Varisque de l'Europe moyenne.

UNITES LITHOLOGIQUES D'ORIGINE SEDIMENTAIRE

La comparaison la plus récente des différents massifs externes (von RAUMER 1984) montre que trois cycles évolutifs sont en général représentés dans le cristallin Précambrien à Paléozoïque inférieur, puis Dévonien à Carbonifère inférieur et finalement sédimentation du Carbonifère supérieur au Permien.

Le plus ancien de ces cycles contient toutes les roches qui forment le socle cristallin s.s. de ces massifs. Parmi elles on trouve des sédiments et des roches magmatiques ayant subi un métamorphisme de faciès amphibolite. Leur série lithologique est donnée dans le tableau I.

| Pétrographie observée | Interprétation | Age supposé |
|---|--|--------------|
| gneiss ocellés à Kf, gneiss fins acides à yeux de sillimanite | Granites et/ou roches volcaniques acides | Ordovicien ? |
| gneiss à biotite- plagioclase alternant avec des micaschistes | intercalations de grauwackes et de schistes argileux | |
| micaschistes à grenat et sillimanite | schistes argileux et alumineux | |
| amphibolites de faible puissance | roches volcaniques basiques | |
| marbres à diopside et calcite quartzites | roches carbonatées grès | Cambrien ? |
| gneiss à biotite- plagioclase | grauwackes | |

Tableau I. Série lithologique du socle

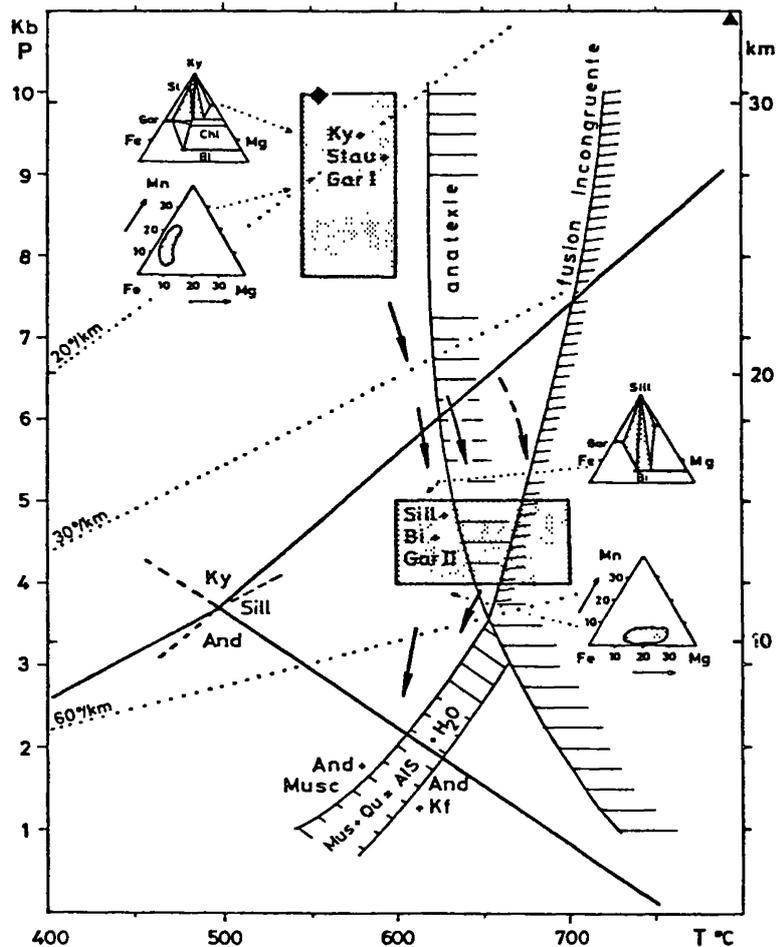


Fig. 2- Evolution du socle cristallin anté-permien dans l'espace pression (P) et température (T) après la formation des éclogites.

Fig 2- PTt-evolution of crystalline basement in the Helvetic Realm after the formation of eclogites.

Evolution métamorphique des métapelites avec formation précoce de paragenèses à disthène (probablement d'âge silurien supérieur, accompagnées de plis P2 et P3 et de zones de cisaillement ductile), suivie par les paragenèses à biotite-sillimanite-grenat II (probablement d'âge dévonien, accompagnées par les plis P4). Suivant le niveau d'enfouissement se présentent aussi des paragenèses à cordiérite-sillimanite-feldspath potassique, des anatexites ou même des fusions granitiques incongruentes.

Les paragenèses à feldspath potassique-andalousite dans des fentes ou à muscovite-andalousite dans des diaclases indiquent une phase thermique tardi-varisque, qui pourrait correspondre à un rétroplissement.

Le système Al_2SiO_5 est d'après HOLDAWAY (1971); les limites d'anatexis et de fusion incongruente sont d'après THOMPSON (1982).

Les diagrammes AFM (VON RAUMER, 1984) représentent les paragenèses les plus importantes pendant l'évolution métamorphique. Les diagrammes ternaires Mn-Fe-Mg (VON RAUMER et al. 1985) illustrent le changement de la composition chimique du grenat pendant l'évolution géologique.

Losange: Valeur de la pression déterminée sur les paires grenat-plagioclase dans les métapelites (VON RAUMER 1983).

Triangle: Valeur de la pression déterminée sur la paire pyroxène-grenat des éclogites (LIEGEOIS et DUCHESNE, 1981).

Metamorphic evolution of metapelites from early high pressure mineral assemblages with kyanite (probably of late Silurian age, accompanied by F2 and F3 fold structures and ductile shear zones) towards lower pressures with mineral assemblages of Bi-Sill+GarII (probably Devonian age, accompanied by horizontal F4 folds). Depending on outcrop level, mineral assemblages with Cord-Sill-Kf, anatectic first melts and cordierite bearing incongruent melts may appear as well).

Late stages are Andalusite-K-feldspar (in clefts) and Andalusite-Muscovite. They may be interpreted as a cooling stage, and could result from a late back folding of perhaps Upper Carboniferous age. Al-silicate triple point after HOLDAWAY (1971); limits of anatexis and incongruent melting after THOMPSON (1982).

AFM-diagrams after VON RAUMER (1984) indicate the main mineral assemblages during metamorphic evolution. The ternary diagrams (VON RAUMER et SCHWANDER 1985) show the changing chemical composition of the corresponding garnet generations.

Diamond: pressure determination from coexisting garnet-plagioclase in metapelites (VON RAUMER, 1983).

Triangle: pressure determination of pyroxene-garnet from eclogites (LIEGEOIS et DUCHESNE, 1981).

Cette série lithologique ne prétend certes pas avoir une valeur générale et nous savons que l'attribution d'un âge est très fragile. Elle se fonde soit sur quelques reliques de fossiles trouvés dans les autres massifs (GIBERGY 1968, GIORGI 1979, GIORGI et al. 1979) et surtout sur une comparaison lithologique soignée entre les massifs externes et ailleurs en Europe. Il a dû s'agir d'une série sédimentaire de puissance relativement faible et d'âge paléozoïque inférieur. Celle-ci a dû se déposer sur une plateforme, et peut-être à sa marge continentale. Les inclusions magmatiques, sous la forme de gneiss granitiques, peuvent être d'anciens granites intrusifs ou des volcanites acides interlitées. Les amphibolites de faible puissance qui les accompagnent, s'avèrent être des tholéiites continentales de type Karroo (von RAUMER et al. 1987).

Toutes ces roches forment une couverture sur un massif plus ancien très mal connu. Pourtant on pourrait penser à des relations structurales analogues à celles de la Bretagne (AUDREN 1986) ou à celles des Appalaches septentrionales (St. JULIEN et al. 1975), où un socle cristallin d'âge grenvillien est recouvert par du Paléozoïque inférieur.

Un cycle plus récent comprend un *Dévonien* probable et un *Carbonifère inférieur daté* (BELLIERE & STREET 1980). Ce dernier est connu par une série lithologique des environs de St Gervais. Il s'agit d'intercalations faiblement métamorphiques de sédiments clastiques grossiers, de schistes argileux et de roches volcaniques. Elles peuvent indiquer une érosion relativement intense lors d'un soulèvement accéléré au Viséen.

Un cycle encore plus récent comprend les sédiments détritiques grossiers du *Carbonifère supérieur* et du *Permien*, qui sont liés à des failles tardives de fossés intramontagneux et correspondent aux observations de ZIEGLER (1980, 1984). Des conglomérats, des grès et des schistes argileux sont localement accompagnés par des lits de charbon, dont la flore donne un âge westphalien D - stéphanien (JONGMANN 1960). Leur exploitation fut concentrée dans la zone de Salvan - Dorénaz (FEHLMANN 1919). En outre, de l'antracite a été exploitée dans les pentes abruptes du Col de Miage dans le massif du Mont Blanc (VERNET 1969).

METAMORPHISME ET TECTONIQUE

La cartographie détaillée de ces dernières années a montré que le socle cristallin a subi une évolution métamorphique et tectonique complexe avant les dépôts d'âge dévonien à carbonifère inférieur.

Dans les deux massifs des reliques éclogitiques ont été découvertes. Pour la zone du Lac Cornu (massif des Aiguilles Rouges), LIÉGEOIS & DUCHESNE (1981) ont calculé, sur la base des compositions de la paire grenat - pyroxène, les conditions minimales de 10 kbar/780°C. Les auteurs en déduisent des événements tectoniques situés dans la croûte profonde.

Après cette phase précoce de haute pression, d'âge probablement ordovicien ou silurien, les roches montrent les traces d'une évolution métamorphique de la série barroviennaise (disthène - sillimanite - andalousite, von RAUMER 1983). Des paragenèses à disthène sont conservées en reliques dans les métapélites. Elles doivent indiquer des conditions de formation de 8-10 kbar/550°C, qui ont probablement été atteintes au cours du Silurien-Devonien.

Accompagnée d'une décroissance de la pression, l'évolution géothermique s'est ensuite faite en direction de gradients plus élevés avec formation de paragenèses à sillimanite. Leurs conditions de formation (4-5 kbar/600-700°C) ont été atteintes durant le Dévonien. Suivant la profondeur de l'érosion et la composition chimique des roches, on observe les paragenèses à bi-sill-grenat II, bi-Kf-sill ou Kf-sill-cord. Localement le solidus granitique est franchi et en fonction des concentrations en eau de la roche, des magmas anatectiques de composition granitique se sont formés. L'andalousite constitue une phase tardive terminant cet événement métamorphique.

Les migmatites et les granitoïdes se montrent plus répandus dans le massif du Mont Blanc et les paragenèses à disthène ou à sillimanite plus communes dans le massif des Aiguilles Rouges. Nous pouvons donc admettre que les affleurements du massif du Mont Blanc représentent un secteur de croûte plus profond. Si en plus ce dernier a subi un gradient de 50°C/km, 1000 m supplémentaires de soulèvement suffiraient pour expliquer cette différence.

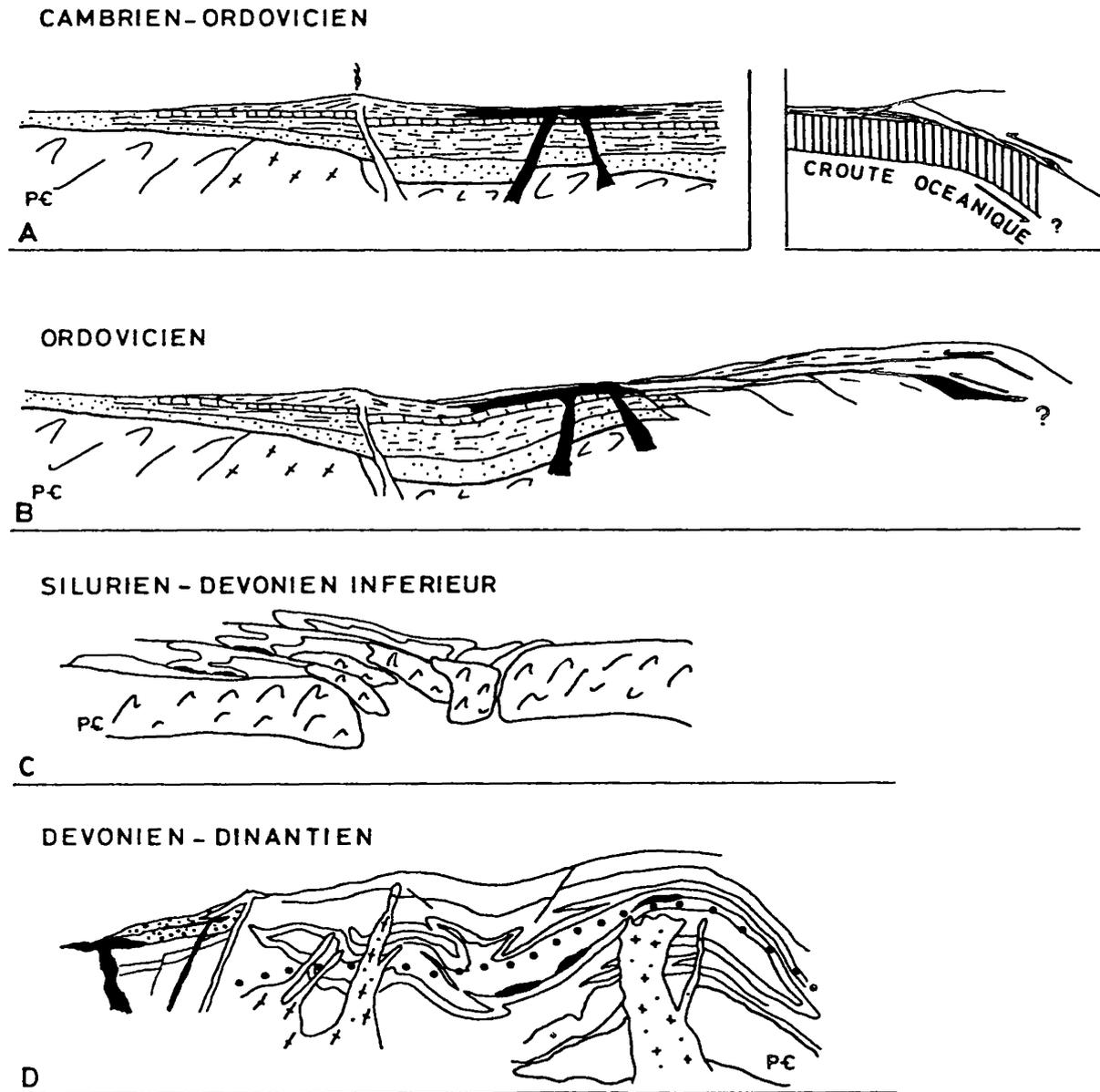


Fig.3 Evolution paléotectonique du socle cristallin antépermien dans les massifs externes.

Fig 3 Paleotectonic evolution of pre-Permian crystalline basement from the External Massifs.

L'évolution métamorphique, qui a dû durer environ 70 à 100 Ma, est reconnaissable à petite échelle dans l'évolution chimique des grenats (von RAUMER & SCHWANDE— 1985).

Une première génération relativement riche en manganèse apparaît liée au disthène. La seconde génération est liée à la sillimanite mais est très pauvre en manganèse. A cette zonation à petite échelle correspond le changement principal dans les paragenèses minéralogiques et le style tectonique à grande échelle.

Les plus anciennes générations de plis (P1,P2), les mylonites à disthène et les plis en fourreaux sont subordonnés à un système de grands plis (P3) d'axe généralement vertical. Une déformation plus récente d'axe généralement NE-SE horizontal, a été contemporaine de la formation des paragenèses à sillimanite.

L'explication de cette séquence de métamorphismes et de déformations se fonde sur le modèle de la tectonique globale en zone de collision (von RAUMER 1984b). Les phases suivantes y sont distinguées (Fig.2,3):

1|— Cambrien - Ordovicien

Sédimentation de grès, grauwackes et de sédiments argileux sur un socle encore mal connu et dans un domaine de rift intracontinental ou de plateforme. Epanchement de volcanites acides et basiques.

2|— Ordovicien - Dévonien

Formation d'une croûte océanique (ultrabasites) et de paragenèses éclogitiques (domaines profonds). Intrusion de granites. Probablement subduction d'une croûte océanique avant la collision et l'obduction et l'épaississement de la croûte par formation de nappes avec écaillage de lentilles d'éclogites et d'ultramafites. Formation de paragenèses à disthène dans les métapélites et les zones à mylonites. Déformations avec plis précoces (P2) et échelle mégascopique (P3).

3|— Dévonien - Viséen

Croissance du gradient géothermique. Dans les secteurs profonds, formation de paragenèses à sillimanite et de plis d'axe horizontal (P4). Maximum thermique avec formation d'anatexites et de liquides sous-saturés à cordiérite.

Fig.3 Evolution paléotectonique du socle cristallin antépermien dans les massifs externes.

- A) Cambrien-Ordovicien: sédimentation de type plateforme sur un socle précambrien avec épanchement de volcanites acides et basiques.
 B) Ordovicien: probablement subduction et obduction d'une croûte océanique. Paragenèse d'éclogites dans le domaine profond. Charriage de nappe précoce correspondant à la phase taconienne?
 C) Silurien-Dévonien inférieur: Après une tendance d'ouverture, début de la collision et formation de nappes à grande échelle avec transport d'ultrabasites et éclogites dans des niveaux supérieurs. Formation de paragenèses à disthène dans les métapélites et dans les zones mylonitiques. Déformations P2 et P3.
 D) Dévonien-Dinantien: croissance du gradient thermique et formation de paragenèses à sillimanite. Plis d'axe horizontal. Dans les niveaux inférieurs (points), aussi formation de paragenèses à sillimanite-cordiérite. Anatexis et fusion granitique incongruente à cordiérite. En surface érosion accélérée et dépôt des sédiments grossiers. Formation de volcanites basiques et acides.

Fig 3 Paleotectonic evolution of pre-Permian crystalline basement from the External Massifs.

- A) Cambrian-Ordovician: platform sediments with acid and basic volcanites underlain by a Precambrian basement.
 B) Ordovician: Subduction and obduction of oceanic crust. Formation of eclogitic mineral assemblages in deep levels. Perhaps early nappes corresponding to the taconian phase?
 C) Silurian-Lower Devonian: after early rifting first stages of collision and formation of large scale nappes with transport of ultrabasic rocks and eclogites to higher crustal levels. Kyanite bearing assemblages in metapelites and in mylonites. F2 and F3 fold structures.
 D) Devonian-Dinantian: Rising geothermal gradients and formation of mineral assemblages with sillimanite. Horizontal F4 fold axes. At lower levels (dots), formation of sillimanite-cordierite mineral assemblages; anatectic first melts and cordierite bearing incongruent melts. At surface higher erosion rates and formation of coarse detrital sediments, accompanied by acid and basic volcanics.

En surface, érosion accélérée et dépôt de sédiments grossiers. Formation de volcanites basiques et acides.

4|— Carbonifère supérieur - Permien

Destruction du socle varisque polymétamorphique par formation de horsts et grabens. Dans les fosses, sédiments grossiers et lits de charbon. Intrusion des granites tardivarisques et des rhyolites associées. Décrochements dextres (N80E) à grande échelle.

Une qualification en termes de "phases orogéniques" s'impose.

Le maximum thermique est accompagné par des déformations de grande amplitude et pourrait correspondre à la phase "bretonne" de STILLE, et la comparaison avec les Appalaches place cet événement au moment de la formation des dômes de gneiss acadiens en Nouvelle Angleterre (Von RAUMER 1984a), c'est à dire lors de la phase acadienne. Nous devons en conséquence aussi y lier la phase à disthène, qui précède la formation de sillimanite. Elle devrait dater du Silurien ou Dévonien, si on admet une continuité d'évolution dans la série barroviennne disthène - sillimanite et si on admet l'âge dévonien des granitoïdes à cordiérite.

La question se pose de savoir si la formation des éclogites est l'équivalent en profondeur de la formation des paragenèses à disthène à moins grande profondeur, ou si elle représente un événement profond d'âge plus précoce, indépendant de la phase acadienne. Dans la deuxième éventualité - la plus probable - nous devons penser à introduire la phase taconienne, qui se cacherait dans des événements d'âge ordovicien mal connus par suite de l'intensité de la phase suivante.

Nous pouvons supposer une évolution qui après une ouverture océanique (d'âge cambro-ordovicien) comprendrait une subduction avec formation d'éclogites (phase taconienne?), l'obduction et la formation de nappes à grande échelle liée à une collision (série métamorphique de faciès barrovien à disthène-sillimanite avec formation d'anatexites). Cette série d'événements placerait les massifs externes dans une zone d'évolution interne suivant MATTE (1986).

Le maximum thermique se présente souvent avec la formation d'anatexites et de granitoïdes à cordiérite. Ces derniers, d'après VON RAUMER (1976,1981), doivent être regardés comme formant une unité

caractéristique. On la trouve non seulement dans les massifs externes, mais aussi dans le Massif Central ("Aubussonite"; Monts du Lyonnais, Limousin) et en Bretagne méridionale ("Morbihanite"; COGNÉ 1961).

La formation des granitoïdes à cordiérite est d'âge dévonien et le parallélisme absolu des événements et des lithologies a fait conclure (von RAUMER 1981) que les granitoïdes et anatexites à cordiérite de la région de Fully ont aussi un âge dévonien.

Le chiffre de 800 Ma (KRUMMENACHER et al. 1965) pour ces mêmes roches se fonde sur des données plomb total sur zircons. Il ne devrait plus être considéré comme âge de formation des granitoïdes à cordiérite, mais plutôt comme indiquant un mélange de plomb de caractère relique et d'origine incertaine. En conséquence, le terme de "Série de Fully" devrait être définitivement abandonné.

MAGMATITES

Des roches magmatiques apparaissent plusieurs fois au cours de l'évolution géotectonique.

Les *roches basiques* se limitent surtout aux amphibolites déjà citées, qui représentent des filons de faible puissance mis en place en milieu continental.

Les ultrabasites récemment découvertes par l'auteur, d'âge probablement anté-dévonien, sont l'indice certain d'une suture majeure (von RAUMER 1986). Mis à part ces modestes affleurements, seules sont à mentionner quelques metabasites d'affinité encore mal définie, incluses dans la série sédimentaire d'âge dévono-carbonifère inférieur, ainsi que quelques filons de lamprophyres d'âge tardi-varisque.

Les *roches granitiques* sont d'importance particulière. Trois groupes s'y distinguent:

- a) gneiss ocellés à feldspath potassique et gneiss granitoïdiques fins du socle cristallin
- b) granitoïdes à cordiérite
- c) granites et rhyolites tardi-varisques

Les *gneiss ocellés à feldspath potassique* et les *gneiss granitoïdiques fins* apparaissent aujourd'hui dans les plis à grande échelle (P3) du socle cristallin. Ils pourraient représenter soit des granites discordants ordoviciens à siluriens ou des volcanites acides pouvant dater du Cambrien à l'Ordovicien. La

seconde hypothèse est appuyée par une comparaison avec les porphyres de Blaseneck en Autriche (SCHÖNLAUB 1979) et avec la formation des "Ollo de Sappo" au NE de l'Espagne.

Dans les Aiguilles Rouges, les gneiss à biotite (Brévent, Luisin, Dent d'Emaney) pourraient être des variantes plus déformées des gneiss ocellés à feldspath potassique, ou - le plus probable - représenter une série magmatique intermédiaire encore mal définie.

Les **granitoïdes à cordiérite** sont particulièrement significatifs en ce qui concerne le développement géotectonique des massifs cristallins externes (von RAUMER 1976, 1984). La cordiérite apparaît sous plusieurs formes (von RAUMER 1981) :

- dans les anatexites, en taches irrégulières faites de nombreux petits prismes transformés en pinite, et entourés d'une auréole claire (sans biotite) dans la roche encaissante;
- en taches irrégulières de cordiérite dans les roches aplitiques à grenat ;
- en prismes isolés de cordiérite dans le granite de Vallorcine.

La genèse de la cordiérite doit être étroitement liée à l'évolution géothermique du Dévonien - Carbonifère inférieur. L'élévation générale du gradient géothermique a conduit à la formation de paragenèses à sillimanite et, en fonction de la teneur en eau, à la formation de produits de fusion anatectique. Ces migmatites ont été jusqu'à présent considérées par l'auteur comme les représentants de l'"anatexie I". La quantité de matériel fondu dépend de la composition chimique de la roche et de sa richesse en eau (JOHANNES 1984).

Les mobilisats séparés, à cordiérite, ont été décrits jusqu'à présent par l'auteur comme "anatexie II", caractéristique du métamorphisme varisque précoce (dévonien). Les observations faites par THOMPSON (1982), TRACY & ROBINSON (1983) sur la formation de magmas granitiques sous-saturés en eau, ont fait réviser l'évolution géotectonique varisque dans le sens d'une simplification.

Les anatexies I et II de la nomenclature précédente doivent être considérées comme deux stades successifs appartenant à un seul événement géotectonique tardicalédonien à éo-varisque (acadien). La formation par

anatexie de magmas granitiques saturés a été suivie, après une augmentation de la température, par une fusion incongruente de granite à grenat et surtout à cordiérite. Les nouveaux mobilisats peuvent apparaître en zones claires à taches de cordiérite dans les anatexites plus anciennes. Ils peuvent aussi être séparés des anatexites et apparaître sous la forme de filons aplitoïdes discordants pauvres en grenats et à taches irrégulières de cordiérite.

Le granite de Vallorcine à prismes de cordiérite isolés est à considérer comme un produit de différenciation de ces événements régionaux.

Le groupe des **granites du Mont Blanc** correspond à une évolution calco-alkaline tardive (MARRO 1986), qui se rencontre dans les autres massifs externes et surtout dans les granites grossiers d'âge carbonifère supérieur à permien de la Forêt Noire (EMMERMANN 1977).

Après la mise en place de la masse principale du granite du Mont Blanc, la différenciation a continué en formant des corps aplitoïdes. Il faut encore noter une génération tardive de filons de lamprophyres (minette).

L'intrusion plus récente de porphyres quartzifères, qui ont d'après MARRO (1986) atteint la surface, est liée à des lignes tectoniques dont les directions prévalaient dans toute l'Europe au Permien (ZIEGLER 1980). Cette nouvelle mobilisation de granite depuis le Carbonifère supérieur est, d'après LORENZ et al. (1984), à lier à une réactivation générale du manteau et de la croûte dans un domaine de subduction.

GISEMENTS MINIERS

La longue histoire et le développement parallèle des phases fluides dans les deux massifs a laissé des traces sous la forme de petites minéralisations. Leur origine primaire est actuellement tout juste perceptible. Les types suivants de gisements se distinguent :

- skarn minéralisé à diopside - scheelite ou magnétite,
- minéralisation hydrothermale Au-As et/ou Pb-Zn, à baryte et fluorite,
- apparition de pechblende.

Les enrichissements hydrothermaux et les skarns à

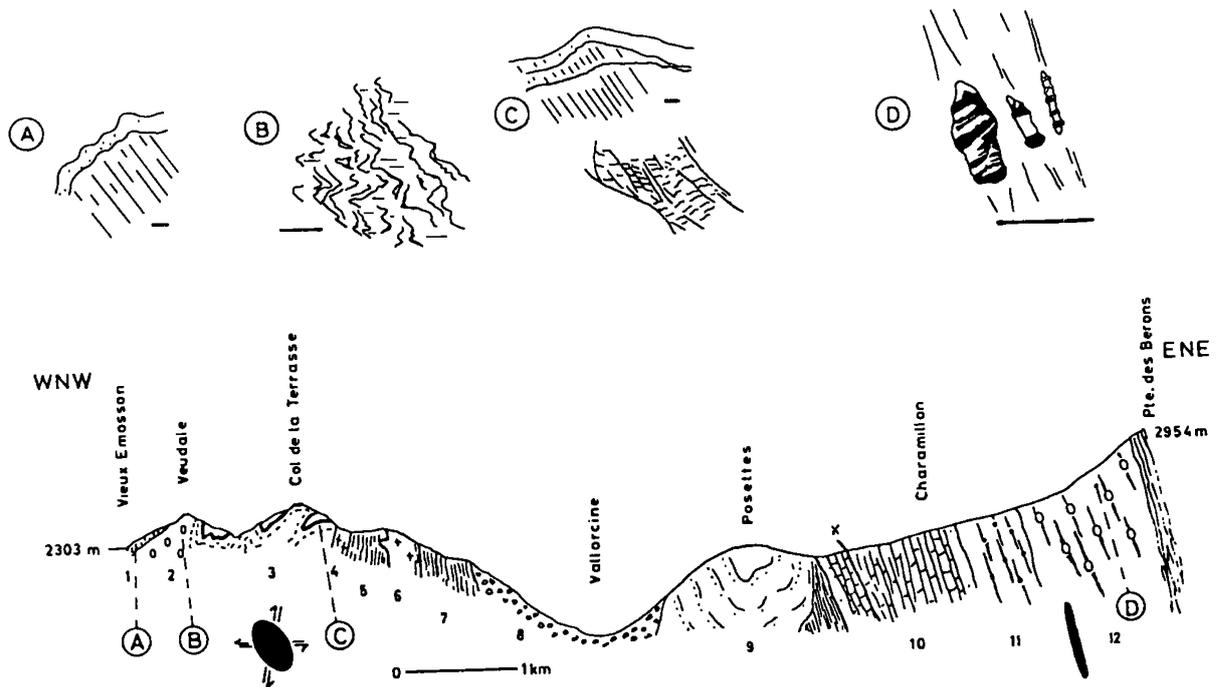


Fig.4 Transformations alpines suivant une coupe NW-SE dans les Aiguilles Rouges et le Mont Blanc.

1: grès de base du Trias; 2: gneiss oillés (orthogneiss); 3: série détritique à intercalations basiques (Paléozoïque inférieur); 4: gneiss à biotite; 5: mylonites; 6: granite de Vallorcine; 7: mylonites; 8: alluvions récentes; 9: Carbonifère et Permien (schématisés); 10: couvertures mésozoïques autochtones du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (schématisés) (AYRTON 1980, EPARD 1986); 11: gneiss à biotite et rhyolites fortement étirés; 12: gneiss oillés à feldspaths potassiques fortement étirés.

Détails sur la déformation alpine du socle (le trait représente toujours 10 cm).

A: Plis dans les grès de base du Trias avec développement d'une schistosité. Plan axial N40E avec pendage de 50° vers le SE.

B: Microplissement à plan axial horizontal dans les gneiss oillés près de la base de la nappe de Morcles.

C: Plis d'entraînement dans les micaschistes du socle cristallin avec détails de la schistosité de fracture.

D: Étirement de 300-1000% des gneiss du socle dans une structure linéaire verticale, indiquant probablement le flanc d'un pli alpin à grande échelle dans le socle du Mont Blanc.

Dans les Aiguilles Rouges, l'ellipsoïde de déformation indique une rotation très générale qui s'est effectuée à toute échelle suivant la plasticité de la roche déformée. Les flèches indiquent les principaux systèmes de cisaillement alpin.

Dans le massif du Mont Blanc, l'ellipsoïde de déformation est fortement allongé, illustrant les forts étirements observés dans les gneiss oillés et dans les rhyolites pendant la recristallisation de quartz et biotite et un comportement cassant des feldspaths.

Fig 4 Alpine transformations illustrated by a NE-SW cross section.

1: triassic basal sediments; 2: Kf-augen gneisses; 3: detrital series with basic intercalations (lower Paleozoic); 4: biotite gneisses; 5: mylonites; 6: Vallorcine granite; 7: mylonites; 8: recent sediments; 9: Carboniferous and Permian sediments (schematic) 10: autochthonous mesozoic covers of Mont Blanc resp. Aiguilles Rouges massifs (schematic) (AYRTON 1980, EPARD 1986); 11: strongly deformed biotite gneisses and rhyolites; 12: strongly deformed augen gneisses.

Details on alpine deformation in the basement (bar = 10cm).

A: alpine fold axes and corresponding axial plane cleavage (N40E, 50SE);

B: microfolds with horizontal axial plane cleavage from K-feldspar augen gneisses at the foot of the Morcles nappe;

C: drag-fold in micaschists with microscopic detail;

D: 300 - 1000% of stretching of gneisses with steeply dipping lineations, part of a limb of a large size basement fold from the Mont Blanc massif.

In the Aiguilles Rouges, the deformation ellipsoid indicates a general rotation effective at all scales depending of plasticity of rocks. Arrows indicate the principal strike slip directions.

In the Mont Blanc massif, the strongly elongated deformation ellipsoid corresponds to the strong stretching observed in the different gneiss units with plastic behaviour of quartz and biotite and brittle behaviour of K-feldspar.

magnétite ont été exploités (VAN BERCHEM 1787, GERLACH 1873, 1883, FEHLMANN 1919, WEHRLI 1921, VALLOT 1925, VON KÄNEL 1928, HUTTENLOCHER 1934). La distribution des skarns à diopside - scheelite est connue par la découverte de scheelite (FREY et al. 1977). LABHART & RYBACH (1972, 1974) ont surtout étudié les anomalies d'uranium.

Le type le plus courant des minerais de skarn est représenté par les enrichissements en scheelite des horizons carbonatés. Ils représentent les plus anciens enrichissements stratifiés dans les gisements As-Au de Salanfe et correspondent génétiquement aux skarns à diopside-scheelite définis par EINAUDI et al. (1981). Il pourrait s'agir de placers à scheelite ou bien de remobilisations de préconcentrés sédimentaires plus anciens au contact d'un granite dans des carbonates.

Les gisements de magnétite du Mont Chemin (HUGI et al. 1948) sont liés aux carbonates et forment un minerai de skarn probablement influencé par le granite du Mont Blanc.

De nombreuses et petites minéralisations Pb-Zn apparaissent localement à Salanfe, Argentières/Pormenaz et aux Petoudes (associées à Au-As). Elles sont liées aux marbres calco-silicatés du socle cristallin ou apparaissent avec de la baryte et de la fluorite filonienne (LADAME 1935, GYSIN & DESBAUMES 1947, KÜNDIG et al 1953, RICKENBACK & Von KÄNEL 1953, WUTZLER 1983).

Leur genèse est certainement polyphasée. Il est probable que les premiers enrichissements sulfatés se sont formés déjà lors de la déformation et du métamorphisme intense d'âge varisque, car Pb,Zn et Cu sont mobiles dans ces conditions (HAACK et al. 1984). Ils ont pu être précipités précocement dans les têtes de plis des horizons carbonatés très plastiques.

La grande mobilité de l'or permet d'expliquer les concentrations par un processus analogue (RYE et al. 1974, MEYER et al 1985). L'or des gisements de Pormenaz et Salanfe peut provenir de placers sédimentaires ou de concentrations d'origine volcanique. Il fut remobilisé durant le métamorphisme de haut degré avec As, Pb et Zn et fixé dans les carbonates.

Un renouvellement total des fluides a été provoqué par l'intrusion du granite du Mont-Blanc et de ses filons ainsi que par celle des porphyres quartzifères du Permien. Les aplitoïdes tardifs du granite du Mont Blanc ont augmenté la teneur en uranium et en thorium (RYBACH et al. 1968), ont introduit la molybdénite et ont bouché les fentes par de la pyrite disséminée.

Dans le domaine des zones de cisaillement anté-triasiques probablement permien, les sulfures se sont concentrés dans les cassures de la roche encaissante. Cette circulation générale des fluides et la précipitation associée de minerai pendant le Carbonifère supérieur et surtout durant le Permien est confirmée par le comportement des isotopes du plomb dans le domaine alpin (KÖPPEL 1983).

La présence de pechblende dans le domaine du granite de Vallorcine est intéressante. LABHART & RYBACH (1972, 1974) ont montré qu'elle est spatialement liée au contact avec les granites hercyniens riches en uranium, surtout sous une forme soluble. Les paragenèses simples à pechblende se trouvent surtout dans les déformations post-intrusives. En outre de nombreux minéraux secondaires et complexes ont été observés (FREY et von RAUMER 1977).

Il n'est pas étonnant de constater que ces petits gisements ont été remobilisés pendant les événements alpins. De nombreuses fissures à sulfures, baryte et fluorite confirment l'intensité de la transformation des fluides. Même la scheelite a été affectée et déposée sur les petites fentes.

EVOLUTION ALPINE

Des profils N-S au travers des deux massifs (HEIM 1921, BADOUX 1972) montrent que le socle cristallin et sa couverture sédimentaire ont été déformés par les transformations de l'orogénèse alpine. Les comportements mécaniques différents du socle et de la couverture ont mené à des styles structuraux différents (Fig.4).

La carte métamorphique des Alpes montre notamment que le massif des Aiguilles Rouges a subi un anchimétamorphisme tandis que des paragenèses du faciès schiste vert moyen ont été stables dans le massif du Mont Blanc (von RAUMER 1974, 1984). On

obtient un même degré de transformation en appliquant les critères de déformation et de recristallisation de VOLL (1976). Dans les orthogneiss des Aiguilles Rouges, la formation de quartz ondulés et leur recristallisation par rotation en sous-grains orientés suivant des angles faibles permettent de conclure à une température de 275°C.

Par contre le granite du Mont Blanc montre des quartz polygonaux bien formés à côté de biotite verte, de stilpnomélanes et de feldspaths cassés. Ces microstructures et les inclusions fluides des fentes à quartz (POTY 1969, POTY et al. 1974) indiquent pour une phase du métamorphisme alpin du massif du Mont Blanc des conditions de 2,5 kbar/400°C. Une évolution polyphasée n'est toutefois pas à exclure.

La schistosité subverticale NE-SE du massif du Mont Blanc se distribue de manière irrégulière. Suivant l'endroit on a une foliation primaire probablement magmatique ou une schistosité due à des déformations plus intenses. La déformation locale est plus visible dans les zones d'étirement vertical au nord du massif du Mont Blanc (von RAUMER 1984). Dans des gneiss ocellés grossiers, à feldspath potassique, ainsi que dans les rhyolites permienne on estime l'étirement vertical de 300 à 1000 %.

Les structures microscopiques et mésoscopiques se rassemblent en grandes structures régionales. Suivant l'opinion classique d'ARBENZ (1934), les sections N-S des deux massifs montrent une culmination de la surrection alpine. Celle-ci est soulignée par les sédiments mésozoïques autour des massifs.

Dans la région de la nappe de Morcles, les structures des plis montrent un plongement vers l'Est et permettent une synthèse cartographique de la répartition des déformations (HUGGENBERGER 1985). Les ellipsoïdes de déformation du flanc inverse de la nappe de Morcles sont fortement étirés au contact du cristallin (RAMSAY 1981).

Alors que la courbure du massif du Mont Blanc est soulignée localement par un étirement vertical intense indiquant des plis de socle à grande échelle comme dans le massif de l'Aar (STECK 1984), les phénomènes alpins dans les Aiguilles Rouges sont moins visibles.

La surface de transgression du Trias a servi à BADOUX (1972) de système de référence pour décrire la déformation du socle. La déformation plicative des

sédiments montre nettement le système des grands plis alpins. Le grès triasique plonge de 40° vers le NE le long du profil Salanfe - Emosson. Dans le secteur du Vieux Emosson, ces unités sont reprises dans des plis à surface axiale plongeant vers le SE. Les formations argileuses montrent une faible schistosité. Même dans les micaschistes fortement plastiques du socle cristallin les premiers plis d'entraînement montrent des surfaces axiales plongeant vers le SE.

Le système de failles conjuguées dans le socle cristallin montre une déformation cassante de tout le secteur et l'ellipsoïde de déformation correspondant plonge également vers le SE (von RAUMER 1987). Des miroirs de failles horizontaux, tapissés d'épidote, ont été décrits dans le granite du Mont Blanc tout comme dans les Aiguilles Rouges (von RAUMER 1967). Ils indiquent également un transport général des unités supérieures vers le NW.

Toutes ces observations de détail montrent un socle cristallin ayant réagi aux déformations alpines suivant différents mécanismes et à différentes échelles.

Les unités mésozoïques de la zone de Chamonix sont coincées entre les domaines cristallins et montrent par leur déformation particulièrement intense que les deux massifs se sont rapprochés durant leur déformation (AYRTON 1980), mais une continuité des structures a été démontrée (EPARD 1986). Les coupes de BADOUX (1972) et la répartition des déformations dans la nappe de Morcles indiquent que les zones d'effondrement sont à relier à des demi-fossés remplis d'unités mésozoïques qui entourent l'autochtone du massif du Mont Blanc.

Ces unités se sont séparées du socle et ont ensuite formé la nappe de Morcles (HUGGENBERGER 1985).

Dans ce cadre, l'allure des sédiments autochtones au SE du massif du Mont Blanc (Val Ferret) s'expliquerait très bien. Les affleurements décrits jusqu'ici comme "lames de cristallin" (RABOWSKY 1917) sont formés de blocs de rhyolites et de grès triasique inclus dans une matrice claire de marbre saccharoïde étiré et associé à un marbre rubané jaune à blanc.

Il s'agirait d'une série urgonienne à priabonienne, où les "lames de cristallin" seraient des olistolites dans les calcaires priaboniens, devenus des marbres saccharoïdes. La comparaison avec les séries correspondantes de la terminaison SE du massif du

Mont Blanc (ANTOINE et al. 1975, LANDRY 1978) et avec les coupes de la nappe de Morcles (BADOUX 1972) seraient en faveur de cette interprétation.

Les déformations alpines à grande échelle ne peuvent pas être passées sous silence. Les deux massifs cristallins y représentent de petits éléments dans une grande mosaïque. Ils se trouvent à l'intersection de grandes lignes tectoniques. Une zone large de cisaillement dextre (zone de Chamonix) est à considérer comme la prolongation occidentale de l'accident de Simplon-Centovalli (STECK 1984). Presque perpendiculairement à celle-ci un grand linéament senestre (Val Ferret) se prolonge jusque dans les Préalpes (PLANCHERET 1979).

Les différents phénomènes tectoniques alpins des deux massifs résultent d'une combinaison et d'une transformation de ces deux zones de cisaillement. Le coulisement des unités penniques à l'Est du massif du Mont-Blanc a conduit au redressement des sédiments transgressifs triasiques. Au contact du massif du Mont Blanc et de sa couverture mésozoïque située dans le synclinal de Chamonix, des linéations subverticales montrent que ce dernier est chevauchant vers le NE et cela presque verticalement.

À l'appui de cette opinion STECK (1984) se représente les massifs du Mont-Blanc, des Aiguilles Rouges et de Aar-Gastern comme des dômes tardifs de socle cristallin se placent en échelon des deux côtés de la grande zone de cisaillement. Comme la courbure de la chaîne alpine s'accroît vers le SE dans le secteur du massif du Mont Blanc, la grande zone de cisaillement NE-SE (vallée de Chamonix) se transforme vers le SE en chevauchement vers l'Ouest.

C'est ainsi que commence à l'Ouest du massif des Aiguilles Rouges le chevauchement asymétrique du massif du Mont Blanc, que l'on retrouve aussi dans le massif de Belledonne.

SITUATION DANS LE CADRE REGIONAL

Des données radiométriques valables manquent encore dans la région étudiée, parce que différentes unités lithologiques sont restées longtemps mal définies. Les premières mesures (KRUMMENACHER et al. 1965, BUCHS et al. 1962, BERTRAND et al. 1965, CHESSEX et al. 1966, LAURENT et al. 1967) se fondaient sur la méthode au plomb total et doivent

être reprises avec des méthodes modernes. Malgré ce manque de données chronologiques précises on a commencé à discuter des corrélations régionales dans le cadre des massifs externes ou dans le cadre européen (VON RAUMER 1976, 1981, 1984a,b). Cette discussion utilise comme critères les caractères lithologiques et l'évolution tectono-métamorphique.

Pour l'auteur, les massifs externes représentent les fragments d'une croûte ancienne du type "Moldanubien" qui ont été complètement repris par les événements varisques, à interpréter comme un "Saxothuringien" situé au Sud du "Moldanubien" (VON RAUMER 1984b).

Ils ont subi leur consolidation définitive au terme d'une évolution allant du Silurien au Carbonifère inférieur (phase brétonne dans la nomenclature de STILLE, ou phase acadienne). Les transformations ayant mené à la consolidation ont presque totalement détruit les structures qui ont nécessairement existé auparavant.

L'existence d'éclogites ainsi que la formation de granites du type Flüela, laissent deviner des événements d'âge ordovicien (phase taconienne). En conséquence nous devons faire intervenir l'évolution calédonno-varisque d'un socle encore plus ancien, comme on l'a mentionné plus haut.

Les reliques d'ultrabasite ont une signification tout à fait particulière dans l'interprétation paléotectonique des massifs externes. Les affleurements d'ultrabasite les plus importants (Chamrousse dans le massif de Belledonne) sont maintenant considérés comme faisant partie d'une série ophiolitique d'âge Cambro-Ordovicien (MENOT 1987).

Toutes ces ultrabasites, y compris celles du Sud de la Forêt Noire, pourraient représenter des reliques d'une suture majeure cambro-ordovicienne. Une zone de suture aussi large pourrait s'expliquer par la présence de chevauchements horizontaux de grande envergure, qui laisseraient apparaître les reliques de cette suture un peu par tout.

L'existence d'une distension majeure pendant le Cambro-Ordovicien est généralement admise (ZWART et al. 1978, 1980). Néanmoins la question se pose de savoir si les petits fragments d'ultrabasites ne pourraient pas représenter des bassins "pull apart" situés sur des failles transformantes, bassins dont la présence est de plus en plus souvent évoquée (LEFORT 1983).

La possibilité d'événements plus anciens, tels que ceux d'un socle "précambrien" (PECHER et al. 1970, LE FORT et al. 1971), montre que les attributions d'âges ne peuvent pas encore être définitives.

Nous devons tenir compte de la possibilité de fragments de socle précambrien mal digérés. LE FORT (1973) a comparé les séries faiblement métamorphiques du Chaillol/Haut Dauphiné avec la série hautement métamorphique du centre du massif. Si nous acceptons cette identité des séries, un socle plus vieux et hautement métamorphique pourrait apparaître sous le Chaillol. La présence de reliques de vieux socle a été démontrée par ARNOLD (1970) dans le massif du Gotthard.

La superposition d'événements d'âges différents et d'orogénèses différentes oblige à sortir des massifs trop transformés par les événements varisques. Des parallèles d'évolution se trouvent dans l'ensemble du Massif Central et en Bretagne. VON RAUMER (1981) a discuté de la continuité des affleurements de granitoïdes à cordiérite depuis les Monts de Lyonnais et le Limousin jusqu'en Bretagne, mais aussi dans le Moldanubien.

Ces unités se placent toujours à la fin d'une évolution métamorphique dans le temps (BARD et al. 1973, CHENEVOY et al. 1977) et témoignent d'une culmination thermique après des phases précoces à plus haute pression.

Cette évolution de la pression et de la température dans le temps coïncide avec celle des massifs externes (von RAUMER 1984b) et une évolution identique mais beaucoup plus précise a été démontrée par AUDREN (1986) et TRIBOULET et al. (1986) en Bretagne méridionale. La reprise d'un socle plus ancien par les phases taconienne et acadienne sur un socle plus ancien a été largement discutée par COGNÉ (1977) et AUTRAN et COGNÉ (1980) et la mosaïque varisque devient une structure cohérente qui traverse l'Europe et trouve ses contreparties en Afrique et en Amérique (ZWART et al. 1980, MATTE 1986, ZIEGLER 1986). LE FORT (1983) a reconstruit des structures communes à l'Europe et aux Appalaches pour la phase acadienne et les coupes de ST. JULIEN et al. (1977), HATSCHER (1981) et STANLEY et al. (1985) à travers les Appalaches laissent de bonnes possibilités pour replacer nos massifs dans cette chaîne.

Les comparaisons montrent que le socle cristallin anté-Permien dans les Alpes a une signification de premier

ordre pour l'interprétation générale des structures en Europe.

Les massifs externes se placeraient dans une zone à prédominance acadienne qui se prolongerait du Sud du massif Armoricaïn vers le centre du massif Central et les Monts du Lyonnais et passerait entre les massifs Externes et la Forêt Noire jusqu'au Moldanubien. Nous pourrions préciser (von RAUMER 1984) que les massifs externes sont les reliques d'une croûte varisque polymétamorphique où des nappes précoces ont été transformées en dômes par la phase acadienne de la même manière que les dômes de gneiss acadiens de Nouvelle-Angleterre.

Ces structures ont encore été accentuées par la mise en horst-graben depuis le Carbonifère supérieur et aussi par les transformations mésozoïques et tertiaires.

Remerciements

L'étude systématique des massifs externes a été menée depuis 1961. Elle a été grandement facilitée par les discussions passionnantes que j'ai eues avec les collègues et amis des universités voisines et aussi hors des frontières suisses. Il me faut aussi remercier le fonds national (Projet Nr 2.610-0.85) pour son soutien.

Comme jubilaire, Ernst Niggli (Berne) est chaleureusement remercié pour l'intérêt qu'il a constamment porté aux projets en cours. Mes remerciements vont aussi à l'équipe des M.C.E. P. Le Fort (Grenoble) et A. Pêcher (Grenoble) furent les premiers à me faire connaître le Haut Dauphiné. Avec R.P. Ménot (St. Etienne) je partage l'intérêt pour les roches basiques et avec G. Vivier (Grenoble) celui de l'interprétation de Belledonne. J.C. Hunziker (Berne), R. Obershänli (Berne) et H.R. Pfeifer (Lausanne) ont toujours su m'apporter une discussion et une critique constructive.

Les représentants d'Emosson S.A. (Martigny) et de l'E.D.F. (Chamonix) m'ont largement facilité l'accès aux chantiers et aux galeries. Les responsables des téléphériques du Lognan et du Brévent ont montré une large compréhension pour mes soucis de transport. L'équipe de la Réserve naturelle des Aiguilles Rouges (Mme. Y. Gubler, Mr. l'abbé Eyrehalde, C. et J. Ravanel) ont encouragé mes différents travaux et en ont souvent facilité l'organisation. Mr. R. Couvert (Chamonix) a largement facilité les travaux dans la région de Chamonix.

D. Favre (Fribourg) s'est occupé de la première version française et J. Desmons (Nancy) a eue la grande patience de transformer le manuscrit complètement. Ph. Matte (Montpellier) a bien voulu faire une critique du contenu. Mme. O. Marbacher et Mme. G. Piller, tout comme MM. J. Charrière et J.P. Bourqui ont toujours été disponibles pour des conseils et des travaux.

Références

- Antoine,P., Pairis,J.L. & Pairis,B. 1975: Quelques observations nouvelles sur la structure de la couverture sédimentaire interne du massif du Mont- Blanc, entre le Col Ferret (frontière italo-suisse) et la Tête des Fours (Savoie, France). *Géol. Alpine* 51,5-23; Grenoble.
- Arbenz,P. 1934: Die helvetische Region. *Geol. Führer der Schweiz*, Wepf & Co, Basel 1934, II,96-120
- Arnold,A. 1970: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikateinschlüsse. *Beitr.Geol.Karte der Schweiz*,N.F.138, 1-128.
- Audren,C.I. 1986: Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse C 436, 132,1-367; Rennes.
- Autran,A. & Cogné,J. 1980: La zone interne de l'orogénese dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Coll.C6 Géol.Europe.Int.Geol.Congr.* (Paris 1980), 90-111.
- Ayrton,St. 1980: La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la Nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Ecl.Geol.Helv.* 73,137-172;Basel.
- Badoux,H. 1972: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Abh.Geol.Karte der Schweiz* N.F. 143,1-78; Bern
- Bard,J.P. & Rambeloson,R. 1973: Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphase hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, Sud du Massif Central français). *Bull.Soc.Géol.Fr.*,(7),XV,5-6,579-586.
- Bellière J.T & Streel,M. 1980: Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). *C.R.Acad.Sci. Paris*,290D,1341-1343; Paris.
- van Berchem,B. 1787: Excursion dans les mines du Haut Faucigny J.P.Heubach & Loup, Lausanne 1787,1-62.
- Bertrand,J., Chessex,R., Delaloye,M, Laurent,R. & Vuagnat,M. 1965 Déterminations d'âges "plomb total" sur les zircons de la chaîne alpine. *Schweiz .Min. Petr. Mitt.* 45,317-326.
- Buchs,A., Chessex,R., Krummenacher,D. & Vuagnat,M. 1962: Ages "Pb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des alpes. *Schw.Min.Petr.Mitt.* 42,295-305.
- Chenevoy,M. & Ravier,J. 1977: L'histoire antéstéphanienne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. In: *La chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale*. CNRS, 199-229
- Chessex,R., Delaloye,M., Laurent,R., Bertrand,J. & Vuagnat,M. 1966: Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins, 4e série. *Schweiz.Min.Petr. Mitt.* 46,691-693.
- Cogné,J. 1960: Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém.Carte géol.France* 56, 1-382.
- Cogné,J. 1977: La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision. Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Coll.Int.CNRS 268 Ecologie et Géologie de l'Himalaya*: 111-129.
- Einaudi,M.T.,Meinert,L.D. & Newberry,M.R.J. 1981: Skarn deposits. *Econ.Geology 75th Anniversary Vol*,317-391; New Haven.
- Emmermann,R. 1977: A petrogenetic model for the origin and evolution of the hercynian granite series of the Schwarzwald. *N.Jahrb.Mineral.* 128,219-253, Stuttgart.
- Epard,J.L. 1986: Le contact entre le socle du Mont Blanc et la zone de Chamonix: implications tectoniques. *Bull.Soc.Vaud.Sc.Nat.* 78,2,225-245.
- Fehlmann,H. 1919: Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Kümmerly & Frey 1919, 1-316, Bern.
- Frey,A. & von Raumer,J.F. 1977a: Über einen Scheelit-Neufund. *Schweizer Strahler* 1977,4,7,296-298, Thun.
- Frey,A. & von Raumer,J.F. 1977b: Uranmineralien aus dem Val du Trient. *Uerner Mineralienfreund* 1977,1,1-4; Aaldorf.

- Gerlach,H. 1873: Die Bergwerke des Kantons Wallis. A. Galerini, Sitten, 1873-
— , 1883: Die Bergwerke des Kantons Wallis. Beitr.Geol. Karte der Schweiz 27,1-79; Bern.
- Gibery,P. 1968: Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organisme dans les schistes noirs de Valbonnais série cristallophyllienne dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes françaises). C.R.Acad.Sci.Paris, 267D, 1251-1254.
- Giorgi,L. 1979: Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère,France. Thèse doct.Spéc.Univ.Grenoble, 1-185.
- Giorgi,L.,Giraud,P. & Vahard,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 288D,1079-82
- Gysin,M & Desbaumes,P. 1947: Les minerais de la region Chamonix -Le Fayet (Haute Savoie). Bull.Soc.Fr.Miner. 70,215-250;Paris
- Haack,U., Heinrichs,A.,Doness,M. & Schneider,A. 1984: Loss of metals from pelites during regional metamorphism .Contr.Min.Petr. 85,116-132; Berlin.
- Hatcher,R.D. 1981: Thrusts and nappes in the North American Appalachian Orogen. In: Thrust and Nappe tectonics. Geol.Soc. of London, 491-499.
- Heim,A. 1919-1922: Geologie der Schweiz. II. Die Schweizer Alpe Tauschnitz, Leipzig 1921.
- Holdaway, M.J. 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer.J.Sci. 271,97-131; New Haven.
- Huggenberger, P. 1985: Faltenmodelle und Verformungsverteilung in Deckenstrukturen am Beispiel der Morcles-DeDiss. ETH Zürich Nr.78-61; Zürich.
- Hugi,E., Huttenlocher,H., Gassmann,F. & Fehlmann,H. 1948: Di Magnetitlagerstätten. Beitr.Geol.Karte der Schweiz Geot. Serie 13,4,1-116, Bern.
- Huttenlocher,H. 1934: Die Erzlagerstätten der Westalpen. Schweiz.Min.Petr.Mitt. 14,20-144; Zürich.
- Johannes,W. 1984: Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Contr.Min.Petr. 86,264-273; Berlin.
- Jongmanns,W.J. 1960: Die Karbonflora der Schweiz. Beitr.Geol.Karte der Schweiz N.F. 108, Bern.
- von Känel,F. 1928: Die Arsenkieslagerstätte von Salanfe. Jahrb.phil.Fakultät II,Univ.Bern,8,78-83; Bern.
- Köppel,V. 1983: Summary of lead isotope data from the deposits of the Eastern and Southern Alps: Some metallogenetic and geochemic implications. In: mineral deposits of the Alps and of the alpine epoch in Europe.(H.J.Schneider ed.) Springer Verlag Berlin 1983,162-168; Berlin.
- Krummenacher,D., Bordet,P. & Le Fort,P. 1965: Les massifs externes alpins et leur séries métamorphiques.Schweiz.Min.Petr. Mitt. 45,855-874.
- Kündig,E. & de Quervain,F. 1953: Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Kümmerly & Frey 1953, 1-194; Bern.
- Labhart,T.P. & Rybach,L. 1972: Der Vallorcine-Granit und seine radiometrischen Anomalien. Schw. Min. Petr. Mitt. 52,571-574; Zürich.
- Labhart,T.P. & Rybach,L. 1974: Granite und Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. Geol.Rdsch. 63,135-147; Stuttgart.
- Ladame,G.Ch. 1935: Le gisement de galène et de spatfluor des Trappistes. Beitr.Geol.Karte Schweiz Geot.Serie 19,1-34; Bern
- Landry,P. 1976: Contribution a l'étude géologique de la region de Roselend (Savoie).Thèse, 139 p. 1976, Grenoble
- Laurent,R., Chessex,R. & Delaloye,M. 1967: La méthode géochronométrique du plomb total appliquée à l'étude géologique des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges (Alpes Franco- Suisses) Radioactive dating and methods of low-level counting International atomic energy aggency, Wien.

- Lefort, J.P. 1983: A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of Western Europe and eastern America. *Geol.Soc.Amer. Mem.* 158, 3-18.
- Le Fort, P. & Pecher, A. 1971: Présentation d'un schéma structural du Haut Dauphiné cristallin. *C.R. Acad. Sci. Paris* 273D, 3-5.
- Liégeois, J.P. & Duchesne, J.C. 1981: The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges Massif, Western Alps, France): evidence of crustal origine and metasomatic alteration. *Lithos* 14, 35-48; Amsterdam.
- Lorenz, V. & Nicholls, J.A. 1984: Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics* 107, 25-56; Amsterdam.
- Marro, Chr. 1986: Les granites du Mont Blanc. Diss. Université de Fribourg 1986; Fribourg.
- Matte, Ph. 1986: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- Menot, R.P.: 1987: 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 d'Etat Lyon, 1-363.
- Menot, R.P., Peucat, J.J., Scarenzi, D. & Piboule, M. 1986: Cambro-Ordovician age of the Chamrousse ophiolitic complex. *Earth and Planetary Sciences (im Druck)*; Amsterdam.
- Meyer, M. & Saager, R. 1985: The gold content of some archaean rocks and their possible relationship to epigenetic gold-quartz vein deposits. *Mineralium Deposita* 20, 284-289; Berlin.
- Pecher, A. & Vialon, P. 1970: Présence de gneiss du "faciès granulite" dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* 270, 666-668.
- Plancherel, R. 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implication cinématiques et dynamiques. *Ecl. Geol. Helv.* 72, 145-214; Basel.
- Poty, B. 1969: La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et de filons du massif du Mont Blanc. *Sciences de la Terre, Memoire* 17, 1-135; Nancy.
- Poty, B., Stalder, H.A. & Weisbrod, A.M. 1974: Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 717-752; Zürich.
- Rabowski, F. 1917: Les lames cristallines du Val Ferret suisse et leur analogie avec les lames de la bordure NW du massif du Mont Blanc et de l'Aar. *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* 51; Lausanne.
- Ramsay, J.G. 1981: Tectonics of the Helvetic Nappes. in "Thrust and nappe tectonics (McClay, K.R. & Price, N.J. ed.). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* 9, 293-309; London.
- von Raumer, J.F. 1974: Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und des Aiguilles-Rouges-Massivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 471-488; Zürich.
- , 1981: Variscan events in the Alpine region. *Geologie en Mijnbouw* 60, 67-80; Den Haag.
- , 1983: Die Metapelite von Emosson (Aiguilles Rouges Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 63, 421-455; Zürich.
- , 1984a: The external massifs, relics of variscan basement in the alps. *Geol. Rdsch.* 73, 1-31; Stuttgart.
- , 1984b: The hercynian basement in the helvetic realm (Western and Central Alps). in "Alpi Occidentali" (G.V. dal Piaz ed.) *Mem. Soc. Geol. Ital.* Vol. 29, 55-67
- , 1986: Das Aiguilles-Rouges-Massiv - eine eohercynische Suture? Beilagen zu: 4^o REUNION DU GROUPE TECTONIQUE SUISSE,
- , 1987: Mont-Blanc und Aiguilles-Rouges, Zeugen variszischer Krustenbildung in den Westalpen. *N.Jb. Geol. Paläontol. Mh.* 1987, 8, 493-512.

- von Raumer, J.F., Galetti, G., Oberhänsli, R. & Pfeifer, H.R. 1987: Amphibolites from Lac d'Emosson/Aiguilles Rouges, (Switzerland: Tholeiitic basalts at a Paleozoic transition zone between continental and oceanic crust. *Chemical Geology* (enlecture)
- von Raumer, J.F. & Schwander, H.W. 1985: Garnet evolution in pre- Variscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles Rouges massif, Western Alps. *J. Metamorphic Geology* 3, 467-479 Oxford.
- Rickenbach, E. & von Känel, F. 1953: Die Arsen-Gold-Lagerstätte von Salanfe (Wallis). *Beitr. Geol. Karte der Schweiz Geot. Serie, N.F.* 31, 1-52; Bern.
- Rybach, L., von Raumer, J.F. & Adams, J. 1966: A gamma spectrometric study of Mont-Blanc granite samples. *Pure and applied Geophysics* 63, 153-160.
- Rye, D.M. & Rye, R.O. 1974: Homestake gold mine, South Dakota: I. Stable isotope studies. *Economic Geology* 69, 293-317.
- Schönlaub, H.P. 1979: Das Paläozoikum von Österreich. *Abhandl. geol. Bundesanstalt Wien*, 33, 1-124; Wien.
- St. Julien, P. & Hubert, Cl. 1975: Evolution of the taconian orogen in the Quebec Appalachians. *Am. J. Sci.* 275A, 337-362; New Haven.
- Stanley, R.S. & Ratcliffe, N. 1985: Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96, 1227-1250.
- Steck, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales. *Eclogae Geol. Helv.* 77, 55-100; Basel.
- Stille, H. 1951: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. Geol. Jahrbuch* 2, 1-138.
- Stille, H. 1958: Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. *Beih. Geol. Jahrbuch* 22, 1-255.
- Thompson, A.B. 1982: Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* 282, 1567-1595; New Haven.
- Tracy, R. & Robinson, P. 1983: Acadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachusetts. in "Migmatites, melting and metamorphism." *Shiva. Publ. Comp.* 1983, 163-173; Nantwich.
- Triboulet, Cl. & Audren, Cl. 1985: Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalusite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France. *J. metamorphic Geol.* 3, 91-105
- Vallot, Ch. 1925: Les mines dans la haute vallée de l'Arve. *Guide Vallot II*, 16, 118-127, Fischbacher Paris 1925.
- Vernet, J. 1969: Présence d'un synclinal profond de Carbonifère dans le massif du Mont Blanc. *C.R. Acad. Sci. Paris* 268D, 2227-2230; Paris.
- Voll, G. 1976: Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 56, 641-647 Zürich.
- Wehrli, L. 1921: Der Flussspat von Sembrancher im Wallis. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 1, 160-206; Zürich.
- Wutzler, B. 1983: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen am Mont Chemin. *Clausthaler Geol. Abhandlungen* 42, 1-104; Clausthal.
- Ziegler, P.A. 1980: Northwestern Europe: Subsidence pattern of post-Variscan basins. *26. Int. Geol. Congr. Paris*, C6, 249-280; Orleans.
- , 1984: Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe - a working hypothesis. *Geologie en Mijnbouw* 63, 93-108; Den Haag.
- , 1986: Geodynamic model for the paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics* 126, 303-328.
- Zwart, H.J. & Dornsiepen, U.F. 1978: The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geologie en Mijnbouw* 57, 627-654.