

Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon

Granitoids from the "Zone Houillère Briançonnaise" (Savoie and Valle d'Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology

Jean-Michel BERTRAND*, François GUILLOT**, Jacques LETERRIER***, M.P. PERRUCHOT****, Laurent AILLÈRES***** and Jean MACAUDIÈRE*****

RÉSUMÉ. – La Zone Houillère Briançonnaise (ZHB) est la première unité litho-tectonique continue surmontant le Front Pennique à l'Est. Elle est constituée de terrains d'âge namurien à stéphanien et de lambeaux de couverture permo-triasique. Comme le reste du domaine briançonnais et du Grand Saint Bernard, elle comporte des unités « gneissiques » dont l'âge, l'origine et la position tectonique sont controversés. Les « gneiss du Sapey » et les métagranites de la Costa Citrin (Val d'Aoste) sont étudiés dans cette note. L'évolution tectonique alpine de la ZHB consiste en un écaillage précoce accompagné d'une foliation non pénétrative dans les formations houillères, suivi par une phase majeure (schistosité régionale) et par des phases tardives où l'extension joue un rôle important. Les paragenèses de faciès amphibolite observées dans les gneiss du Sapey, malgré les déformations et recristallisations alpines indiquent qu'il s'agit d'un socle polymétamorphique anté-alpin. La datation U-Pb de zircons de trois échantillons de gneiss du Sapey confirme cette interprétation: âges minimum (intercepts inférieurs) plus vieux que 360 Ma et héritage d'âge protérozoïque. Par contre, deux métagranites de la Costa Citrin ont fourni des âges viséens de 324 ± 17 Ma et 323 ± 8 Ma. L'existence de lambeaux de socle hercynien précoce ou plus ancien, d'un épisode magmatique

d'âge viséen à namurien dans la ZHB ainsi que l'âge namurien et westphalien récemment révisé des sédiments appuient l'hypothèse de l'exotisme du domaine briançonnais par rapport aux domaines externes. En effet la ZHB avec son socle d'âge anté-carbonifère et son magmatisme antérieur à synchrone par rapport à une sédimentation d'âge carbonifère moyen doit être opposée aux bassins stéphanien tardis-orogéniques et à l'évolution magmatique d'âge stéphanien observés dans le Massif Central oriental et les Massifs Cristallins Externes des Alpes. La signification du plutonisme viséen-namurien de la Costa Citrin est discutée dans le cadre de la chaîne hercynienne européenne: il est la conséquence soit d'une subduction tardi-hercynienne de la Paléo-Téthys, soit plutôt d'un stade d'extension précoce antérieur au collapse post-orogénique.

Mots-clés : Alpes occidentales internes, Briançonnais, Chaîne hercynienne, géochronologie U-Pb

ABSTRACT. – The "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB) is the westernmost continuous unit of the Pennine domain that overlies the Pennine Front. The ZHB comprises Namurian and Westphalian formations locally overlain by Permian and Triassic cover rocks. As with other basements of the Pennine domain (Briançonnais in France, Grand Saint Bernard in Italy and Switzerland), the ZHB comprises gneissic units, whose age, origin and tectonic significance have been discussed for a long time. This study deals with the Sapey gneisses, defined near Modane (Savoie), and the Costa Citrin metagranites (Valle d'Aosta, Italy). The alpine tectonic evolution of the ZHB involves an early thrusting event that produced a non-penetrative foliation in the Carboniferous formations. This foliation occurs only in the vicinity of tectonic contacts between individual slices. The thrusting event is overprinted by a regional large-scale, eastward-verging, deformation event and then by a partly extensional event. Pre-alpine relict amphibolite-facies mineral assemblages found in the Sapey gneisses confirm that they belong to a poly-metamorphic basement. Ages from U-Pb geochronology on zircons (three samples of different lithology and from different regions) confirm this interpretation. Concordia diagrams evidence that zircons have a Proterozoic inheritance and that minimum ages are older than 360 Ma (lower intercepts with the concordia). By contrast, two samples of the Costa Citrin metagranite yielded well-defined Viséan-Namurian ages at 324 ± 17 MA and 323 ± 8 Ma. This old basement age

*CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex. Adresse actuelle: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Domaine universitaire, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex – Tel 04 79 75 86 76, Fax 04 79 87 77, E-mail: Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr

**Laboratoire Sédimentaire et Géodynamique, SN5, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex – Tel 03 20 43 41 20, Fax 03 20 43 49 10, E-mail: guillot@univ-lille1.fr

***CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex. Tel 03 83 59 42 05, Fax 03 83 51 17 98, E-mail: jlet@crpg.cnrs-nancy.fr

****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex.

*****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex. (2) Adresse actuelle: Department of Earth Sciences, Monash University, VIC 3168, Clayton, Australia. Tel (61) (3) 9905 1526, Fax (61) (3) 9905 5062, E-mail: laurent@earth.monash.edu.au

*****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex et E.N.S. Géologie, BP40, F-54001 Vandœuvre Cedex. Tel 03 83 59 42 43, Fax 03 83 82 17 98, E-mail: macaudi@crpg.cnrs-nancy.fr

(early Hercynian or older) associated with evidences for a Visean-Namurian magmatic event in the ZHB are consistent with the recent reappraisal of the age of the sedimentary formations of the ZHB (now dated of Namurian to Westphalian). These data support the possible "exotism" of a "Briançonnais" terrane with respect to external domains of the Alps. The ages of the basement (pre-Carboniferous), of the sediments (Visean-Namurian) and of the recorded magmatic event (Visean-Namurian) of the ZHB cannot be related to the late orogenic basin formation and magmatic evolution of the Eastern Massif Central or of the External Basement Massifs during Stephanian times. The significance of the Visean-Namurian plutonism of the Costa Citrin is discussed with respect to other parts of the European Hercynian belt. It is interpreted either to be a consequence of a late Hercynian "eastern" subduction or rather, to relate to an early extensional stage during the orogeny.

Key-words : Internal western Alps, "Briançonnais" domain, Hercynian belt, U-Pb geochronology.

INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales, la zone houillère briançonnaise (ZHB) est la première unité litho-tectonique continue observable au dessus et à l'Est du Front Pennique. Suivie sur près de 200 km entre Sion et Briançon, elle surmonte tectoniquement, à la faveur du "Front Briançonnais" les unités valaisannes au Nord de Moûtiers et sub-briançonnaises au Sud (références in Bertrand *et al.*, 1996). La ZHB est constituée de terrains d'âge namurien à stéphanien (Fabre, 1961; Mercier & Baudoin, 1987; Brousse-Delcambre *et al.*, 1995) ainsi que de lambeaux de couverture permienne et triasique. En Savoie, deux formations sédimentaires ont été définies dans la ZHB: l'assise de Tarentaise (= Houiller productif) d'âge westphalien D à stéphanien inférieur et l'assise de Courchevel d'âge stéphanien moyen à permien inférieur (Fabre, 1961; Caby, 1964) mais des termes plus anciens, mieux développés au sud (région de Briançon), peuvent localement exister. Elle comporte aussi des unités "gneissiques" dont l'origine est encore controversée: les "gneiss du Sapey", unité définie près de Modane (Ellenberger, 1958; Détraz, 1984) et les métagranites de la Costa Citrin en Val d'Aoste (Caby, 1974).

L'unité des gneiss du Sapey (UGS) jalonne de manière discontinue la bordure orientale de la ZHB (Figure 1). Contrairement au socle bien caractérisé du Ruitor (Fabre, 1961; Baudin, 1987; Desmons & Mercier, 1993), sa position apparemment stratigraphique au sommet du Houiller et sous le Permien a favorisé des interprétations multiples (références in Ellenberger, 1958). Les gneiss sont souvent situés à côté d'assises conglomératiques versicolores attribuées au Stéphanio-Permien. Le Permo-Trias, généralement mince, est discordant sur le Stéphanio-Permien présumé et les gneiss du Sapey. Ellenberger (1958) a proposé de voir dans les gneiss du Sapey la manifestation d'un magmatisme (ou d'une migmatite) fini-carbonifère à éo-permien. Un événement magmatique permien a aussi été défendu aussi par Bocquet (1974), par Thélin (1983,

1987), du fait de la ressemblance des gneiss de Randa en Valais avec ceux du Sapey, et par Schade (1983) qui a signalé des niveaux volcaniques dans les couches de passage du Houiller au Permien. Par contre, Détraz (1984) et Détraz et Loubat (1984) ont découvert du disthène dans des faciès paradérivés associés aux gneiss du Sapey, établissant ainsi que l'UGS correspond à un socle anté-alpin.

La localisation dominante des gneiss du Sapey au sommet des assises houillères a été interprétée par Détraz (1984) comme résultant d'un charriage lors d'un épisode orogénique d'âge permien, les granites peu déformés de Modane étant considérés comme des intrusions synchrones de cette tectonique. Guillot (1987), suivi par Desmons et Fabre (1988) puis Debelmas et Rampoux (1995), a proposé qu'il s'agisse du résultat d'écroulements de grands blocs de socle, au pied d'un escarpement de faille bordière permienne. Dans ces deux hypothèses, l'ensemble aurait ensuite été scellé, en discordance, par la sédimentation fini-permienne ou éotriasique. Pour d'autres auteurs, (Debelmas *et al.*, 1991), les contacts mutuels entre gneiss du Sapey, Houiller, et couverture permo-triasique, sont tous de nature tectonique et d'âge alpin. Ainsi pour Caby (1996), le contact entre le socle anté-permien du Ruitor et la ZHB n'est pas une discordance stratigraphique mais représente une zone de cisaillement en extension à pendage ouest et cette interprétation est (cf coupes de Caby, 1996) étendue aux relations UGS-ZHB dans la région de Modane.

Le massif de la Costa Citrin est le seul massif de granitoïdes complètement inclus dans la ZHB. Il affleure en son milieu, entre Val d'Aoste et col du Grand Saint Bernard. D'autres roches intrusives sont connues dans la région de Briançon et en Maurienne: ce sont surtout des microdiorites (Piantone, 1980). Considéré par Zulauf (1963) comme une écaïlle de socle anté-carbonifère, le complexe de la Costa Citrin qui affleure sur quelques km² a été interprété par Caby (1974) comme représentant un laccolite mis en place dans des formations d'âge westphalien à stéphanien et appartenant à un événement magmatique permien.

Ce rappel historique souligne l'importance de la ZHB et des socles qui la bordent à l'Est pour la compréhension des évolutions géodynamiques, tant alpines qu'hercyniennes, du domaine pennique des Alpes occidentales. En effet, la comparaison des socles penniques avec ceux du domaine externe peut fournir un test du modèle de l'exotisme du domaine pennique-briançonnais proposé par Stampfli (1993) et préciser la place de ces socles dans la reconstitution de l'orogène hercynien. Le test proposé dans cette note consiste à déterminer si l'UGS (le problème du Ruitor n'est pas abordé) peut ou non constituer le socle de la ZHB, en utilisant une approche structurale complétée par la datation U-Pb de quelques granitoïdes.

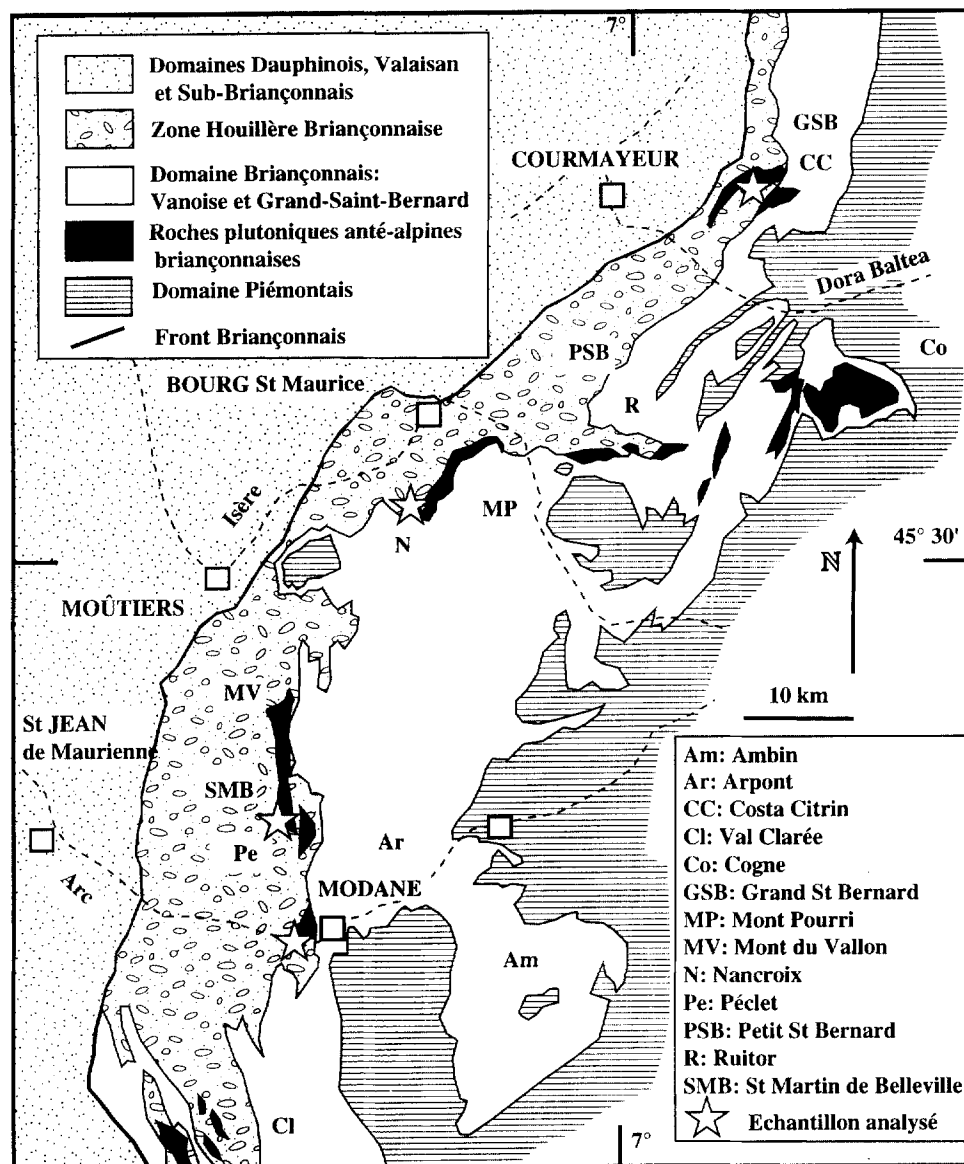


Fig. 1. - Carte schématique du domaine Briançonnais et de la Zone Houillère (ZHB) en Savoie et Val d'Aoste; localisation des échantillons étudiés.

Fig. 1. - Sketch map of the Briançonnais domain and "Zone Houillère" in Savoie and Aosta Valley; stars = location of analysed samples.

CADRE TECTONIQUE DE LA ZHB EN VALLÉE DES BELLEVILLE

Au dessus et à l'Est du Front Briançonnais, souligné par une bande continue de gypses et de cargneules, affleurent les terrains carbonifères et permien de la ZHB, associés dans la zone la plus externe à des lentilles discontinues de Trias. En bordure externe de la ZHB, une "unité des Encombres" a été définie (Aillères *et al.*, 1994) qui peut être corrélée avec la ZHB externe définie précédemment par Baudin (1987) puis par Caby (1996) au Col du Petit-Saint-Bernard (flores du Westphalien inférieur signalées par Fabre, 1961), et est probablement

l'équivalent de l'unité de Roche Château-Les Rochilles définie précédemment au sud de l'Arc par Fabre *et al.* (1982). Dans cette unité, datée du Westphalien D aux Encombres (Fabre, 1961) et qui comporte du Permien et du Trias, les relations entre la stratification (S0) et la schistosité principale indiquent une vergence ouest pour les plis plurihectométriques, avec une schistosité à pendage vers l'Est suggérant une évolution monophasée (Figure 2). Cette unité semble avoir subi un métamorphisme de plus bas degré que le reste de la ZHB et les directions (N40 à N50) de S0 et de Se (= schistosité de l'Unité des Encombres) sont nettement obliques par rapport au Front Briançonnais (N0 à N10), soulignant le

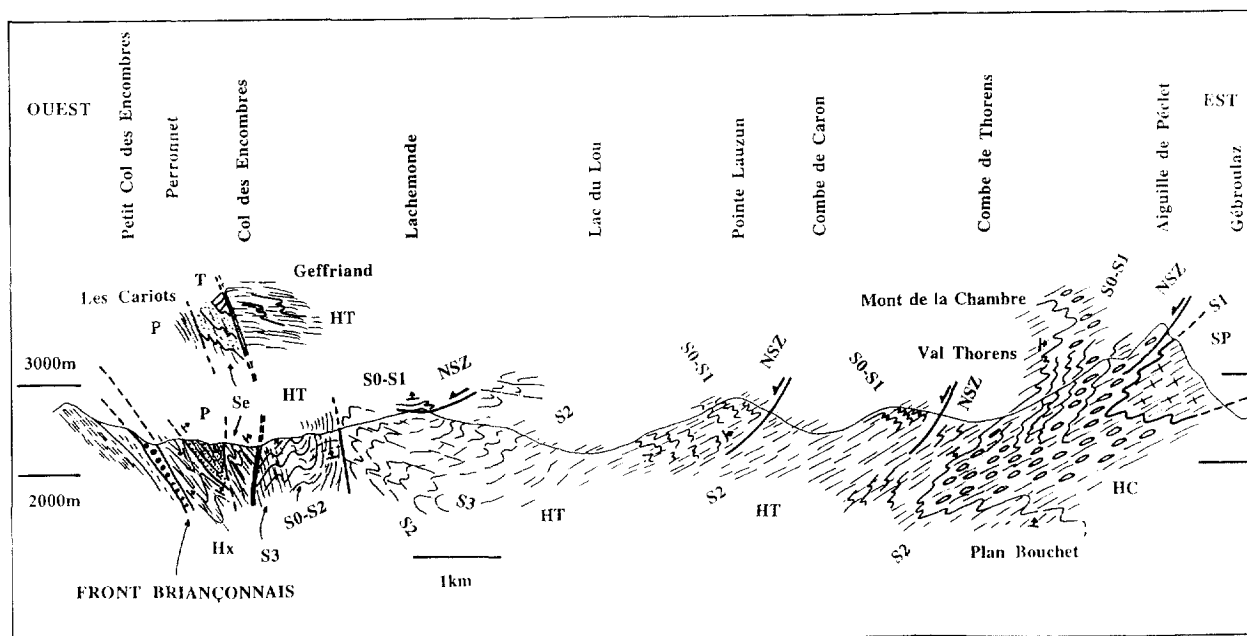


Fig. 2. - **Coupe schématique de la ZHB au Sud de St Martin de Belleville.** La faille marquée par un double trait souligne le contact entre l'unité des Encombres et la Zone Houillère s.s. La schistosité Se, à pendage ouest, présente les mêmes caractéristiques que la S2 en ZHB. La petite coupe, au dessus du Col des Encombres, correspond à la situation de l'unité des Encombres 5 kilomètres plus au Nord. Abréviations: T: Trias; P: Permien; Hx: Houiller peu métamorphique de l'unité des Encombres; HC: Assise de Courchevel (Stéphanien supérieur); HT: Assise de Tarentaise (Westphalien-Stéphanien inférieur); SP: gneiss du Sapey; NSZ: zone de cisaillement en faille normale. Les flèches indiquent la polarité stratigraphique observée.

Fig. 2. - **Schematic cross-section of the ZHB, south of St Martin de Belleville.** The fault marked in double outlines the eastern edge of the "Unité des Encombres". The eastward dipping Se schistosity of this unit shows the same characteristics as the S2 of the ZHB. Insert above the Col des Encombres corresponds to a section located 5km to the North. Brevia: T: Triassic; P: Permian; Hx: low-grade Carboniferous of the Encombres unit; HC: Courchevel formation (Upper Stephanian); HT: Tarentaise formation (Westphalian-Lower Stephanian); SP: Sapey gneisses; NSZ: normal shear zone. Arrows point to the observed younging direction

caractère tardif de ce contact tectonique. Plus à l'Est (pointe de Lachemonde et région des Ménuires-Val Thorens), les formations du Houiller, séparées de l'unité précédente par une faille NS subverticale, montrent une évolution polyphasée et les relations géométriques sont inversées: une vergence vers l'Est est associée à une schistosité principale subhorizontale ou à faible pendage ouest, considérée comme une S2 par continuité avec le patron structural observé plus à l'Est (Figure 2). Nous avons pu montrer (Aillères *et al.*, 1995; Aillères, 1996; Bertrand *et al.*, 1996) que le passage est continu entre les deux types de situation et correspond à des déformations tardives (D3), formées *pro parte* en extension, et que la schistosité principale observable dans les deux domaines peut être la même et correspondrait à S2. Cette interprétation n'est pas partagée par Caby (1992, 1996) qui considère que la schistosité principale a par-tout valeur de S1.

La déformation précoce (D1), bien observée dans la région la plus orientale (massif de Pécelet), où elle est replissée par les plis métriques à kilométriques D2, est une déformation non pénétrative à l'échelle mégasco-

pique car strictement localisée aux zones de contact entre des unités superposées tectoniquement, ayant toutes la même polarité stratigraphique. Cette déformation D1 est de type rotationnel par opposition à D2 où seul de l'aplatissement est enregistré (Aillères *et al.*, 1995). Dans ce contexte, les gneiss du Sapey correspondent à l'une des unités tectoniques D1 définies ci-dessus et leur contact, le plus souvent mylonitique, est replissé par la phase plicative majeure D2 (cf. coupes de Détraz, 1984, et Figure 2). Il faut souligner que, sauf localement (voir plus loin), les unités de la ZHB sont presque toujours à l'envers au dessus des gneiss du Sapey. Cette disposition implique, dans l'hypothèse d'unités tectoniques superposées lors de D1, que les gneiss constituaient, avant la déformation D2, une unité située en position "haute" dans la pile tectonique et qui serait donc d'origine interne - à condition de connaître avec certitude la vergence initiale.

Des coupes très semblables ont déjà été proposées au Nord dans la région du Ruitor (Baudin, 1987) et au Sud dans la vallée de la Clarée (Fabre *et al.*, 1982). Quelle que soit l'hypothèse cinématique proposée par ces

auteurs, ces coupes montrent l'enroulement frontal d'une schistosité principale elle-même précédée par une déformation précoce. Par contre, les coupes proposées par Caby (1992, 1996) et Debelmas *et al.* (1989) restent fidèles à l'hypothèse d'éventail Briançonnais, en considérant que la schistosité associée à notre événement D2 est la plus ancienne. Ces divergences d'interprétations sont longuement développées par Caby (1996).

SITE GÉOLOGIQUE DES GNEISS DU SAPEY

Quelques observations nouvelles montrent les relations entre gneiss et formations houillères sous un nouveau jour.

Au Mont du Vallon (Figure 3), les gneiss forment le cœur d'un pli hectométrique à schistosité de plan axial sub-horizontale. Parmi les divers faciès décrits par Détraz (1984), les micaschistes comportent des reliques de minéraux anté-alpins et montrent une forte linéation d'étiement inconnue dans les faciès houillers voisins. Grenat et disthène ont été identifiés en lame mince – minéraux reliques déjà signalés à proximité (Détraz & Loubat, 1984). Dans la petite combe à l'Ouest du sommet, une discordance cartographique, recoupée par la schistosité S2, affleure de manière continue et peut être suivie en versant nord jusqu'au col des Mines. Un conglomérat à galets de socle souvent peu déformés et peu altérés (linéation ancienne conservée dans les galets, biotite reconnaissable) forme un niveau continu de quelques mètres d'épaisseur caractérisé par une matrice phylliteuse roussâtre. La continuité cartographique de ce niveau conglomératique, à galets de socle, suggère une discordance stratigraphique, dont l'âge est inconnu: anté-houiller, discordance entre les deux séquences défi-

nies par Mercier & Beaudoin (1987) au sein du Carbonifère de la ZHB, ou discordance permienne ?

Géométriquement au dessus du contact, on observe des faciès verts et violets passant à des conglomérats peu matures (galets anguleux de quartz et feldspath) associés à des schistes noirs. Les colorations vertes et violettes sont clairement obliques sur S0 mais déformées par S2. Les relations entre coloration et lithologie suggèrent que la sédimentation sur le socle du Sapey est du type "onlap", i.e. probablement diachrone. Cependant, vers l'Ouest, une faille tardive met cet ensemble en contact avec des faciès de type "assise de Tarentaise" datés du Westphalien D (Schade *et al.*, 1985) qui présentent un fort contraste de déformation: la schistosité principale, subverticale, est une S1, parallèle à S0 (polarité vers l'Est selon Schade *et al.*, 1985) et replissée par les plis D2.

Au Sud-Est du refuge du Saut (Mont Coua), on retrouve un dispositif semblable où le conglomérat à galets de socle est encore localement observable en contact direct avec les gneiss. Cependant, le conglomérat et les faciès du Houiller sont nettement plus déformés à proximité des contacts et leur déformation est pluriphasée. L'alternance de Houiller et de gneiss du Sapey, cartographiée par Détraz (1984), résulte donc d'un écaillage D1 repris par la déformation D2.

Au Glacier de Pécelet (Pe sur la Figure 1), le contact des gneiss affleure sous l'arrivée du téléphérique "Funitel". Comme au mont du Vallon, les gneiss du Sapey, ici très déformés, sont situés géométriquement sous les formations conglomératiques vertes et violettes de l'assise de Courchevel. Les premières polarités observées au dessus du contact indiquent ici que la série est à l'envers. Pourtant, au contact des gneiss et sur quelques mètres, nous avons retrouvé des conglomérats très déformés à galets de socle et à matrice roussâtre semblables à ceux du Mont du Vallon. Le contact principal entre le Houiller et les gneiss est donc tectonique, caractérisé par une forte schistosité dans les gneiss et par une schistosité oblique sur S0 dans les faciès du Houiller sus-jacents (relations de flanc inverse de pli à déversement vers l'Est). A ces structures est surimposée une déformation plus froide, non pénétrative, consistant en zones de cisaillements en failles normales associées à des fentes à quartz, l'ensemble indiquant un mouvement "sommet vers l'Ouest". Il faut donc supposer, comme au Mont du Vallon, une discontinuité majeure entre un ensemble de formations houillères – empilement d'unités tectoniques D1 – à l'envers, reposant sur les gneiss du Sapey qui supportent localement des restes d'une couverture autochtone possible, d'âge inconnu. L'ensemble est affecté de grands plis (D2) à déversement apparent vers l'Est.

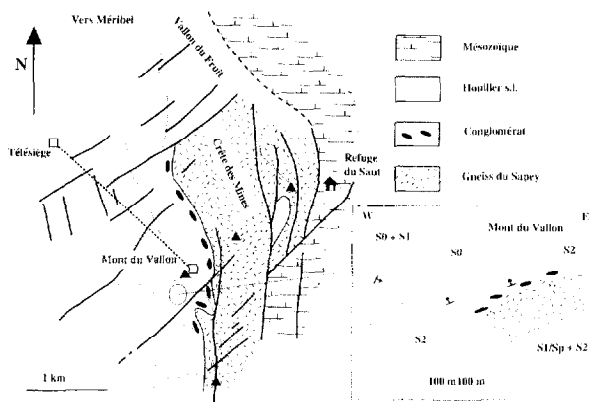


Fig. 3. – Schéma montrant le contact entre gneiss du Sapey et Houiller au Mont du Vallon.

Fig. 3. – Sketch map and cross-section of the contact between the Sapey gneisses and the Carboniferous in the Mont du Vallon area.

LES MÉTAGRANITES DE LA COSTA CITRIN

Au versant sud de la Punta Valetta, les métagranites, très déformés, forment une lame de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au sein de métaconglomérats et de schistes noirs comportant quelques lentilles discontinues d'antracite. Les métagranites sont intimement associés à des faciès "prasinitiques" rubanés, à des micaschistes et des gneiss albitiques parfois riches en actinote, qu'ils recoupent localement. Des intercalations métriques de métaconglomérats ont été observées dans les micaschistes et les gneiss prasinitiques (Lago di Dzioule). Fabre (1961) signale plusieurs affleurements de prasinites en Savoie, considérées comme stéphaniennes ou permiennes. Parmi les faciès décrits par Caby (1974) sur le versant nord, seuls les métagranites albitiques très clairs et des termes pauvres en micas, d'aspect granodioritique, affleurent sur la crête et sur le versant sud. Les schistes houillers affleurant au Col Citrin et sur la crête de la Punta Valetta ont subi au moins deux phases de déformation. La plus ancienne, responsable de la schistosité principale, correspond à une schistosité à pendage modéré vers l'Est ou le Sud et à des plis d'axe courbe associés à une linéation d'étirement, à N80-N110. La plus récente est responsable d'un éclivage espacé plus redressé, lui aussi à pendage vers l'Est. Les faciès granitiques ont subi les mêmes déformations mais recoupent localement le rubanement des prasinites. La

paragénèse métamorphique comporte de l'albite, souvent riche en inclusions charbonneuses, des micas (phengite, stilpnomélane et localement biotite, chlorite), de l'actinote, de l'épidote et de la clinzoïsité.

En l'absence d'arguments décisifs en faveur d'une déformation anté-alpine, il est probable que le granite se soit mis en place dans le bassin sédimentaire houiller, au début de son fonctionnement comme le suggère l'association étroite – actuellement tectonique – de conglomérats, de faciès d'origine volcanique et de granitoïdes.

COMPOSITION CHIMIQUE ET HÉRITAGES (Figure 4, Tableau I)

Costa Citrin: Les analyses chimiques de 4 échantillons de métagranites montrent des compositions qui varient depuis des termes granitiques (adamellite) vers des termes leucogranitiques (SiO_2 de 68,9 à 75,5%, MgO de 1,33 à 0,28). L'ensemble présente un très léger caractère peralumineux (paramètre $A < 20$ – Debon et Le Fort, 1983) et sodique ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). Toutefois ce caractère est probablement le résultat d'une altération hydrothermale (albitisation liées au métamorphisme. Les terres rares (86 à 146 ppm) montrent des spectres fortement fractionnés pour les TR légères ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 3,3$ à 5) et presque plats pour les TR lourdes ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,1$ à 1,2) et, sauf pour un échantillon, une forte anomalie négative en Eu. Compte tenu de ces caractères, cet ensemble doit être rattaché aux granitoïdes calco-alcalins.

Tableau I. – Analyses chimiques de quelques échantillons du Sapey et de la Costa Citrin (Service d'analyses du CRPG).

Table I. – Chemical analyses (CRPG) of Sapey and Costa Citrin rocks.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total		
Ci12	74.99	13.1	1.56	tr	0.27	0.73	4.11	3.66	0.18	0.05	0.99	99.64		
Ci21	69.48	14.22	3.41	0.02	0.76	1.6	4.16	2.97	0.41	0.11	2.57	99.71		
Ci22	75.49	12.97	1.5	tr	0.28	0.53	3.98	3.95	0.12	0.04	0.86	99.73		
Ci25	74.28	13.16	1.89	0.02	0.28	1.06	4.02	4.05	0.2	0.06	0.71	99.73		
ZH 94-3	63.71	15.93	5.58	0.06	2.95	0.8	2.69	3.51	0.63	0.17	3.69	99.72		
ZH 95-32	68.92	13.93	3.81	0.05	1.33	1.22	2.68	4.53	0.5	0.16	2.61	99.74		
	Ba	Cu	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr			
Ci12	736	7.6	14.7	4.89	83.1	64.1	9.81	10.9	18.9	12.6	129			
Ci21	1248	10.9	17.4	7.77	99.1	91	7.92	36	24.4	37.6	178			
Ci22	477	1.45	12.9	5.76	87.6	38.6	7.58	4.9	21.7	21.5	93.4			
Ci25	556	4.48	16.6	7.21	121	58.2	10.2	12	26.6	27	163			
ZH 94-3	620	27.3	22	13.2	136	61.9	12.7	75.7	32.9	130	197			
ZH 95-32	569	9.51	18.9	9.36	167	113	11.9	34	33.8	43.1	174			
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ci12	27.9	53.64	5.49	18.98	3.52	0.538	2.99	0.47	2.55	0.61	1.8	0.29	1.93	0.28
Ci21	25.42	50.33	5.83	21.11	4.24	1.09	3.67	0.63	3.75	0.86	2.33	0.35	2.64	0.43
Ci22	17.7	35.8	3.75	13.62	3.3	0.303	2.83	0.53	3.03	0.7	1.94	0.31	2.03	0.31
Ci25	31.32	62.97	6.82	23.63	4.98	0.522	3.88	0.69	4.33	0.93	2.5	0.37	2.58	0.44
ZH 94-3	41.11	85.5	9.55	35.76	7.78	1.3	5.91	1	5.52	1.23	2.97	0.46	3.08	0.48
ZH 95-32	25.08	53.99	6.37	24.34	5.74	0.83	5.01	0.96	5.59	1.23	3.36	0.5	3.2	0.47

GRANITOÏDES DE LA ZONE HOUILLÈRE

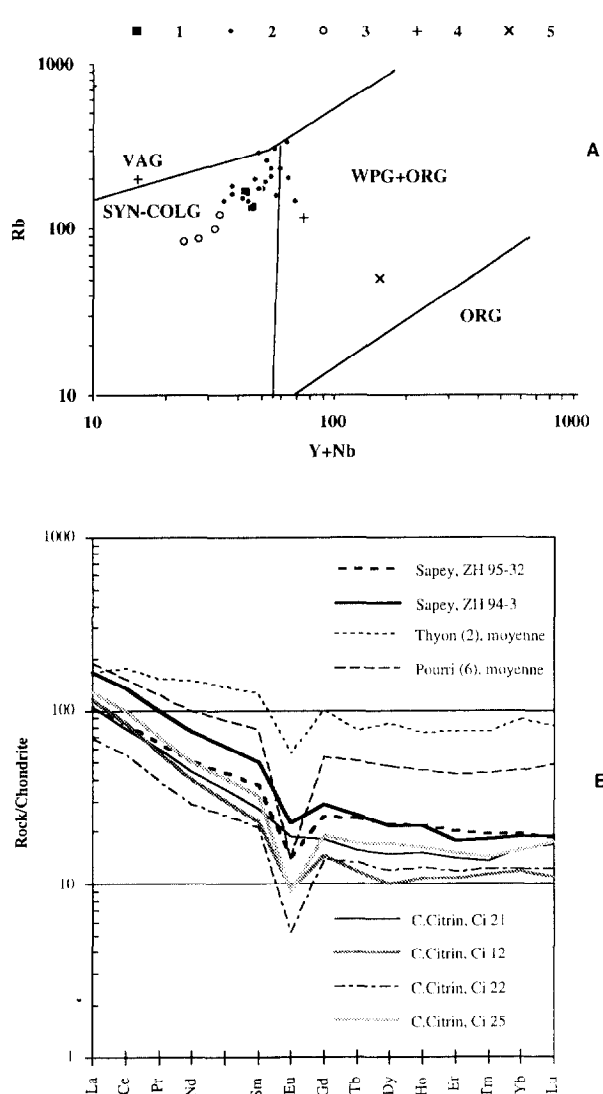


Fig. 4. – Quelques données chimiques comparatives concernant les gneiss du Sapey, le métagranite de la Costa Citrin et d'autres granitoïdes du domaine Briançonnais. a) Discrimination des cadres géodynamiques (d'après Pearce *et al.*, 1984). VAG: granites calco-alcalins. SYN-COLG: granites de zones de collision. WPG: granites intra-plaques. ORG: granites des rides océaniques. (1) gneiss du Sapey (analyses Tableau I); (2) gneiss du Sapey (analyses Thélin, 1983); (3) métagranite de Costa Citrin (analyses Tableau I); (4) granophyres du Mont Pourri (moyenne de 7 analyses, Guillot *et al.*, 1993 et données inédites); (5) métagranite de Thyon (moyenne de 6 analyses, Bussy *et al.*, 1996). b) Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978).

Fig. 4. – Comparison of some chemical data between Sapey gneisses, Costa Citrin metagranite and other granitoids from the Briançonnais domain. a) Geodynamic setting discrimination diagrams (from Pearce *et al.*, 1984). VAG: calc-alkaline granites. SYN-COLG: collision zones granites. WPG: within-plate granites. ORG: ocean ridge granites. (1) Sapey gneisses (analyses Table I); (2) Sapey gneisses (analyses Thélin, 1983); (3) Costa Citrin metagranite (analyses Table I); (4) Mont Pourri granophyres (average from 7 analyses, Guillot *et al.*, 1993 and unpublished data); (5) Thyon metagranite (average from 6 analyses, Bussy *et al.*, 1996). b) Chondrite normalized REE profiles (Evensen *et al.*, 1978).

Sapey: Les analyses de deux échantillons (orthogneiss de Pécelet et de Naneroix, voir description en annexe) ainsi que celles de Thélin (1983) montrent des compositions granodioritiques à granitiques ($63,9 < SiO_2 < 75\%$; $0,8 < MgO < 3\%$). Tous les échantillons sont affectés par une forte séricitisation marquée par une perte au feu élevée et des teneurs anormalement basses en Ca et Na. La destruction du plagioclase (transformé en séricite et quartz) pourrait rendre compte du fort caractère peralumineux. Toutefois les terres rares (137 à 202 ppm) montrent des spectres voisins de ceux de la Costa Citrin avec un fractionnement marqué des TR légères ($(La/Sm)_N = 5$ à 9), un aplatissement au niveau des TR lourdes ($(Gd/Yb)_N = 1,2$ à 1,5) et une anomalie négative en Eu. Là encore, on peut rattacher cet ensemble aux lignées calco-alcalines.

Les différences chimiques sont nettes entre, d'une part, les gneiss du Sapey et métagranites de Costa Cit-

rin, de caractère globalement calco-alcalin, et, d'autre part, les granitoïdes du Mont Pourri et Thyon, datés par Guillot *et al.* (1991) et par Bussy *et al.* (1996) autour de 500 Ma et témoins d'un contexte anorogénique (granitoïdes de type A). Le caractère calco-alcalin du magmatisme intrusif dans le Houiller (Piantone 1980) ou le Permien (Thélin, 1983; Schade, 1983) avait jusqu'ici été considéré comme un argument en faveur d'un âge permo-carbonifère pour les gneiss du Sapey ou le granite de Costa Citrin.

RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES

Les données géochronologiques nouvelles (Tableau II) ont été obtenues par la méthode U-Pb sur zircon sur de petites fractions (voir revue dans Heaman & Parrish, 1991). Les fractions sont de 30 à 50 grains (toujours

Tableau II. – Données isotopiques U et Pb. Abréviations: ab = fraction abrasée; nab = non abrasée; Nm = non magnétique; Dm = diamagnétique; auto = automorphe; sub-auto = subautomorphe; aig = aiguilles; multif = prisme < pyramide. Les erreurs en 2 σ sont indiquées entre parenthèses; les erreurs sur les âges sont indiquées à 2 σ; les erreurs sur les rapports sont indiqués en %. Le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb est celui de l'aliquote non spikée. L'erreur sur ce rapport a été doublée. Les blancs de Pb moyens mesurés au cours des analyses sont de 20 à 87 pg; les blancs de U n'ont pas été mesurés. Les rapports calculés ont été corrigés du plomb commun selon Stacey & Kramers (1975), du blanc de Pb et de la discrimination de masse.

Table II. – U-Pb isotopic data. Abbreviations: ab = abraded; nab = not abraded; Nm = non magnetic; Dm = diamagnetic; auto = euhedral; sub-auto = subhedral; aig = needles; multif = multifaceted. Errors on ratios (% shown in brackets) and on ages are indicated at 2 σ. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio correspond to the unspiked aliquot, the error on this ratio has been doubled. Average measured Pb blanks are about 20-87 pg. U blanks were not measured. Calculated ratios are corrected for common Pb according to Stacey & Kramers (1975), for Pb blanks and for mass discrimination.

Magnétisme		Caractéristiques	Poids U	Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Cor	Age R8	Age R5	Age 7/6	
			mg	ppm	ppm	2σ	2σ	2σ					
G94 004 - Modane Fourneauux													
A1	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, ro, limp	0,05	369	18	168(0,43)	0,03249(1,87)	0,36151(2,87)	0,08071(1,12)	0,98	206,1±3,8	313,3±7,7	1214±22
A2	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, br, limp	0,11	437	55	685(0,29)	0,08559(0,48)	0,91526(0,68)	0,07755(0,21)	0,99	529,4±2,4	659,9±3,3	1136±4
A3	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, br, op	0,11	795	71	739(0,54)	0,07347(0,38)	0,73015(0,63)	0,07207(0,3)	0,97	457,0±1,7	556,6±2,7	988±6
A5	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 3/1 auto, br, transl	0,04	620	74	199(0,9)	0,09368(1,05)	1,24711(2,45)	0,09655(1,59)	0,89	577,3±5,8	822,1±13,7	1558±29
B1	Nm 1° 3,5 A	nab, prismes 3/1 auto limp	0,22	486	41	464(0,73)	0,07116(0,39)	0,74359(0,96)	0,07579(0,63)	0,9	443,1±1,7	564,5±4,1	1090±12
B2	Nm 1° 3,5 A	nab multif, auto, ro, limp	0,13	573	82	156(0,65)	0,0825(0,82)	0,92892(2,14)	0,08166(1,49)	0,86	511,0±4	667,1±10,4	1237±29
ZH 94-2 - Téléferique de Pécelot													
B3	Nm 1° 3 A	ab, multif, sub-auto, br, co	0,12	384	39	2279(0,31)	0,10004(0,17)	1,09841(0,3)	0,07963(0,14)	0,99	614,6±1	752,6±1,6	1188±3
C1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 3/1 auto, ro, iimp	0,08	668	49	1856(1,5)	0,07344(0,17)	0,66129(0,46)	0,06530(0,32)	0,88	456,9±0,7	515,4±1,9	784±7
C2	Nm 1° 3 A	nab, prismes 3/1 auto, ro, limp	0,17	330	24	1987(1,64)	0,07218(0,16)	0,6317(0,44)	0,06347(0,31)	0,87	449,3±0,7	497,2±1,7	724±8
C3	Nm 1° 3 A	nab, prismes 2/1 auto, ro, limp, co	0,15	492	44	4026(0,16)	0,0877(0,15)	0,88421(0,25)	0,07312(0,1)	0,99	541,9±0,8	643,3±1,2	1017±3
ZH 95-32 - Nancroix													
A1	Nm 3° 3 A	ab, prismes 4/1 auto, limp, incol	0,1	425	37	1419(1,56)	0,08457(0,2)	0,96476(0,49)	0,08274(0,32)	0,88	523,3±1	685,8±2,4	1263±7
A2	Nm 3° 3 A	ab, prismes 2/1 auto, limp, ro,	0,32	581	47	1695(0,71)	0,08207(0,12)	0,78604(0,29)	0,06947(0,19)	0,92	508,5±0,6	588,9±1,3	912±4
B2	Nm 3° 3 A	nab, prismes 3/1 auto, limp, ro	0,13	396	36	1591(0,15)	0,09217(0,16)	0,92741(0,27)	0,07298(0,12)	0,98	568,3±0,9	666,3±1,3	1013±3
C2	Nm 3° 3 A	nab, prismes 2/1 auto, limp, incol	0,22	702	49	1142(1,05)	0,07107(0,16)	0,6144(0,49)	0,0627(0,37)	0,84	442,6±0,7	486,3±1,9	698±8
Ci 20 - Costa Citrin (Punta Valetta)													
A 2	Dm 3A	nab, aig, limp, ro,	0,32	421	17	178(0,62)	0,02837(0,77)	0,20656(2,54)	0,0528(1,91)	0,85	180,4±1,4	190,7±4,4	320±43
A' 6	M 1° 3 A	ab, aig, auto, transl, ro,	0,25	528	22	567(0,16)	0,04(0,2)	0,29162(0,49)	0,05288(0,31)	0,96	252,8±0,5	259,8±1,1	323±7
B1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 4/1 auto, transl, ro	0,19	451	42	131(0,32)	0,05311(0,82)	0,38761(2,42)	0,05293(1,72)	0,9	333,6±2,7	332,6±6,9	326±38
B 7	Nm 1° 3 A	nab prismes 2/1 auto, limp, ro	0,17	957	42	199(0,53)	0,02964(0,39)	0,21557(2,07)	0,05275(1,79)	0,76	188,3±0,7	198,2±3,7	318±40
B 7-1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 3/1 auto, transl, ro	0,19	930	36	598(0,53)	0,035(0,22)	0,25531(0,72)	0,05291(0,54)	0,88	221,7±0,5	230,9±1,5	325±12
Ci 25 - Costa Citrin (Saint Léonard)													
B1	M 1° 3,5 A	ab, prismes 3/1, ro-v, transl	0,14	1305	48	1124(0,25)	0,03729(0,14)	0,27149(0,3)	0,05289(0,17)	0,96	235,3±0,3	243,9±0,7	324±4
B2	M 1° 3,5 A	nab, pal, ro-v, transl	0,11	1118	54	610(0,29)	0,04917(0,14)	0,35826(0,46)	0,05284(0,34)	0,89	309,4±0,4	310,9±1,2	322±8
C1	M 1° 3,5 A	ab, prismes 3/1, ro-v, transl	0,09	1642	64	765(0,29)	0,03882(0,17)	0,28301(0,43)	0,05287(0,28)	0,94	245,5±0,4	253±1	323±7
C2	M 1° 3,5 A	nab, pal, ro-v, limp	0,08	923	40	466(0,3)	0,04365(0,15)	0,31866(0,53)	0,05295(0,41)	0,85	275,4±0,4	280,9±1,3	325±11

Les labels des fractions analysées correspondent à la granulométrie: A = >150µm; B = 150-100µm; C = 100-75µm.

inférieures à 0,5 mg) et homogènes (granulométrie, magnétisme et caractéristiques morphologiques). Certaines de ces fractions ont été abrasées à l'air (Krogh 1982). La procédure suivante a été utilisée: – lavage des zircons à HNO₃ 3N dilué, – digestion en bombes Teflon (HF concentré) à 240°C (Parrish 1987), – reprise en HCl 3N en bombe à 180°C. Deux aliquotes ont été séparées, l'une d'elle additionnée d'un traceur mixte ²³⁵U-²⁰⁸Pb, et éluées séparément sur résine anionique en milieu chlorhydrique (Krogh, 1973). Les blancs de plomb, contrôlés lors de l'attaque de chaque série de sept fractions, ont varié pendant la durée de cette étude de 27 pg à 80 pg. Les deux aliquotes de Pb et l'U ont été analysés séparément sur un spectromètre de masse Cameca 206 (filament de rhénium, silicagel et acide phosphorique pour le plomb, l'uranium étant analysé sous la forme de UO₂ sur filament de tungstène). Le calcul des marges d'erreur, toujours données à 2 σ tient compte des incertitudes sur les rapports mesurés (plomb commun – blanc et correction selon Stacey et Kramers (1975) et de la discrimination de masse évaluée pour chaque série de sept fractions

en analysant un standard (NBS 983). Les rapports ont été calculés et corrigés en adoptant, pour tenir compte à titre conservatoire du fait que toutes les mesures ont été réalisées avec un multiplicateur d'électrons, une valeur de l'erreur sur le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb double de celle mesurée. Les droites de régression ont été calculées et dessinées en utilisant le programme Isoplot (Ludwig, 1987) adapté pour MacIntosh par Nemchin *et al.* (1994).

Les gneiss du Sapey

Les trois échantillons analysés correspondent à des faciès différents, tous supposés d'origine magmatique, et proviennent de secteurs bien distincts (voir Figure 1 et annexe pour localisation et composition pétrographique):

G94 004 (Modane)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes en prismes trapus (rapports L/l de 2 à 3), bipyramidés, de

teinte rosée à brun clair, parfois presque opaques. Une typologie sommaire selon la méthode de Pupin (1980) a permis de reconnaître surtout des types S3-S5, S6-S8, S11 et S22-J2, compatibles avec le caractère calco-alcalin suggéré par les données chimiques. Au MEB les zircons très automorphes montrent un fin zonage de type magmatique (Figure 5 a, b, c). Des cœurs partiellement recristallisés sont souvent présents; ils montrent une structure nébulitique caractéristique d'une recristallisation secondaire et on y observe parfois des noyaux multiples. Certains grains allongés présentent en outre une recristallisation spongieuse du cœur, apparaissant très claire au MEB en mode rétrodiffusé et plus riche en U avec de multiples inclusions d'uranothorianite, de xénotime et de monazite. On observe aussi des inclusions polycristallines à quartz et biotite ainsi qu'un minéral silicaté alumineux très riche en Fe. Certaines fractures sont cicatrisées par du quartz et du sphène, résultat possible de recristallisations d'âge alpin.

Six fractions de zircon ont été analysées, dont quatre ont été abrasées (Tableau II et Figure 6a); toutes sont de granulométrie > 100 μm . La fraction A1, très discordante, indique une perte de plomb récente. Les points ne sont pas alignés et sont disposés en discordance inverse. Les teneurs en U et Pb* sont respectivement de 400-800 ppm et de 18-80 ppm, sans relation claire avec la morphologie. Aucune droite de régression ne peut être proposée. Si on admet une évolution multi-épisode, comportant une perte en plomb d'âge alpin ou plus récent, une importante composante héritée d'âge précambrien doit être envisagée.

ZH 94-2 (Téléphérique de Pécellet-Funitel)

Les zircons sont subautomorphes mais des grains automorphes ont été observés. Ce sont des prismes trapus (rapports L/l de 2 à 3), bipyramidés, de teinte rosée à brune, translucides à presque opaques. Bien que peu de grains soient facilement indexables, une typologie sommaire indique une prédominance des termes S2-S3, S6-S7 et L2-L5. Ils montrent presque toujours des cœurs bien visible au microscope. Une telle typologie confirme le caractère calco-alcalin proposé plus haut. Examinés au MEB (électrons rétrodiffusés), la plupart des zircons de cet échantillon montrent des faces et des angles arrondis, indice d'une corrosion (Figure 5 d). Les grains courts apparaissent multifacés voire arrondis. On observe assez systématiquement une zonation régulière en périphérie, peu contrastée, de type magmatique automorphe, mais tronquée par les bordures de grains, et un cœur nébuleux bien individualisé. Certains grains présentent une altération blanchâtre, non spongieuse, disposée en couronne à la limite entre cœur et périphérie. On observe des inclusions d'apatite, de feldspath potassique et d'allanite. Ces zircons présentent donc un caractère magmatique très net, avec un héritage plus ancien, modifié par une corrosion des grains qui peut être le résultat d'une déformation intense.

Quatre fractions de zircon ont été analysées dont trois sont de granulométrie inférieure à 100 μm ; deux d'entre elles ont été abrasées (Tableau II et Figure 6b). Les trois fractions les plus fines (< 100 μm) sont les plus discordantes, qu'elles aient été abrasées ou non. Les teneurs en U et Pb* varient respectivement de 330 à 668 ppm et de 24 à 50 ppm. Les zircons en prismes courts sont les plus pauvres en U. Les quatre points sont très mal alignés et définissent une discordia inverse dont l'intercept inférieur est à 396 ± 38 Ma et l'intercept supérieur est voisin de 1775 Ma. L'âge fourni par l'intercept inférieur, très imprécis, peut être interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place du protolithe anté-alpin.

ZH 95-32 (Nancroix)

La morphologie des zircons est assez homogène. Ce sont des prismes bipyramidés, automorphes et incolores dont les rapports L/l varient de 4 à 2. Une analyse typologique sommaire montre la prédominance des types S20, S23, S24, S25, P4, P5 et J3 à J5, qui indiqueraient selon la grille de Pupin (1980) un caractère "alcalin" de haute température. Au MEB, en mode "électrons rétrodiffusés", des cœurs arrondis, à structure interne parfois complexe, sont ceinturés par une large zone externe finement et régulièrement zonée, parfaitement automorphe (Figure 5 e, f, g). Pour certains grains, la partie centrale est partiellement métamicté et à structure spongieuse. Typologie et observations au MEB confirment l'origine magmatique des zircons et donc de la roche encaissante. La typologie des zircons n'est cependant pas en accord avec la tendance calco-alcaline suggérée par les Terres rares.

Quatre fractions de zircon ont été analysées dont les granulométries vont de >150 μm à 75 μm (Tableau II et Figure 6c). Les teneurs en U et Pb sont du même ordre que celles de l'échantillon de Pécellet (de 425 à 702 ppm d'U et de 36 à 50 ppm de Pb*) mais dans ce cas, ce sont les zircons courts qui sont les plus riches en U. Seules trois des fractions analysées sont médiocrement alignées, la quatrième fraction étant située nettement en dessous de la droite de référence dont les intercepts sont situés vers 363 Ma et 1510 Ma. Cette disposition est caractéristique d'une évolution multi-épisode incluant un héritage précambrien et un événement majeur ayant entraîné une réhomogénéisation incomplète d'âge hercynien mal défini.

La Costa Citrin

Deux échantillons ont été datés. L'un (Punta Valetta), correspond à un faciès de bordure très déformé et albitisé du contact sud du massif. L'autre (Saint Léonard) est un faciès massif qui provient du versant nord du massif.

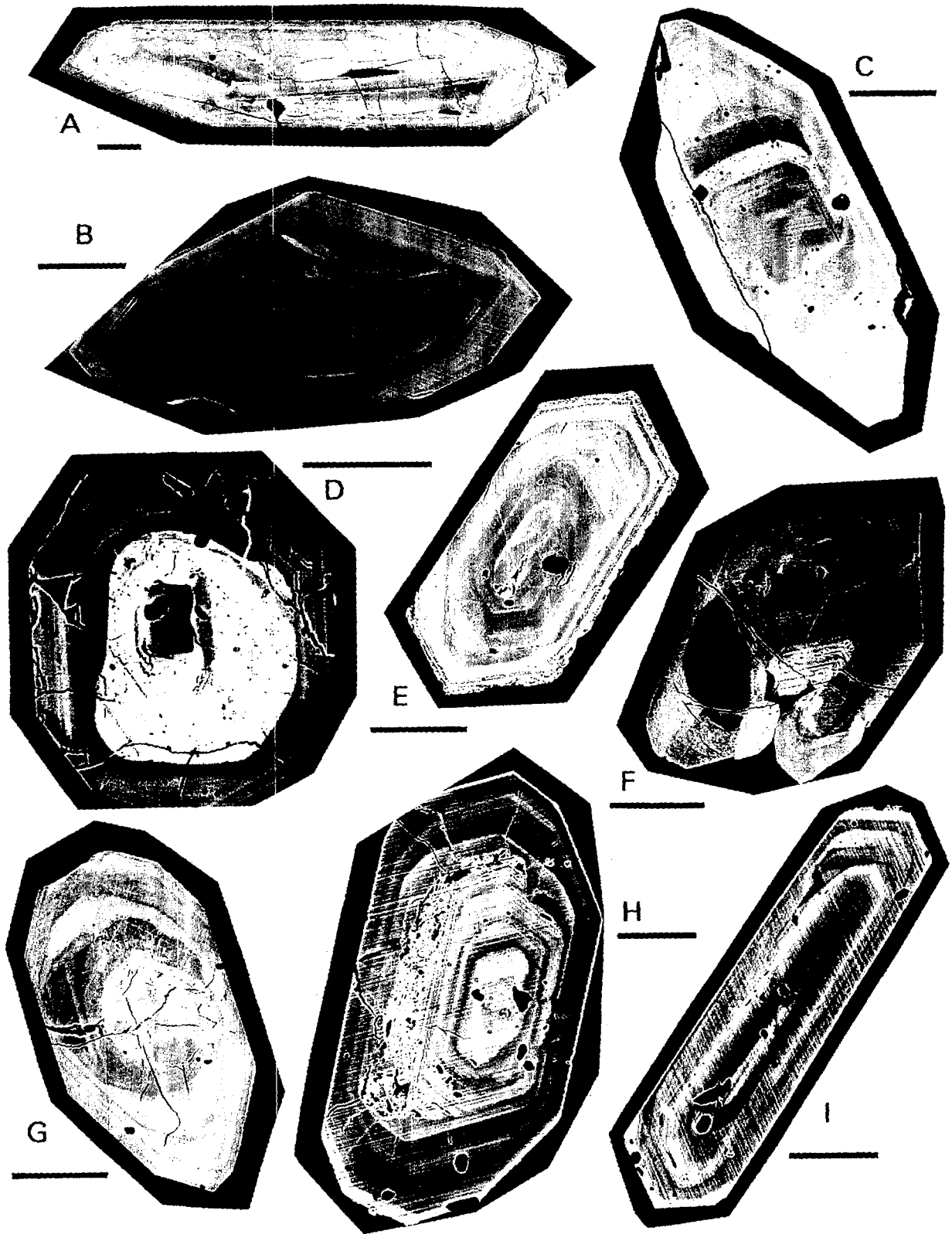


Fig. 5. – **Images de zircons au microscope électronique (MEB, mode électrons rétrodiffusés).** La barre échelle correspond à 50 μm . – *G94 004 Modane*: (A) zircon automorphe à cœur complexe, partiellement recristallisé; la périphérie montre une zonation régulière, de type magmatique, discordante sur la structure du cœur. (B) idem, forme plus trapue, le cœur, nébulitique suggère des noyaux multiples. (C) cœur nébulitique plus riche en U avec anneau piqué de mini-inclusions de quartz, la fissure est colmatée par du quartz spongieux visible en électrons secondaires. – *ZH 94-2 Péclet*: (D) zircon automorphe à périphérie zonée de type magmatique et à cœur nébuleux cerné par une large auréole riche en U; les fissures sont aussi remplies de matériel blanc, plus riche en U. – *ZH 95-32 Nancroix*: (E) zircon automorphe à petit cœur légèrement altéré; la périphérie est régulièrement zonée, de type magmatique sauf l'extrême bord altéré secondairement de manière spongieuse. (F) cœur complexe et croissance magmatique en synneusis. (G) zircon automorphe à zonation magmatique dont le cœur, nébulitique, montre une évolution complexe. – *Ci 20 Costa Citrin*: (H) zircon automorphe à zonation magmatique régulière ne montrant pas de cœur; zone d'altération secondaire spongieuse à quartz, uranothorianite et quelques grains de sulfures. (I) zircon automorphe en aiguille, à zonation magmatique régulière

Fig. 5. – **SEM imaging of zircon grains (back-scattered electrons).** Scale bar corresponds to 50 μm . – *G94 004 Modane*: (A) euhedral zircon grain showing a partly recrystallised, complex core and a regularly zoned outer zone, probably magmatic in origin, unconformable with respect to the structure of the core. (B) a more stubby grain with a core structure suggesting several nuclei. (C) nebulitic core showing a U-rich ring with quartz micro-inclusions; the crack is filled by spongy quartz (observed on secondary electron mode). – *ZH 94-2 Péclet*: (D) euhedral zircon grain showing a zoned magmatic outer zone, a nebulitic core bordered by a wide U-rich ring; cracks are also filled by white U-rich material. – *ZH 95-32 Nancroix*: (E) euhedral zircon grain with a small, partly altered core; the outer zone is regularly zoned (magmatic) except for the very edge which shows a secondary spongy alteration. (F) complex core and synneusis type magmatic growth. (G) euhedral zircon grain with magmatic zoning of the outer zone and complex nebulitic core. – *Ci 20 Costa Citrin*: (H) euhedral zircon grain showing a regular magmatic zoning and an elongated zone of secondary spongy alteration with quartz, uranothorianite and some sulfide inclusions. (I) euhedral zircon needle, showing a typical magmatic zoning.

Ci20 (Punta Valletta)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes et de teinte légèrement rosée. Une analyse typologique selon la méthode de Pupin (1980) montre une répartition bimodale avec un groupe dominé par S18, S17, S13, S19, S12 et S25 (13% des grains indexés pour S18) et un autre avec P2 et P4 (16% pour P2). Cette répartition typologique bimodale indiquerait une origine hybride, de type calco-alcalin pour S18 et une origine mantellique de type alcalin pour P2. Cette disposition suggère plutôt une origine par mélange de magmas qu'une évolution en cours de cristallisation. Au MEB, les zircons allongés (plutôt de type P2) sont faiblement zonés, ne présentent pas de cœur hérité mais sont riches en inclusions, parfois polycristallines, de quartz, feldspath potassique, plagioclase, apatite, sphène (Figure 5 h, i). Ces cristaux ne présentent pas de surcroissance métamorphique. Les zircons trapus sont plus complexes et montrent une zonation irrégulière, surtout au centre des grains. Ils sont riches en inclusions, du même type que celles des zircons allongés mais de la pyrite peut être aussi présente. De plus, leur partie centrale est parfois altérée et poreuse, plus riche en uranium, avec des inclusions d'uranothorianite (résultat d'une démixion secondaire?). Comme les grains allongés, ils ne montrent ni surcroissances métamorphiques ni cœurs hérités évidents.

Les résultats analytiques de cinq fractions sont reportés dans le Tableau II (une sixième fraction, à rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très bas de 41, a été éliminée). Les zircons étudiés au MEB montrent souvent des micro-inclusions de pyrite qui expliquent la part importante de plomb commun (bas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) qui a pu être minimisée par un tri draconien pour les dernières fractions analysées (A6 et B7-1). Les teneurs en U sont voisines de 500 ppm pour les zircons allongés, de 950 ppm pour les zircons plus trapus, les teneurs correspondantes de plomb radiogénique sont comprises entre 17 et 42 ppm. Sur le diagramme concordia (Tableau II et Figure 6d),

les points analytiques sont bien alignés mais les erreurs sont importantes (MSWD = 6) avec un intercept supérieur à 324 ± 17 Ma et un intercept inférieur voisin de 0. La fraction B1 est subconcordante, légèrement au dessus de la concordia, mais son bas rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ introduit une erreur élevée sur l'âge calculé. Il confirme cependant notre interprétation en terme d'âge de mise en place du granite originel.

Ci25 (Saint Léonard)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes. D'une très belle couleur rose violette, ils sont transparents à légèrement troubles. En prismes trapus bipyramidés ou en "palets" plats (face 100), ils se groupent vers les types P3, P4 et S15 de la grille typologique de Pupin (1980) et correspondent à des formes "alcalines". Les images MEB montrent de très nombreuses inclusions polycristallines où les minéraux suivants ont été observés: quartz, apatite, biotite, feldspath potassique, albite, sphène, scheelite et pyrrhotite. Les bords des cristaux ont parfois une allure spongieuse de zones plus claires (micro-inclusions de quartz dans zones plus riches en uranium) qui peut aussi se manifester en position centrale. A part une tendance nébulitique au centre de certains grains avec disparition de la zonation oscillatoire, aucune évidence de cœurs hérités n'a pu être observée. Les teneurs en U varient de 1300 à 1600 ppm pour les prismes trapus, de 900 à 1100 ppm pour les zircons en "palets", les teneurs correspondantes de plomb radiogénique sont comprises entre 40 et 60 ppm. Les fractions non abrasées, correspondant aux formes en "palets" toujours plus limpides, sont les moins discordantes. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont assez bas indiquant une part importante de plomb commun (présence de mini-inclusions de pyrite). Sur le diagramme concordia (Tableau II et Figure 6e), les points analytiques sont bien alignés (MSWD = 0,26) avec un intercept supérieur à 323 ± 8 Ma et un intercept inférieur voisin de 0. La

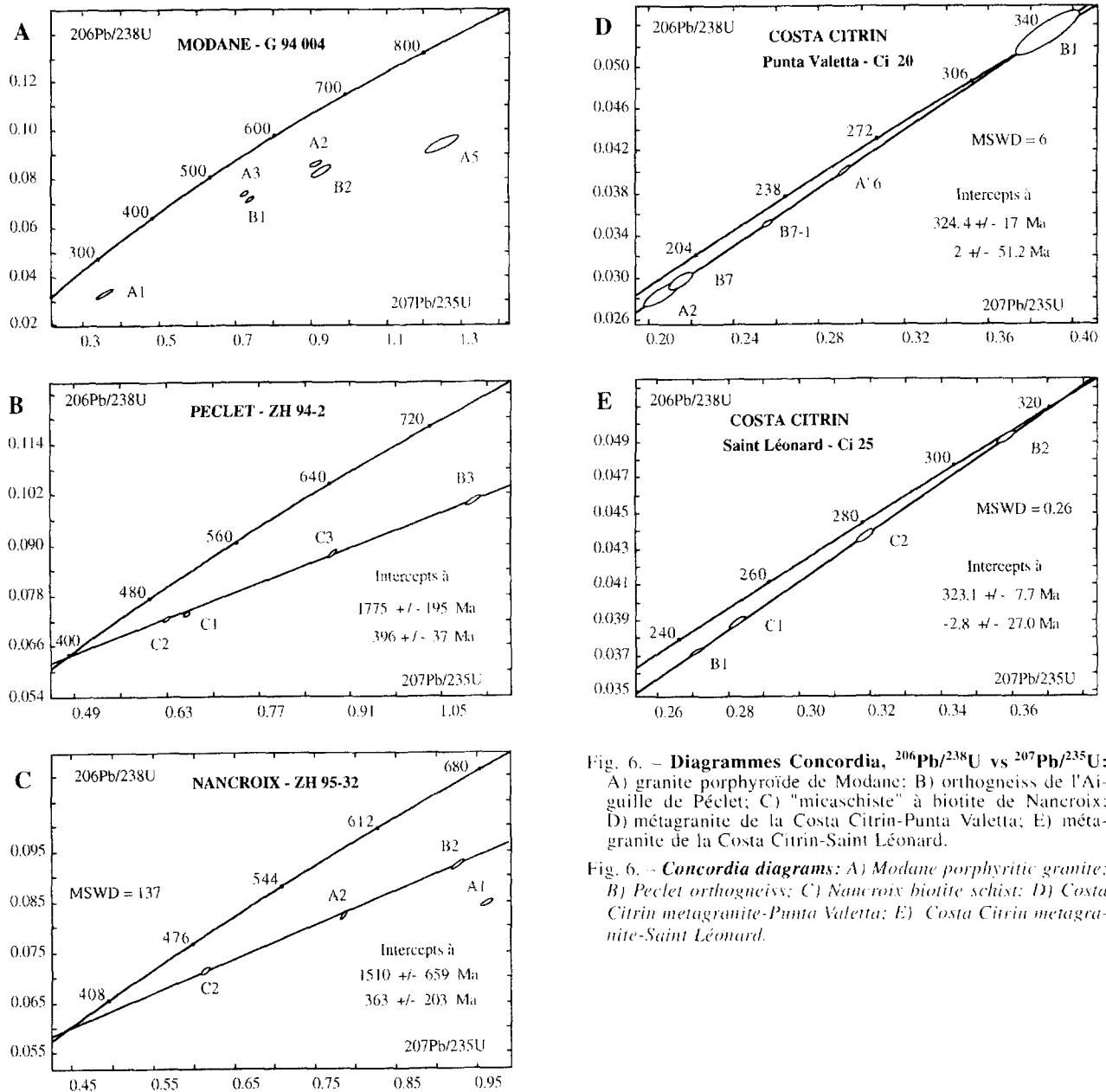


Fig. 6. - **Diagrammes Concordia**, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$: A) granite porphyroïde de Modane; B) orthogneiss de l'Aiguille de Pécllet; C) "micaschiste" à biotite de Nancroix; D) métagranite de la Costa Citrin-Punta Valetta; E) métagranite de la Costa Citrin-Saint Léonard.

Fig. 6. - **Concordia diagrams**: A) Modane porphyritic granite; B) Pecllet orthogneiss; C) Nancroix biotite schist; D) Costa Citrin metagranite-Punta Valetta; E) Costa Citrin metagranite-Saint Léonard.

fraction B2 est subconcordante (3,99% de discordance) et son âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 322 ± 8 Ma. L'âge fourni par l'intercept supérieur est interprété comme représentant l'âge de la mise en place du granite.

DISCUSSION

Les gneiss du Sapey

Des faciès différents provenant de plusieurs affleurements contiennent des zircons dont la typologie et les

caractères généraux indiquent des protolithes magmatiques avant la déformation alpine. Le type calco-alcalin du magmatisme, attesté par la géochimie des deux échantillons analysés, est compatible avec l'héritage décelé dans les zircons, tant visuellement (cœurs observés au MEB) que par les caractéristiques isotopiques, suggérant des magmas d'origine crustale. La typologie "alcaline" des zircons de l'échantillon de Nancroix est tempérée par la présence de cœurs hérités.

Nous n'avons pas obtenu d'âge précis pour les gneiss du Sapey mais nos résultats suggèrent qu'il s'agit de matériel anté-namurien. L'héritage précambrien (inter-

cepts supérieurs confirmés par l'omniprésence de coeurs) semble la règle comme pour le matériel gneissique du massif de l'Aar et du Gothard (Schaltegger, 1993). Bien que les intercepts inférieurs soient peu précis, ils suggèrent un événement magmatique ou métamorphique d'âge minimum plus vieux que 360 Ma, le résultat obtenu pour l'orthogneiss de Pécelet étant le plus fiable. Pour cet orthogneiss, l'âge de la corrosion des zircons, résultat possible d'une déformation intense, ne peut être déterminé – alpin ou hercynien?

Nos données préliminaires suggèrent donc une mise en place hercynienne ou éo-hercynienne, ou même anti-hercynienne car des pertes de plomb d'âge alpin ne peuvent être exclues compte tenu des mauvais alignements et des points très discordants observés. Elles ne permettent donc pas de confirmer ou d'infirmer l'absence ou du moins la faible intensité des déformations et du métamorphisme au Paléozoïque supérieur dans le domaine briançonnais suggérée par certains auteurs (Guillot, 1987; Guillot *et al.*, 1986; Desmons & Fabre, 1988; Guillot *et al.*, 1993). Compte tenu des héritages observés, les âges approximatifs obtenus sont dans la fourchette des âges hercyniens s.l. mais semblent exclure un âge permien, en accord avec les observations géologiques. Il est intéressant de rapprocher nos âges de ceux de 340-360 Ma obtenus par la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ sur le massif d'Ambin plus interne (Monié, 1990). Il est clair par ailleurs que dans le cas d'évolution complexe poly-orogénique (traduit par les structures internes des grains de zircon – Figure 5), la méthode conventionnelle sur fractions multigrains n'est pas adaptée. Par contre, l'observation dans les zircons de larges surcroissances zonées et automorphes d'origine magmatique permet d'espérer qu'une approche ponctuelle, à la sonde ionique, pourra permettre de préciser l'histoire des gneiss du Sapey.

Nos résultats sont donc trop imprécis pour confirmer l'exotisme du domaine Briançonnais par rapport au domaine dauphinois-helvétique, marge européenne s.s., tel que proposé par Stampfli (1993). Cependant, des âges cambriens ont été obtenus pour quelques méta-granitoïdes du domaine pennique: granophyres du Mont Pourri à 507 Ma (Guillot *et al.*, 1991); orthogneiss de Thyon à 500 Ma (Bussy *et al.*, 1995, 1996). Ces âges semblent indiquer en effet que les spectres d'âges sont très différents de part et d'autre du Front Pennique. A la même période où se développaient dans les régions du Mont Blanc et de l'Aar-Gothard – domaine externe – les épisodes plutoniques majeurs datés de 305 Ma et 295 Ma (Schaltegger, 1993; Bussy *et al.*, 1989; Bussy, 1995; Sergeev *et al.*, 1995) ainsi que de petits bassins carbonifères (Schaltegger & Corfu, 1995), un grand bassin détritique débutant au Namurien et alimenté du SSW, puis localement du SSE au Stéphanien (Mercier & Beaudoin, 1987) fonctionnait dans la ZHB. Cependant, selon ces derniers auteurs, la séquence supérieure d'âge stéphanien moyen serait discordante sur les termes plus anciens et la lacune correspondante pourrait souligner

l'épisode magmatique signalé plus haut. Il faut ajouter, en faveur d'un possible exotisme du domaine pennique, que pour les socles plus internes (Grand Paradis et Dora Maira) les premières datations de zircons (Tilton *et al.*, 1991; Bussy & Cadoppi, 1996) ont fourni des âges tardi-hercyniens, voisins de ceux obtenus pour le Cristallin externe (Mont Blanc). De telles différences des spectres d'âges ne peuvent être expliquées que par l'appartenance à des domaines paléogéographiques très différents, correspondant, au Paléozoïque, soit à des segments distincts de la chaîne hercynienne soit à des niveaux structuraux très différents. Il faut bien souligner que les datations disponibles concernent des protolithes issus de niveaux structuraux hétéroclites, résultat d'une géométrie de nappes (?) hercynienne encore inconnue, que les distensions de la fin du Paléozoïque et l'orogène alpin ont chacun contribué à juxtaposer: supracrustal (granophyres hypovolcaniques du Mont Pourri, Guillot *et al.*, 1991), croûte moyenne (gneiss de Pécelet, micaschistes de Nancroix et du Mont Mort daté à 330 Ma – Bussy *et al.*, 1996), infracrustal dans la zone d'Ivrée, base de croûte active à l'arrière du domaine pennique, entre 296 et 261 Ma (Vavra *et al.*, 1996). La variété des âges obtenus est ainsi explicable, leur faible nombre gênant encore les reconstitutions.

Le granite de la Costa Citrin et l'événement viséen-namurien

Le granite de la Costa Citrin (324 ± 17 Ma et 323 ± 8 Ma) est d'âge viséen à namurien. Certes, pour que la signification géologique de cet âge soit claire, des observations plus précises sur les relations structurales entre le complexe volcano-plutonique et les sédiments houillers sont nécessaires. Notre hypothèse d'un magmatisme synsédimentaire obligerait, si elle s'avérait exacte, à revoir l'âge des sédiments houillers encaissants. C'est déjà ce qui a été proposé dans une note récente (Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995) qui reconnaît un âge namurien plutôt que westphalien (proposé dans les travaux antérieurs – ref. in Fabre, 1961) pour une part importante des formations de la ZHB.

Un épisode magmatique d'âge viséen, daté de 335 Ma est décrit dans les massifs externes. Il consiste en un plutonisme extensionnel, daté dans l'Aar-Gothard (Schaltegger & Corfu, 1992; Sergeev *et al.*, 1995) ou est localement associé à des formations volcaniques acides (Schaltegger & Corfu, 1995). De type magnésien dans les Sept Laux, la Lauzière et Saint Colomban les Villards, il accompagne une tectonique transpressive en décrochement (Debon *et al.*, 1994; Guillot & Pêcher, 1995; Debon *et al.*, soumis). Il en est de même dans les Vosges et la Forêt Noire (Schaltegger, 1996; Schaltegger *et al.*, 1996). Deux interprétations ont été proposées pour cet épisode plutonique et volcanique, clairement associé à une phase tectonique majeure:

1) Il serait en relation avec une subduction tardi-hercynienne, d'âge viséen, qui se serait développée en bordure d'une paléo-Téthys, marge sud-orientale de la chaîne hercynienne (Finger & Steyrer, 1990; Schaltegger & Corfu, 1992). Une telle possibilité ne peut être exclue compte tenu des reconstitutions paléogéographiques (Figure 7) proposées par Ziegler (1993). Une origine orogénique de ce bassin est suggérée par le cachet calco-alcalin des granitoïdes de la Costa Citrin et par les caractéristiques "andines" des diorites permo-carbonifères de la région de Briançon (Piantone, 1980; Caby et Vatin-Pérignon, communication orale). Elle est plus difficile à justifier si on admet (Stampfli, 1993) un exotisme latéral important d'un bloc Briançonnais-Corse-Sardaigne déplacé pendant le Mésozoïque, hypothèse à rapprocher aussi de grands décrochements responsables de la formation du domaine sub-briançonnais (Ricou, 1980; Ricou & Siddans, 1986). Il faudrait, dans ce cas, mieux établir l'origine allochtone, peut-être ibérique, d'une partie des socles briançonnais (Figure 7).

2) En se fondant sur l'existence d'un volcanisme acide de cet âge dans le cristallin externe suisse, Schaltegger et Corfu (1995) proposent l'existence d'un important épisode extensif, de type Basin and Range. Ces auteurs définissent deux épisodes successifs d'extension ou de transtension tardi-hercynienne dans les massifs de l'Aar et du Gothard, accompagnés d'une activité magmatique. Le plus ancien est daté à 333 ± 2 Ma, le plus jeune comporte des rhyolites et des ignimbrites est datées entre 303 et 300 Ma. Pour les formations viséennes le caractère calco-alcalin à subalcalin n'est donc pas nécessairement à relier à une subduction comme cela a été proposé par Finger et Steyrer (1990).

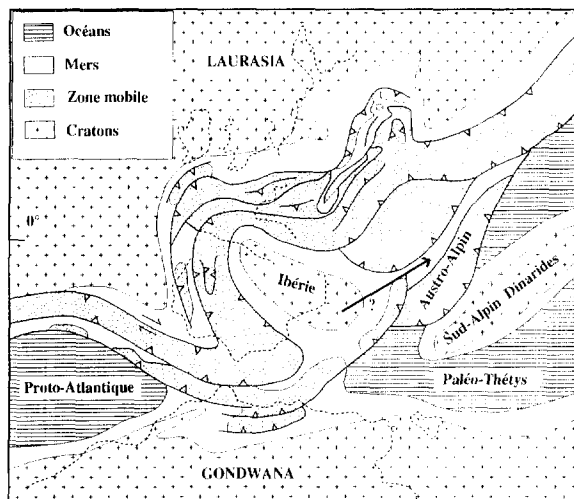


Fig. 7. – Paléogéographie du Viséen (d'après Ziegler, 1993).
 Fig. 7. – Visean palaeogeography (from Ziegler, 1993).

L'hypothèse d'un fonctionnement précoce en extension, antérieur à 330 Ma, de la partie Grand St Bernard-Briançonnais de la chaîne hercynienne (Schaltegger & Corfu, 1995), est confortée par l'existence d'un âge sur monazite à 330 ± 2 Ma (Bussy *et al.*, 1996), obtenu pour un paragneiss de l'unité du Mont Mort (domaine du Grand St Bernard) et par les âges argon à 340-360 Ma des muscovites d'Ambin (Monié 1990). L'âge de 330 Ma du Mont Mort peut être en effet interprété comme représentant un pic de métamorphisme ayant affecté un socle de type Grand St Bernard. La similitude de cet âge avec celui de la Costa Citrin, compte tenu des marges d'erreur, est troublante. Elle pourrait indiquer que certaines unités de socle étaient en cours de dénudation et thermiquement actives à la même époque où s'initiait le bassin de la ZHB. On retrouverait ainsi, 30 Ma plus tôt, le même type de relations que dans le cas de l'effondrement tardi-orogénique stéphanien dans le Massif Central (références in Faure, 1996), hypothèse proposée pour l'Aar et pour les Vosges du Sud (Schaltegger & Corfu, 1995; Schaltegger *et al.*, 1996). Cette hypothèse est donc maintenant à tester par des datations systématiques des socles à matériel ortho-dérivé du domaine Briançonnais-Grand Saint Bernard (Ruitor, Vanoise, Cogne, Grand St-Bernard).

CONCLUSIONS

Les observations de terrain montrent que les gneiss du Sapey peuvent constituer le socle de la ZHB. La discordance du Mont du Vallon, s'il est possible de déterminer l'âge stratigraphique précis des formations discordantes en est un indice. Cela implique que l'évolution tectono-métamorphique hercynienne du domaine pennique était terminée avant le dépôt des formations (ou d'une partie des) formations carbonifères de la ZHB. Cela est confirmé par l'âge viséen de 323 Ma du granite de la Costa Citrin, apparemment situé dans la partie basale du bassin.

Les résultats géochronologiques obtenus pour les granitoïdes de l'unité des gneiss du Sapey, bien que préliminaires et imprécis, semblent exclure l'existence d'événements tardi-hercyniens dans cette unité, ce qui est logique si la ZHB et ses formations namuriennes à stéphanien datées sont discordantes sur un socle déjà stabilisé.

Contrairement aux massifs cristallins externes et aux nappes cristallines les plus internes, les socles des nappes penniques supérieures semblent donc avoir échappé à l'évolution métamorphique et magmatique post-viséenne. Mais ce n'est que lorsque le "désert géochronologique" du cristallin interne de la partie franco-italienne des Alpes sera exploré (voir l'état des lieux proposé par Hunziker *et al.*, 1992) qu'une comparaison sérieuse pourra être tentée entre domaines externes et internes pour comprendre la face cachée de la chaîne

hercynienne d'Europe et les modalités de sa reprise dans l'orogène alpin.

Remerciements

Ce travail a été réalisé en parallèle avec la thèse de L. Aillères. Nous remercions la SETAM de Val Thorens (J.F. Piard) pour l'aide ascensionnelle sur le terrain, la SNCF (P. Lacombe) qui nous a permis d'observer et d'échantillonner les forages de reconnaissance de Modane, le Parc National de la Vanoise (J.P. Martinod) pour l'autorisation d'échantillonner, A.A. Nemchin & R.T. Pidgeon pour la communication de leur logiciel Appleplot, A. Kohler pour son aide efficace au MEB ainsi que Gabriel Bertrand et Cécile Duboz, nos fidèles assistants géologues. Nous remercions aussi J. Desmons pour sa lecture critique d'une première version de cette note ainsi que les deux lecteurs anonymes de la revue. Contribution CRPG N° 1263.

*Note reçue le 14/11/1996
acceptée le 06/04/1997*

ANNEXE

Description des échantillons étudiés

Echantillon G94 004

Origine: éboulis sous la falaise de la Teppe des Fourmis, 250 m au NNW du cimetière de Fourneaux (N 45° 11' 40", E 06° 38' 35", altitude 1100m). Il s'agit d'un granite porphyroïde, à matrice subéquante à grain millimétrique (qz-biot-feldsp) et à feldspaths potassiques subautomorphes centimétriques blancs. Le cœur des feldspaths est composé d'albite maclée en échiquier à taches de calcite et altérations sériciteuse. Leur couronne externe est formée de zones concentriques plus sériciteuses que le cœur. Le quartz est globulaire de teinte bleu-noir et la roche contient en outre de la muscovite, de la biotite chloritisée à taches d'oxydes, ± épidote, apatite, zircon, rutile, sphène (± leucoxène), calcite. La foliation alpine est presque imperceptible, même en lame mince (filets discrets de chlorite-séricite-quartz). On ne peut exclure que ce granite soit l'équivalent non déformé des gneiss oillés voisins, qui ont un chimisme analogue (Thélin, 1983).

Echantillon ZH 94-2

Origine: éboulis situé sous la crête de l'Aiguille de Pécllet, près de l'arrivée du téléphérique (N 45° 17' 27", E 06° 36' 55", altitude 2900 m). C'est un métagranitoïde très schistosé, de couleur vert sombre à texture protomylonitique. On y reconnaît cependant des clastes pluricentimétriques de feldspath potassique perthitique, du quartz complètement recristallisé, de la muscovite anté-cinématique ainsi que des filons méta-aplitiques déformés. La biotite est complètement chloritisée avec exsolution de sphène et d'hématite. Du stilpnomélane en rosettes se développe dans les amas chloriteux ainsi que de la calcite dans les zones sériciteuses (ex plagioclase?). Les minéraux accessoires sont de grosses apatites et des zircons fracturés.

Echantillon ZH 95-32

Origine: affleurement isolé en forêt (Craxe du Moulin, piste de Nancroix aux Bauches - N 45° 32' 04", E 06° 45' 26", altitude 1500m). C'est une roche sombre, foliée mais massive, à biotite visible à l'œil nu et texture micro-clastique. Elle contient de grandes biotites reliques, remplacées en grande partie par un assemblage de fines néobiotites plus claires, de séricite et de chlorite, de sphène et de leucoxène. Quelques clastes de feldspath potassique albitisés en damier et cernés d'albite sont aussi présents. La matrice sériciteuse peut représenter d'anciens plagioclases, sa texture en résille et la présence de rubans plissés de quartz suggèrent deux phases de déformation plastique. Apatite et zircon sont fracturés, les zircons ne dépassent que rarement une taille de 100 µm.

Echantillon Ci 20 (Costa Citrin, Punta Valetta)

Origine: éboulis à très gros blocs situé sur le versant sud de l'arête ouest de la Punta Valetta, au dessus du Lago di Dziuole (N 45° 48' 12", E 07° 07' 37", altitude 2560 m). C'est une roche blanche, très foliée, entièrement recristallisée avec un grain moyen à fin, à l'exception de quartz globulaires subcentimétriques. La matrice est formée de phengite, de quartz et d'albite. Des amas de phengite, biotite, sphène et accessoirement actinote peuvent représenter d'anciennes biotites magmatiques. Les minéraux accessoires sont: zircon, sphène, apatite, et une épidote pléochroïque rouge.

Echantillon Ci 25 (Costa Citrin, Saint Léonard)

Origine: éboulis en versant nord de la Punta Valetta, rio Artereva (N 45° 49' 03", E 07° 09' 55", altitude 1570 m). C'est une roche grise massive à grain pluri-millimétrique. La foliation est peu nette sur l'échantillon et en lame mince malgré une faible fabrique linéaire. Le quartz, globulaire, est recristallisé en grains submillimétriques. Les feldspaths sont des microclines perthitiques et des amas d'albite et d'épidote (plagioclase recristallisé). De grandes biotites, soulignées par les aiguilles de rutile maclées sagénite, sont remplacées par de petites néobiotites brun verdâtre et de la muscovite qui sont présentes aussi en petits cristaux intergranulaires dans la matrice de quartz et d'albite recristallisés. Zircon et sphène constituent les minéraux accessoires.

REFERENCES

- AILLÈRES L. (1996). – Structure et cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. *Thèse, Université de Nancy*, 136 p. et annexes.
- AILLÈRES L., BERTRAND J.M., MACAUDIÈRE J. & CHAMPENOIS M. (1994). – Interpretation of seismic data using finite strain in the Zone Houillère Briançonnaise (French Alps). *Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali, Sondrio, A. Montrasio & E. Sciesa eds. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternari*, **2**, 19-24.
- AILLÈRES L., BERTRAND J.M., MACAUDIÈRE J. & CHAMPENOIS M. (1995). – Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **321**, **II**, 247-254.
- BAUDIN T. (1987). – Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. *Thèse, Université de Grenoble*, 259 p. et annexes.

- BERTRAND J.M., AILLÈRES L., GASQUET D. & MACAUDIÈRE J. (1996). – The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 297-320.
- BOCQUET (DESMONS) J. (1974). – Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278 D**, 2601-2604.
- BROUSMICHE-DELCAMBRE C., MERCIER D. & COQUEL R. (1995). – Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au Sud de Briançon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, **II**, 335-340.
- BUSSY F. (1995). – Une revue des âges radiométriques de mise en place de magmatites dans les Massifs Cristallins Externes des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. In : *Magmatismes dans le SE de la France*. Réunion Société géologique de France, Nice, résumé p. 20.
- BUSSY F. & CADOPPI P. (1996). – U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* **76**, 217-233.
- BUSSY F., DERRON M.H., JACQUOD J., SARTORI M. & THÉLIN P. (1995). – The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Eur. J. Min.* **8**, 565-575.
- BUSSY F., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996). – U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* **76**, 81-84.
- BUSSY F., SCHALTEGGER U. & MARRO C. (1989). – The age of the Mont Blanc granite (western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* **69**, 3-13.
- CABY R. (1964). – Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut Val de Suse). *Travaux du Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Grenoble*, **40**, 131-186.
- CABY R. (1974). – Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géologie Alpine*, **50**, 39-44.
- CABY R. (1992). – Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, **II**, 1517-1523.
- CABY R. (1996). – Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae geol. Helv.* **89**, 229-267.
- DEBELMAS J. & RAMPNOUX J.P. (1995). – Géologie de la Vanoise, notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise et de sa zone périphérique (Savoie). *Travaux scientifiques du Parc national de la Vanoise*, **19**, 1-64.
- DEBELMAS J., DESMONS J., ELLENBERGER F., GOFFÉ B., FABRE J., JAILLARD E. & PACHOUD A. (1989). Notice explicative de la feuille Modane. *Carte géologique de la France (1/50.000)*, BRGM Orléans, n° **775**, 53 p.
- DEBELMAS J., CABY R., ANTOINE P., ELTER G., ELTER P., GOVI M., FABRE J., BAUDIN T., MARION R., JAILLARD E. & GUILLOT F. (1991). Notice explicative de la feuille Sainte-Foy-Tarentaise. *Carte géologique de la France (1/50000)*, BRGM Orléans, n° **728**, 43 p.
- DEBON F. & LE FORT P. (1983). – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* **73**, 135-149.
- DEBON F., COCHERIE A., MÉNOT R.P., VIVIER G. & BARFÉTY J.C. (1994). – Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes: l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, **II**, 1497-1504.
- DEBON F., GUERROT C., MENOT R.P., VIVIER G. & COCHERIE A. (soumis). – Late Variscan granites of the Belledonne Massif (French western Alps): a lower Viséan magnesian plutonism. Soumis à *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*
- DESMONS J. & FABRE J. (1988). – Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France). *Géologie Alpine*, **64**, 13-26
- DESMONS J. & MERCIER D. (1993). – Passing through the Briançon Zone. In "Pre-Mesozoic Geology in the Alps" J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER Eds, Springer Verlag, Berlin, 279-295.
- DÉTRAZ G. (1984). – Etude géologique du bord interne de la zone Houillère Briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécel-Polset (Alpes de Savoie). *Thèse Université de Grenoble*, 159 p. et annexes.
- DÉTRAZ G. & LOUBAT H. (1984). – Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un mica-schiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapèy" (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie Alpine*, **60**, 5-12.
- ELLENBERGER F. (1958). – Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. carte géol. Fr.*, 561 p.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. & O'NIONS R.K. (1978). – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- FABRE J. (1961). – Contribution à l'étude de la Zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, **2**, 315 p.
- FABRE R., GIDON M. & TRICART P. (1982). – La structure du Paléozoïque de la zone Briançonnaise axiale au nord de Névache. *Géologie Alpine*, **58**, 31-52.
- FAURE M. (1996). – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, **14**, 132-153.
- FINGER F. & STEYRER H.P. (1990). – I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology*, **18**, 1207-1210.
- GUILLOT F. (1987). – Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (Zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). *Thèse, Université de Lille*, 280 p. et annexes.
- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F. & PERRUCCIO-PARISON M.D. (1986). – Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **303**, **II**, 1141-1146.
- GUILLOT F., LIÉGÉOIS J.P. & FABRE J. (1991). – Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **313**, **II**, 239-244.
- GUILLOT F., DESMONS J. & PLOQUIN A. (1993). – Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.* **73**, 319-334.

- GUILLOT S. & PÉCHER A. (1995). – Magmatisme carbonifère et décrochements ductiles dans le massif de Belledonne (Alpes). In : *Magmatismes dans le SE de la France. Réunion Soc. géol. Fr.*, Nice, résumé p. 18.
- HEAMAN L. & PARRISH R.R. (1991). – U-Pb geochronology of accessory minerals. In *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*, L. HEAMAN & J.N. LUDDEN eds, Mineralogical association of Canada, Toronto, 59-102.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & HURFORD A.J. (1992). – Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géologie, Lausanne* **13**, 59 p.
- KROGH T.E. (1973). – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485-494.
- KROGH T.E. (1982). – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- LUDWIG K.R. (1987). – Isoplot 200, a plotting and regression program for isotope geochemists, for use with HP series 200 computers. *US Geol. Surv. Open-File Rep.*, 45 p.
- MERCIER D. & BEAUDOIN B. (1987). – Révision du Carbonifère Briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géologie Alpine, Mémoire hors série* **13**, 25-51.
- MONIÉ P. (1990). – Preservation of Hercynian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the western Alps. *Eur. J. Min.*, **2**, 343-361.
- NEMCHIN A.A., PIDGEON R.T. & WILDE S.A. (1994). – Timing of Late Archaean granulite facies metamorphism in southwestern Yilgarn craton of Western Australia: evidence from U-Pb ages of zircons from mafic granulites. *Precambrian Res.*, **68**, 307-322.
- PARRISH R.R. (1987). – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **66**, 99-102.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984). – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petr.* **25**, 956-983.
- PIANTONE P. (1980). – Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alkalines du carbonifère briançonnais entre Arc et Durancé: minéralogie, pétrographie, géochimie. *Thèse, Université de Grenoble*, 215 p.
- PUPIN, J.P. (1980). – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 207-220.
- RICOU L. E. (1980). – La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **290**, **II**, 835-838.
- RICOU L.E. & SIDDANS A.W.B. (1986). – Collision tectonics in the Western Alps. In M. P. COWARD & A. C. RIES (Eds.), *Collision Tectonics, Geol. Soc., London, Spec. Pub.* **19**, 229-244.
- SCHADE J. (1983). – Le synclinal de Saint-Martin-de-Belleville et son permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). *Thèse Université de Grenoble*, 250 p.
- SCHADE J., GREBER C. & FABRI J. (1985). – Nouvelles récoltes de plantes dans la zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsoinière (Valloire) et au Mont du Vallon (Meribel). *Géologie Alpine*, **61**, 165-172.
- SCHALTEGGER U. (1993). – The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 466-478.
- SCHALTEGGER U. (1996). – Multiple extensional episodes in the Variscan belt of central Europe: constraints from U-Pb geochronology. *R. Sci. Terre, Orleans*, résumé p. 60.
- SCHALTEGGER U. & CORFU F. (1992). – The Age and Source of Late Hercynian Magmatism in the Central Alps: evidence from Precise U-Pb Ages and Initial Hf Isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 329-344.
- SCHALTEGGER U. & CORFU F. (1995). – Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology. *Geodinamica Acta*, **8**, 82-98.
- SCHALTEGGER U., SCHNEIDER J.L., MAURIN J.C. & CORFU F. (1996). – Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 403-419.
- SERGEEV S.A., MEIER M. & STEIGER R.H. (1995). – Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar: Application to the Variscan magmatic cycle in the Central Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* **134**, 37-51.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975). – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 207-221.
- STAMPELLI G.M. (1993). – Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 1-45.
- THÉLIN P. (1983). – Les gneiss œillés de la nappe du Grand St Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). *Thèse de Doctorat, Université de Lausanne*, 485 pp.
- THÉLIN P. (1987). – Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). *Bull. Géol. Lausanne; Mém. Soc. vaudoise Sci. Nat.* **18**, 1-75.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERFL H.P. (1991). – Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy – II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 22-33.
- VAVRA G., GEBAUER D. & SCHMID R. (1996). – Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 337-358.
- ZIEGLER P.A. (1993). – Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate reorganization: evolution and demise of the Variscan fold belt. In *"Pre-Mesozoic Geology in the Alps"* J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER Eds, Springer Verlag, Berlin, 203-216.
- ZULAUFF R. (1963). – Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). *Truninger ed.*