

**Zeitschrift:** Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles  
**Herausgeber:** Société Vaudoise des Sciences Naturelles  
**Band:** 86 (1998-1999)  
**Heft:** 1

**Artikel:** Métamorphisme et tectonique du versant sud du Val Bognanco (Pennique, Alpes italiennes)  
**Autor:** Carrupt, Elisabeth / Schlup, Micha  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-281115>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 18.04.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## Métamorphisme et tectonique du versant sud du Val Bognanco (Pennique, Alpes italiennes)

par

Elisabeth CARRUPT<sup>1</sup> et Micha SCHLUP<sup>2</sup>

*Abstract.*—CARRUPT E., SCHLUP M., 1998. Metamorphism and tectonics of the south side of the Val Bognanco (Penninic, Italian Alps). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 86:1: 29-59. This study deals with an important tectonic knot of the Italian Penninic Alps. The Antrona nappe contains ophiolitic rocks which originated from the Piemont Ocean and is surrounded by nappes from the middle Penninic (Siviez-Mischabel, Portjengrat, Camughera) and from the sedimentary cover of Monte Rosa (Furgg zone).

Lithostratigraphy from the Siviez-Mischabel (Azoglio serie) and Portjengrat nappes shows obvious differences, but also striking analogies with the well known series of the Briançonnais (Barrhorn serie, Gummfluh slice). Due to the lack or the reduction of sediments of middle Triassic age, the Portjengrat zone and the internal part of Siviez-Mischabel nappe can be positioned out of the subsiding basin of the Briançonnais; consequently, the Briançonnais-Ultrabriançonnais limit lies within the Siviez-Mischabel nappe. Mesozoic basaltic dikes occur within the Portjengrat zone, and because these have not been observed in the Siviez-Mischabel nappe, we interpret the origin of this zone to be positioned south of Siviez-Mischabel.

The first phase of ductile deformation (D1) is due to a NW-thrusting of the nappes during Eocene time. As results, we now observe isoclinal folds that have a kilometre scale amplitude, and refolded thrust planes. A subsequent phase (D2) is characterised by dextral E-W trending shearing during Oligocene time. This phase has only generated a few visible folds close to the Campo line (indicated by phyllonites), which began its activity at the same time. At about 32 Ma, the area underwent backfolding (D3), which produced S verging folds with subhorizontal axes. Subsequently, a last ductile deformation (D4) affected the pre-existing structures, and was followed by late reactivation of the Campo line (indicated by fault breccias).

<sup>1</sup>Institut de géologie et paléontologie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne, Suisse.

<sup>2</sup>Institut de minéralogie et pétrographie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne, Suisse.

E-mail: Elisabeth.Carrupt@igp.unil.ch, Micha.Schlup@etu.unil.ch

The high-pressure eoalpine metamorphic event was obliterated in the Bognanco Valley by an early greenschist facies retrogression. Then during D1, prograde metamorphism associated with the mesoalpine phase occurred and was followed by a second metamorphic peak under epidote-amphibolite facies.

*Keywords:* Alps, Penninic, Antrona nappe, Siviez-Mischabel, Portjengrat, lithostratigraphy, Briançonnais-Ultrabriançonnais, P-T-t evolution, epidote-amphibolite facies.

*Résumé.*—CARRUPT E., SCHLUP M., 1998. Métamorphisme et tectonique du versant sud du Val Bognanco (Pennique, Alpes italiennes). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 86:1: 29-59. Le versant S du Val Bognanco représente un noeud tectonique des Alpes Penniques italiennes. La nappe d'Antrona, nappe ophiolitique d'origine piémontaise, occupe la place centrale et la plus importante de ce noeud. Elle est entourée par des nappes du Pennique moyen (Siviez-Mischabel, Portjengrat et Camughera) et la couverture sédimentaire du Mont Rose (zone de Furgg).

La lithostratigraphie des nappes de Siviez-Mischabel (série d'Azoglio) et du Portjengrat présente des différences significatives mais aussi des analogies frappantes avec des séries briançonnaises bien connues (Série du Barrhorn, écaïlle de la Gummfluh). L'absence ou la réduction du Trias moyen permet de situer la zone du Portjengrat et la partie interne de la nappe de Siviez-Mischabel hors du bassin subsident briançonnais: la limite briançonnais-ultrabriançonnais se trouve ainsi à l'intérieur de la nappe de Siviez-Mischabel. La présence de filons basaltiques dans la zone du Portjengrat permet de situer celle-ci au S de la nappe de Siviez-Mischabel.

La première phase de déformation ductile (D1) est liée au procharriage des nappes à l'Eocène. Elle a engendré des plis isoclinaux qui replissent les plans de chevauchements et dont l'amplitude peut atteindre le kilomètre. La phase suivante (D2) se caractérise par un cisaillement dextre de direction E-W actif durant l'Oligocène qui a généré de rares plis uniquement visibles à proximité de la ligne de Campo, dont la première activité débute à cette période (phylloinites). Vers 32 Ma, une phase de rétrocharriage (D3) affecte la région, créant des plis de vergence S et d'axe subhorizontal E-W. Une dernière déformation ductile (D4) ondule les structures préexistantes. Puis, des mouvements tardifs réactivent la ligne de Campo (brèches de faille, ou kakirites).

La phase métamorphique éoalpine de haute pression, aujourd'hui effacée dans le Val Bognanco, est suivie d'une rétro-morphose dans le faciès schistes verts, puis d'une faible évolution prograde en faciès epidote-amphibolite lors du procharriage D1: c'est le deuxième pic métamorphique et il s'associe à la phase mésoalpine.

*Mots clés:* Alpes, Pennique, nappe d'Antrona, Siviez-Mischabel, Portjengrat, lithostratigraphie, Briançonnais-Ultrabriançonnais, évolution P-T-t, faciès epidote-amphibolite.

## 1. INTRODUCTION

Le Val Bognanco se situe en Italie, à environ 20 km au SE du Col du Simplon. Il est orienté E-W et débouche sur le val Ossola à la hauteur de la ville de Domodossola. Les crêtes N et W de la vallée déterminent la frontière italo-suisse. Géologiquement, ce val représente un noeud tectonique des Alpes pennines italiennes (fig. 1). Plusieurs nappes y sont intensément replissées ou déplacées à la faveur de la faille extensive du Simplon (STECK 1984, MANCKTELOW 1985). Cet article présente les résultats d'une étude géologique détaillée de cette région, basée sur une cartographie au 1:10'000 du flanc N du synclinal d'Antrona.

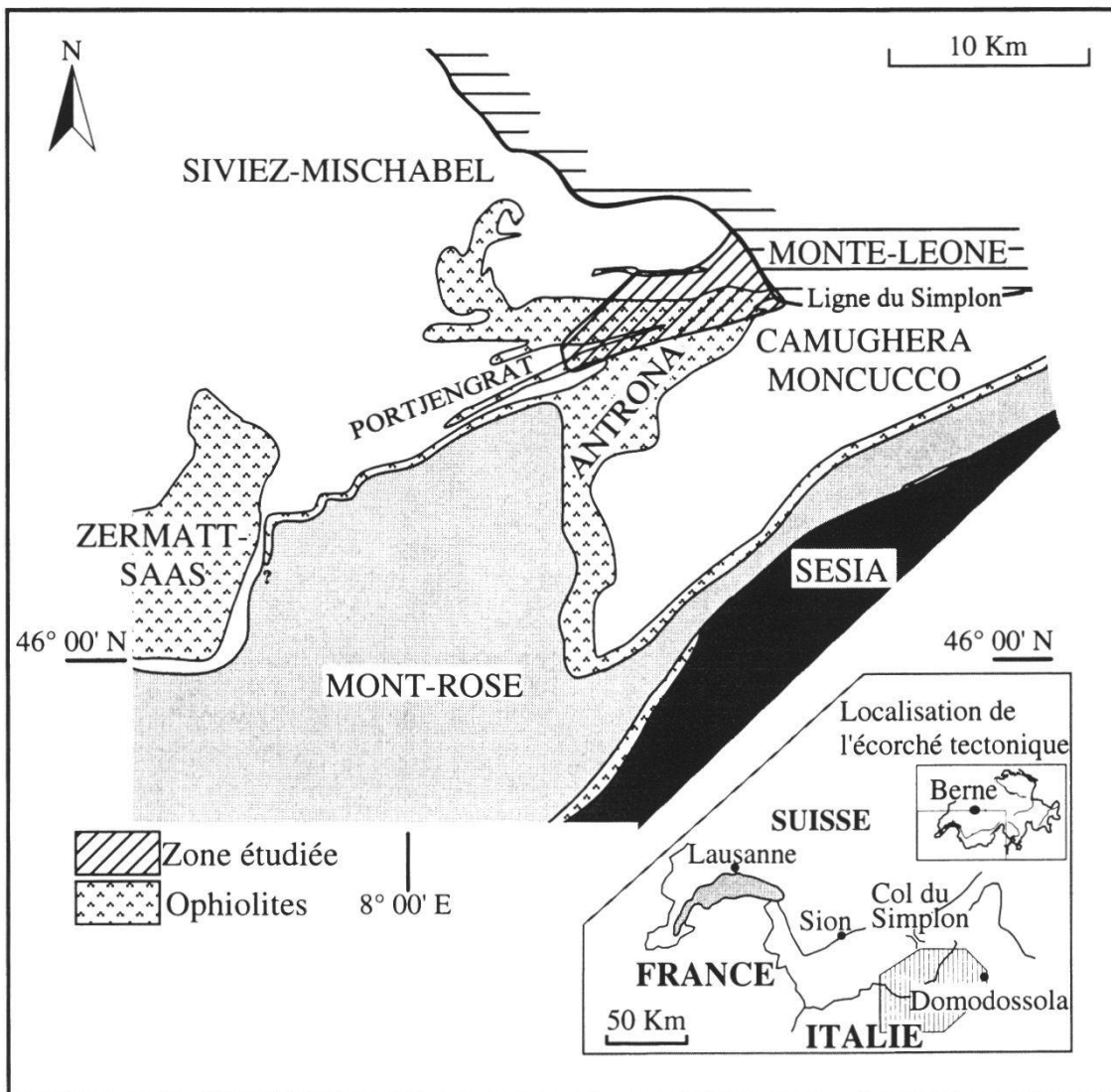


Figure 1.—Situation géographique et tectonique du Val Bognanco. (Modifiée d'après SPICHER 1980).

Au N se trouve la nappe de Siviez-Mischabel (fig. 1 et 2). Cette unité du Pennique moyen, constituée d'un socle et d'une couverture métasédimentaire d'affinité briançonnaise, est tectoniquement située sous la nappe d'Antrona. L'unité de Camughera, souvent interprétée comme la partie radicale de la précédente, apparaît au SE du terrain.

Au centre et au SW affleure la nappe d'Antrona, une série ophiolitique témoin de l'existence de l'océan piémontais. Sa masse principale est constituée de metabasaltes, accompagnés de métagabbros, de serpentinites et de roches métasédimentaires.

Deux unités se replissent vers l'E dans la nappe d'Antrona. La plus septentrionale est l'unité du Portjengrat, et la seconde est la zone de Furgg, interprétée comme la couverture sédimentaire de la nappe du Mont Rose (JABOYEDOFF *et al.* 1996).

La nappe du Monte Leone, unité du Pennique inférieur, affleurant à l'E, est séparée des unités décrites ci-dessus par une discordance tectonique majeure, la ligne du Simplon. Elle est constituée de gneiss et de marbres, mylonitisés à proximité de la ligne. Une faille orientée E-W, et nommée la ligne de Campo, recoupe le chevauchement Antrona–Portjengrat.

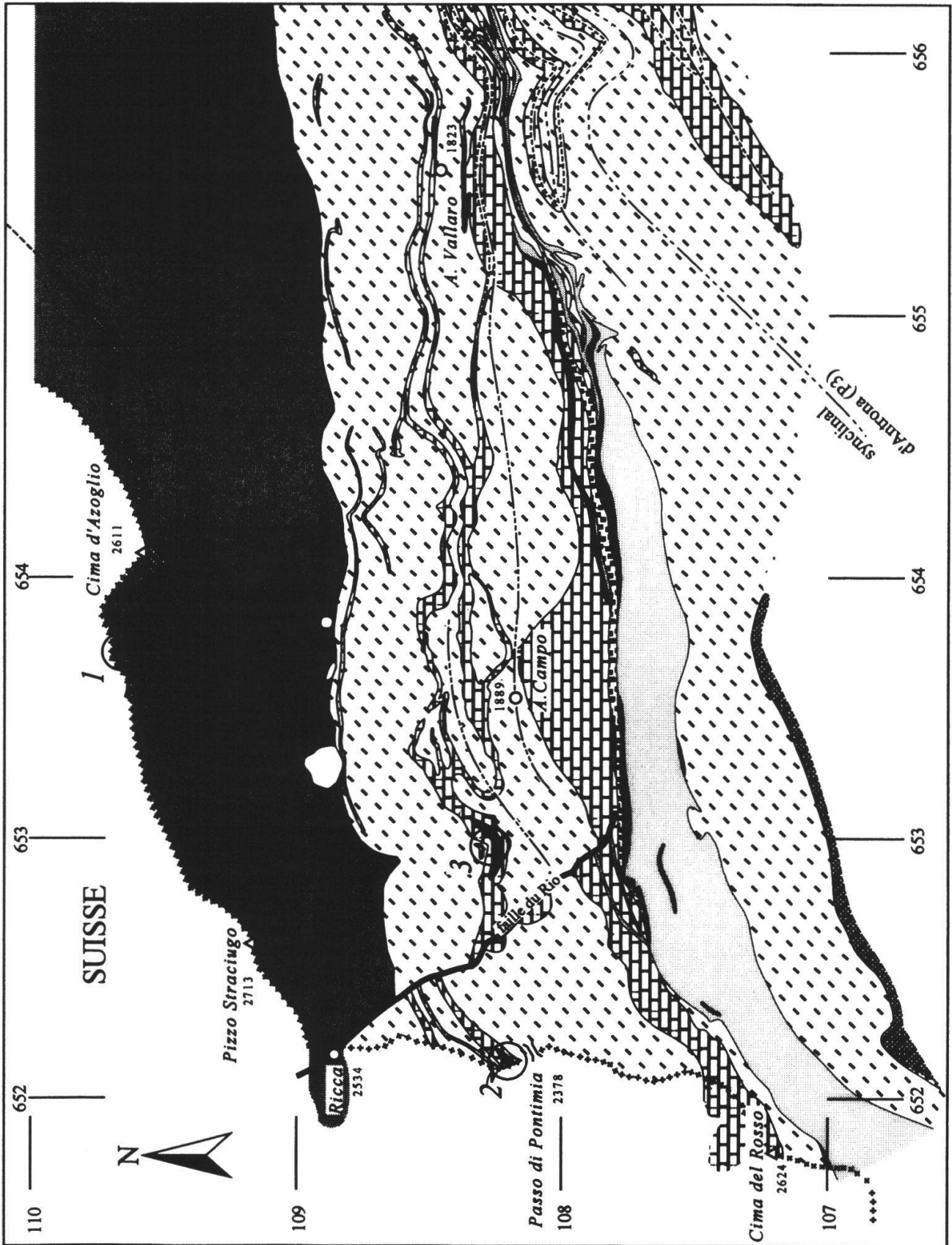


Figure 2.—Ecorché tectonique du versant sud du Val Bognanco en amont du village de Fonti. (Partie ouest).

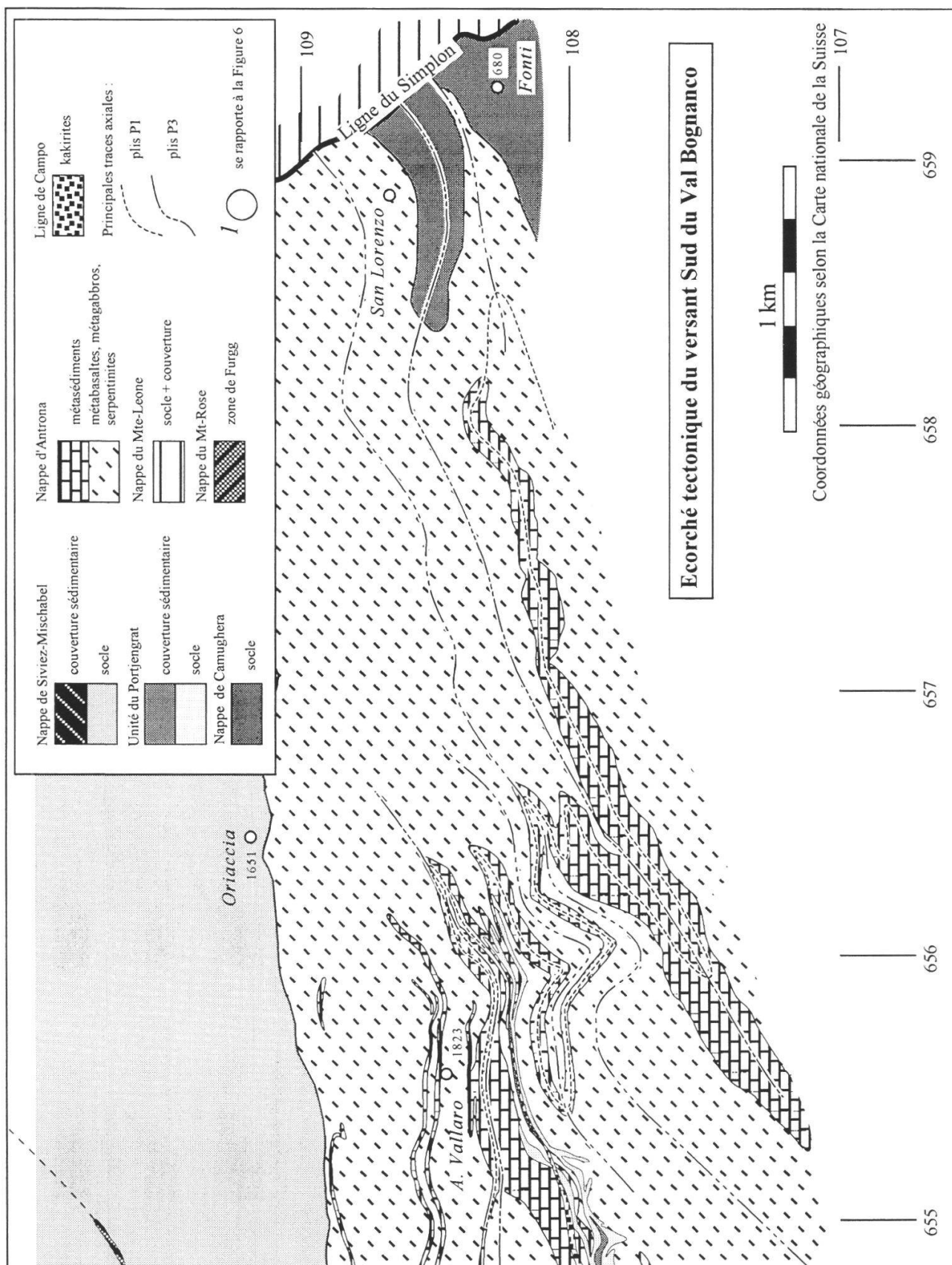


Figure 2.—Ecorché tectonique du versant sud du Val Bognanco en amont du village de Fonti. (Partie est).

GERLACH (1880) cartographie pour la première fois la région au 1:200'000 et définit le synclinal d'Antrona. ARGAND (1911) désigne Camughera comme la racine de la nappe du Grand Saint-Bernard. Puis, AMSTUTZ (1954, 1971 et 1974) sépare la nappe du Monte-Leone de celle du Grand Saint-Bernard par une faille. BEARTH (1954, 1956 et 1974) nomme cette discordance la ligne du Simplon-Centovalli. BLUMENTHAL (1952) signale la présence de brèches carbonatées entre les alpages de Vallaro et Campo. Diverses études métamorphiques effectuées par WENK et KELLER (1969), WETZEL (1974), KLEIN (1978) et COLOMBI (1989) précisent que le Val Bognanco se situe à la limite des faciès schiste vert et amphibolite. Récemment, des études importantes ont été menées par STECK et HUNZIKER (1994); elles corrélient l'évolution thermique à l'évolution structurale.

## 2. LITHOSTRATIGRAPHIE

Toutes les roches ont été intensément métamorphosées et déformées lors de l'orogénèse alpine. Des observations locales détaillées, le relevé de colonnes lithostratigraphiques, l'étude de la tectonique régionale et l'examen des lames minces permettent cependant d'établir une lithostratigraphie des unités principales. On pourra ensuite la comparer à celles des régions moins déformées et donc mieux connues, en vue de proposer des attributions chronostratigraphiques.

### 2.1. *Nappes penniques moyennes*

#### *Nappe de Siviez-Mischabel: série d'Azoglio*

La nappe de Siviez-Mischabel est l'unité centrale de la «super nappe» du Grand Saint-Bernard. Elle forme un grand pli couché d'une amplitude supérieure à 35 km repris ultérieurement par une phase de rétroplissement (ESCHER *et al.* 1997). La partie interne de son flanc normal affleure dans le Val Bognanco.

La lithostratigraphie proposée se base principalement sur deux coupes: celle du Passo di Pontimia (fig. 3A) et celle du versant W de la Cima d'Azoglio (fig. 3B). A partir de ces observations, on peut reconstituer synthétiquement la colonne stratigraphique suivante (tableau 1).

Des ortho- et paragneiss et quelques micaschistes constituent le socle préalpin; par endroits on observe des lentilles de roches vertes, probablement anté-alpines. La couverture sédimentaire (tableau 1) débute par un quartzite gris clair très souvent boudiné contenant des niveaux plurimillimétriques très riches en mica blanc qui soulignent la schistosité principale Sp (voir plus bas). Suit une dolomie colorée dans les jaunes-ocres clairs et d'aspect saccharoïde, parfois associée ou remplacée par une métacornieule. Cette roche est vacuolaire et microbréchique: la schistosité principale y est localement visible grâce à l'alignement du mica blanc. Puis, on observe une alternance centimétrique à pluricentimétrique de marbre dolomitique et calcitique. Le sommet de la série est formé d'un marbre phylliteux de patine orangée et de cassure gris-blanchâtre: il est constitué principalement de calcite et de mica blanc. La présence de quartzite et de dolomie à la base de la séquence sédimentaire montre, par comparaison avec la stratification des régions géologiquement équivalentes

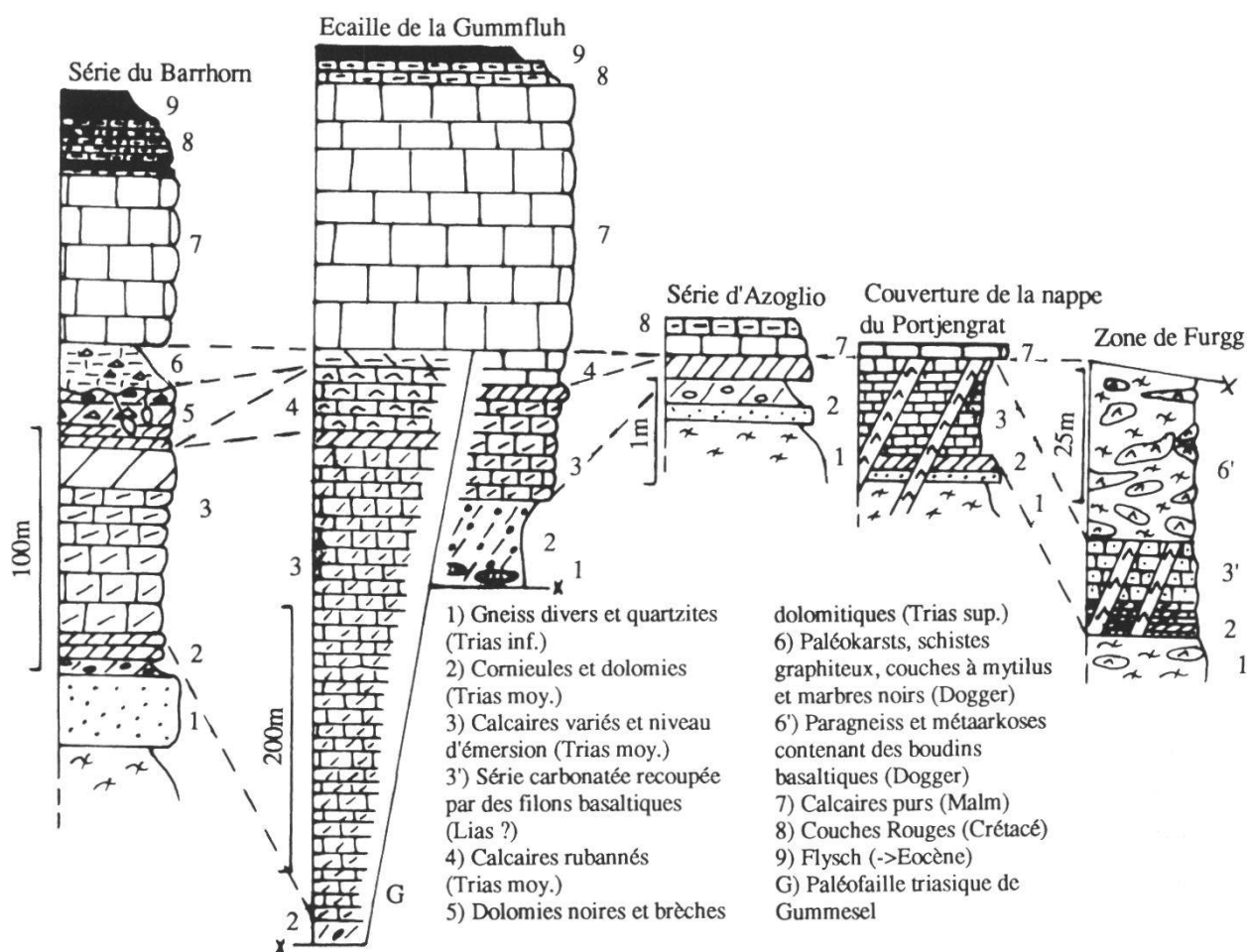


Tableau 1.—Interprétation stratigraphique des diverses lithologies des couvertures métasédimentaires de Siviez-Mischabel et du Portjengrat par comparaison avec les colonnes stratigraphiques du Barrhorn (SARTORI 1990), de la Gummfluh (HÜRLIMANN *et al.* 1996) et de la zone de Furgg (JABOYEDOFF *et al.* 1996).

mais moins métamorphiques (tableau 1), que ces roches forment la partie inférieure triasique de la couverture originelle du socle gneissique sous-jacent.

### Zone du Portjengrat

Le rattachement de la zone du Portjengrat est incertain. Selon les auteurs, elle a été rattachée soit à la nappe du Mont Rose (ARGAND 1911, BEARTH 1939, 1972, KLEIN 1978, SPICHER 1980), soit à celle du Grand Saint-Bernard (BEARTH 1954, ESCHER *et al.* 1988 et 1997). Dans le Val Bognanco, elle affleure au milieu de la série ophiolitique d'Antrona et se termine vers l'E par un pli D1 repris par une D3 (voir plus bas).

Le socle est constitué d'ortho- et de paragneiss. Par endroit, on observe des intrusions basiques, les unes vraisemblablement anté-alpines, mais d'autres aussi probablement plus jeunes.

La couverture sédimentaire affleure principalement au N des gneiss; une bande se trouve au centre et un lambeau pluridécimétrique affleure au S des gneiss. Les premiers sédiments (tableau 1) déposés sur le socle sont un quartzite et une dolomie. Bien qu'ils soient fréquemment boudinés, leur présence continue permet à nouveau de préciser que la couverture doit être autochtone. Des roches basiques filoniennes traversent les contacts gneiss-quartzite-dolo-

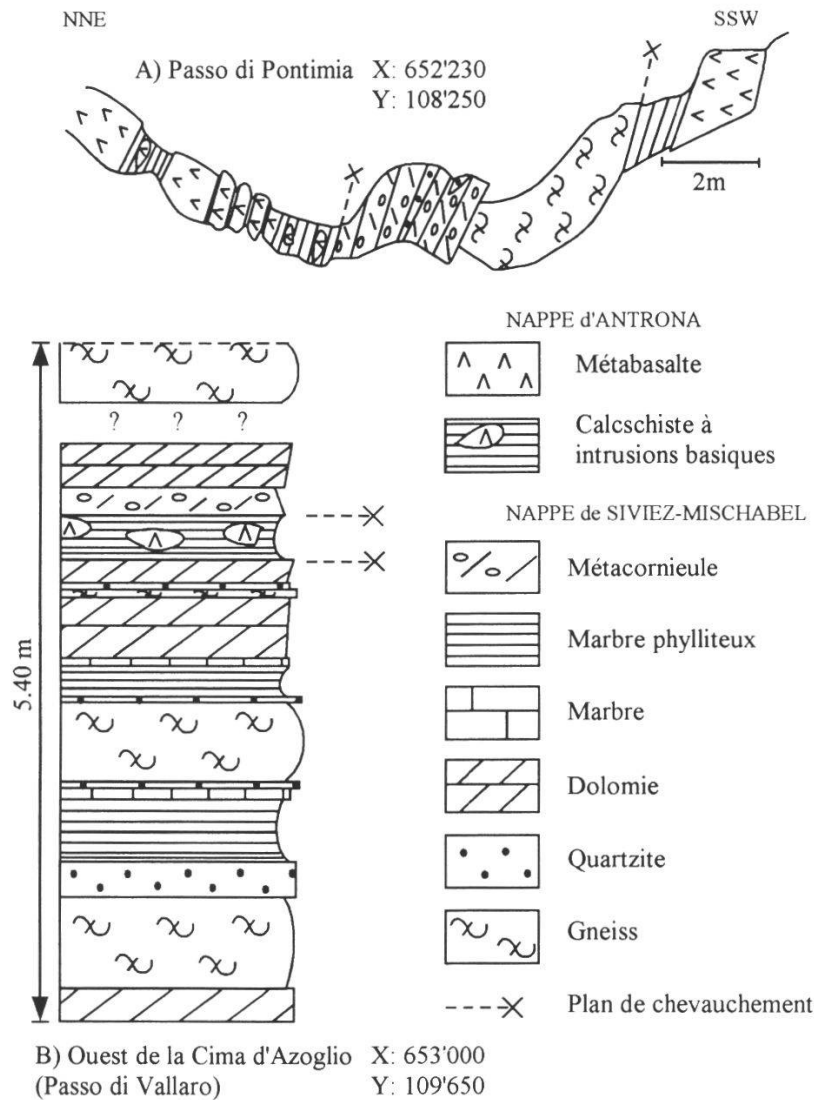


Figure 3.—Coupes stratigraphiques dans des replis du chevauchement Antrona/Siviez-Mischabel. Elles correspondent respectivement aux points 2 et 1 des figures 2 et 6: A) Passo di Pontimia. B) Ouest de la Cima d'Azoglio.

mie. Par dessus affleure un marbre calcaire de patine blanc-jaunâtre contenant des grains de dolomite. Il est parfois gréseux et on y discerne aussi des rubanements jaunâtres d'épaisseur centimétrique entièrement dolomitiques. Il se débite en bancs pluridécimétriques. Un marbre blanc pur (99% de calcite) de texture saccharoïde termine la série.

Le marbre blanc-jaunâtre contient de fréquentes intrusions filoniennes recoupant la stratification et décrites ici pour la première fois. Une bordure de réaction (décalcification) et des petites apophyses (fig. 4A) confirment que ces basaltes étaient encore chauds et liquides lors de leur mise en place; ils sont plus jeunes que l'encaissant, mais plus ancien que le niveau de marbre pur sus-jacent. La géochimie des roches basiques intrusives dans la partie sommitale du socle et dans la couverture (de quartzite jusqu'au marbre calcaire) indique qu'elles sont de type MORB transitionnel (annexe I): la

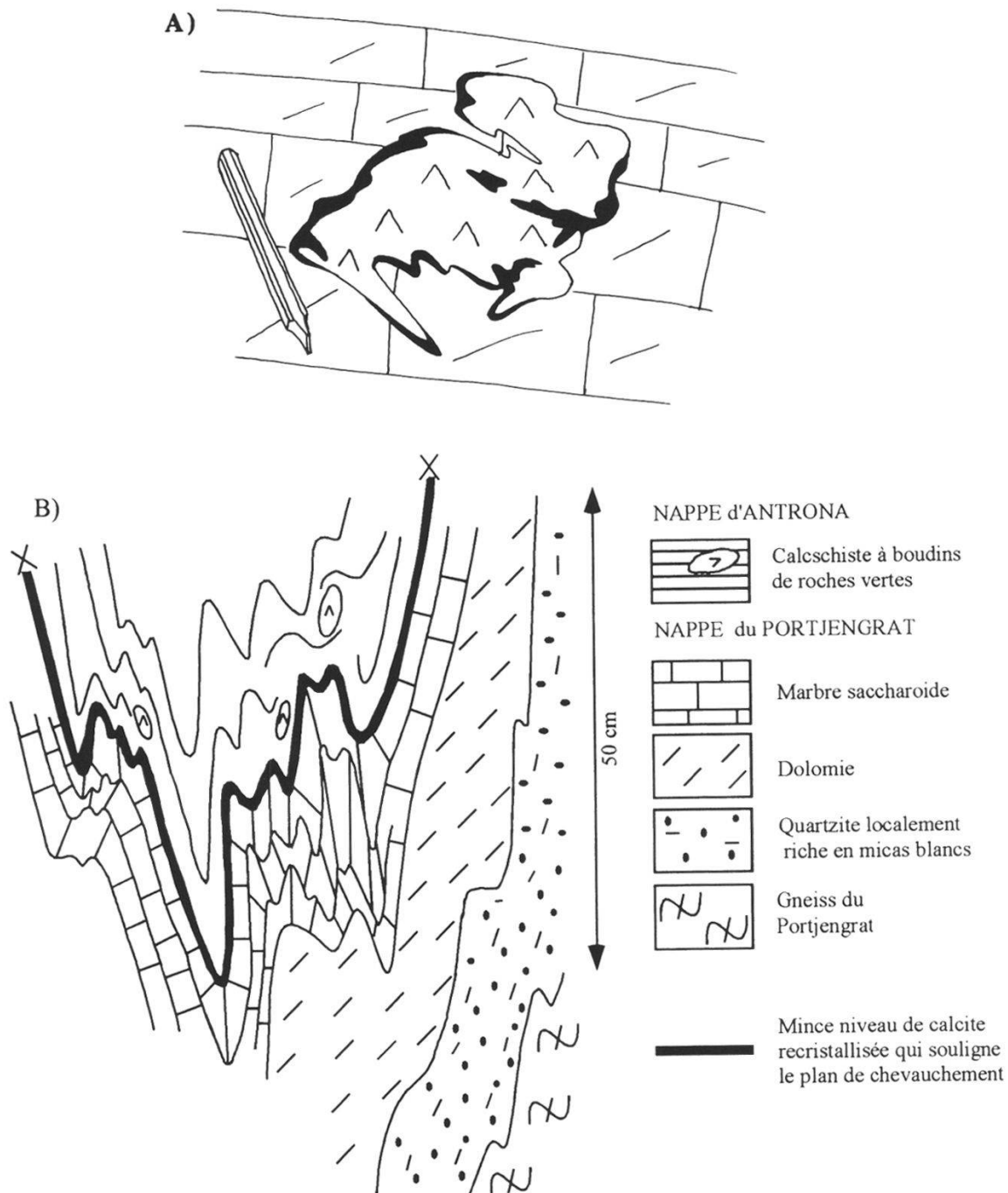


Figure 4.—A) Schéma d'une intrusion basaltique dans le marbre de la couverture du Portjengrat (Alpe Campo). B) Repli D3 du chevauchement Portjengrat-Antrona (Alpe Vallaro).

signature est similaire aux basaltes de la nappe d'Antrona, si ce n'est un enrichissement en Sr, Rb, K et Ca vraisemblablement dû à une contamination par les roches traversées (gneiss et couverture sédimentaire). Nous n'avons pu observer de filons continus allant du gneiss au marbre calcaire, mais notre impression de terrain est que tous ces filons datent du même épisode magmatique. Ces roches intéressantes et nouvelles mériteraient une attention plus particulière et une étude à l'échelle de la nappe, afin de préciser leur âge et leur origine.

## 2.2. Interprétation stratigraphique

Par comparaison avec des séries sédimentaires moins métamorphiques d'autres régions, on peut tenter d'attribuer aux roches de nos séries de couverture de Siviez-Mischabel (série d'Azoglio) et du Portjengrat des âges et une appartenance paléogéographique. En effet, on observe des analogies mais aussi des différences significatives avec des séries bien connues du domaine briançonnais au sens strict; par exemple avec la partie principale de la nappe de Siviez-Mischabel (série du Barrhorn, SARTORI 1990, et la série du Tounô, MARTHALER 1984) ou des Préalpes Médiannes (les écaillés des Spillgerten, GENGE 1958, de Dréveneuse, BADOUX 1962, ou de la Gummfluh, HÜRLIMANN *et al.* 1996).

Nos séries de couverture débutent le plus souvent par un mince niveau de quartzite d'aspect semblable et de position stratigraphique équivalente aux quartzites, beaucoup plus épais, qui, ailleurs dans la nappe de Siviez-Mischabel, sont classiquement attribués au (Permien?)-Trias inférieur. Sa présence constitue un argument très fort pour l'autochtonie de ces couvertures relativement au socle gneissique.

L'une des principales différences avec les colonnes stratigraphiques du domaine briançonnais au sens strict concerne les dolomies sus-jacentes, attribuables au Trias moyen à supérieur. En effet, une caractéristique essentielle du domaine briançonnais est l'existence au Trias moyen d'une très épaisse série à dominante calcaire (>85%) avec intercalations dolomitiques subordonnées (<15%): ce sont les formations de St-Triphon et de Champcella qui atteignent 500 m d'épaisseur dans les Préalpes Médiannes Rigides ou en Vanoise (ELLENBERGER 1958, MEGARD-GALLI et BAUD 1977, BAUD 1987, HÜRLIMANN *et al.* 1996). Pour une comparaison avec le Trias des Alpes Pennines l'épaisseur n'est pas le facteur critique, car d'une part la forte déformation alpine l'a évidemment modifiée, et d'autre part le Trias briançonnais a souvent été aminci par érosion durant l'émersion méso-jurassique. Cependant, notre mince Trias carbonaté, toujours principalement ou totalement dolomitique, apparaît très différent du Trias briançonnais même après une forte érosion jurassique. Par contre, il ressemble beaucoup plus au Trias des couvertures des nappes penniques plus internes d'affinité non-briançonnaise mais prépiémontaise, telles que la nappe du Mont-Fort (série d'Artsinol, KRAMAR 1997), la couverture du Stockhorn (série du Tuftgrat, ROBYR 1998) ou la couverture du Mont Rose (zone de Furgg, JABOYEDOFF *et al.* 1996), voire également au Trias mince et dolomitique de la couverture monométamorphique de la zone de Sésia (unité de Scalero, VENTURINI *et al.* 1991, 1994). Nous concluons qu'au Trias, tant la zone du Portjengrat que la partie interne de la nappe de Siviez-Mischabel dans le Val Bognanco se situaient hors du bassin subsident briançonnais. Ces régions doivent donc être placées à cette époque au SE de ce domaine paléogéographique.

Or, les parties plus externes du flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel portent des lambeaux de couverture contenant un Trias typiquement briançonnais (série du Barrhorn, SARTORI 1990). La limite SE du bassin briançonnais du Trias moyen, lieu de dépôt des calcaires de St-Triphon et de Champcella, doit donc passer dans la couverture de Siviez-Mischabel, quelque part entre le Barrhorn et le Val Bognanco. Si cette transition du bassin au seuil n'a pas encore été identifiée dans les Alpes valaisannes, des travaux récents

semblent montrer qu'elle est partiellement préservée dans un lambeau de couverture Siviez-Mischabel transporté dans les Préalpes: l'écaille de la Gummfluh. Sa partie la plus interne montre en effet une forte et brutale réduction d'épaisseur des calcaires du Trias moyen par le jeu d'une paléofaille syn-sédimentaire, faille de Gummesel, mais sans changement de lithologie (HÜRLIMANN *et al.* 1996). Sur une coupe palinspastique NW-SE, l'écaille de la Gummfluh viendrait donc se projeter entre le Barrhorn et le Val Bognanco. Le tableau 1 synthétise cette interprétation.

Pour les terrains plus jeunes, on peut, au contraire, proposer des corrélations très plausibles avec le Jurassique et le Crétacé-Tertiaire de la colonne stratigraphique briançonnaise. Le marbre calcaire à dolomie détritique et souvent gréseux de la couverture du Portjengrat peut s'apparenter au Lias. Le marbre calcaire blanc pur de la couverture du Portjengrat, et peut-être les minces lits calcaires de la Cima d'Azoglio, sont d'excellents candidats au Malm, qui reposerait donc sur le Lias, respectivement le Trias, avec lacune du Dogger comme c'est le plus souvent le cas dans le domaine briançonnais au sens strict. Le marbre phylliteux orangé qui coiffe la série est un équivalent métamorphique des Couches Rouges du Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

La minceur de ces couches jurassiques et crétacées n'est probablement pas due uniquement à la tectonique, mais peut fort bien être originelle. On sait en effet que ces couches sont souvent très condensées et lacunaires, souvent parfois aussi dans des secteurs plus externes (BOURBON 1979, MARTHALER 1984, HÜRLIMANN *et al.* 1996).

En conclusion, si nos propositions d'attribution stratigraphique sont correctes, la caractéristique la plus frappante des couvertures sédimentaires de Siviez-Mischabel et du Portjengrat dans le Val Bognanco est qu'elles présentent une série post-triasique typique du domaine briançonnais au sens strict, et notamment de sa partie la plus interne, surmontant un Trias que nous postulons originellement assez mince et essentiellement dolomitique, très différent du Trias briançonnais. Ceci résulte de ce que les limites des différents domaines paléogéographiques successivement incorporés dans la colonne stratigraphique de la région type de Briançon ont varié au cours du temps. En particulier, un résultat important de cette étude serait que la limite interne du bassin briançonnais du Trias moyen se situe à l'intérieur de la nappe de Siviez-Mischabel.

Une comparaison de ces couvertures sédimentaires du Val Bognanco avec les zones penniques internes des Alpes franco-italiennes (DEBELMAS et LEMOINE 1957, LEMOINE 1961, DEBELMAS 1974, LEFEVRE 1982) montre de grandes analogies avec une partie des séries que ces auteurs ont nommées «zone d'Acceglio» (surtout sa partie inférieure ou externe), ou «Ultrabriançonnais», plus particulièrement avec la série ultrabriançonnaise intermédiaire de LEFEVRE (1982).

Un trait important de la zone du Portjengrat est l'existence de nombreux filons metabasaltiques (boudinés), tant dans le socle que dans la partie de la couverture d'âge présumé triasique à liasique, point commun avec la zone de Furgg (JABOYEDOFF *et al.* 1996). Pour cette raison, la zone du Portjengrat est située au SE de la nappe de Siviez-Mischabel sur le tableau 1. Ce choix est cependant très spéculatif, car il faut rappeler que les relations tectoniques entre la zone du Portjengrat et la nappe de Siviez-Mischabel sont encore très incertaines.

### 2.3. Nappe ophiolitique d'origine piémontaise: la nappe d'Antrona

Les nappes d'Antrona et de Zermatt-Saas sont les restes visibles dans les Alpes du domaine océanique piémontais. Les variations latérales de lithologies, la discontinuité des affleurements et la déformation interne de la nappe nous limitent dans l'élaboration d'une coupe synthétique. Cependant, le relevé de coupes locales et la cartographie détaillée nous permettent de proposer la série décrite à la figure 5. Toutes les lithologies ne sont pas présentes sur chaque affleurement, mais les successions sont vérifiées. Précisons que cette coupe lithostratigraphique est valable si l'on considère qu'il n'y a pas eu d'écaillage précoce et que les successions sédimentaires observées sont originelles.

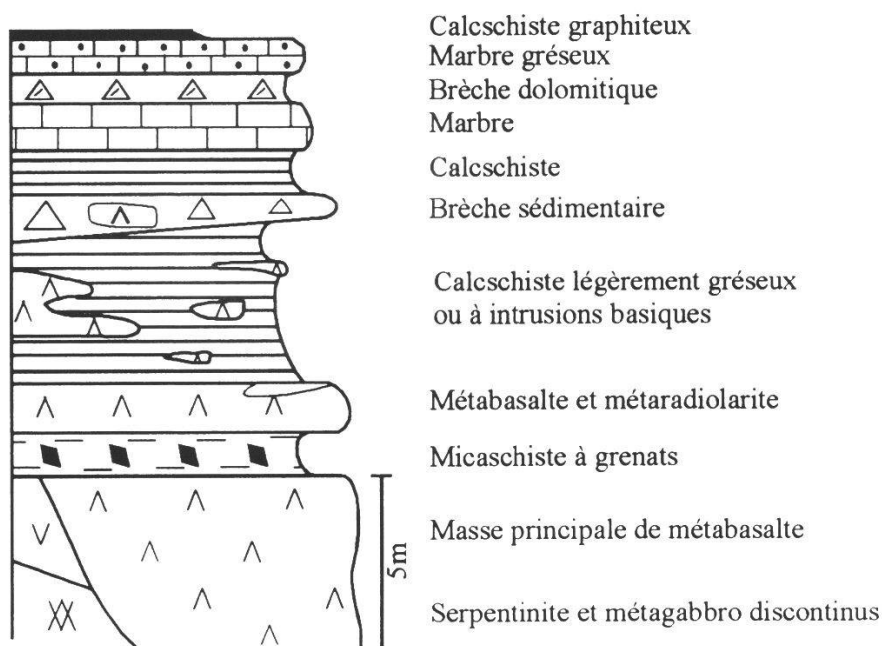


Figure 5.—Coupe lithostratigraphique synthétique de la nappe d'Antrona.

Une série ophiolitique forme l'essentiel de la nappe: elle est composée majoritairement de metabasaltes de type MORB normaux à transitionnels (N-MORB à T-MORB), de quelques métagabbros et de serpentinites (annexe I). Des micaschistes à grenat, discontinus latéralement, reposent dessus. Ils contiennent aussi de la tourmaline, indiquant la présence de bore pouvant provenir soit de dépôts profonds d'argiles ayant fixé le bore de l'eau de mer, soit des fluides pneumatolitiques ou métamorphiques. Ce niveau est coiffé par un metabasalte d'épaisseur variable de type N-MORB. La série se poursuit par un mince niveau de quartzite discontinu. Sa couleur gris foncé, sa minéralogie plus riche que celle des quartzites triasiques typiques (présence de grenat, tourmaline et épidote) et sa constante association avec les metabasaltes postule en faveur d'une métaradiolarite. Le calcschiste plus ou moins gréseux à intrusions basiques, et la brèche sédimentaire polygénique à matrice carbonatée déposée ensuite traduisent une tectonique sous-marine importante: les éléments détritiques de roche verte et de quartz peuvent provenir des niveaux sous-jacents érodés (basalte et radiolarite). Un calcschiste sans intrusion basique, un marbre jaunâtre, une brèche dolomitique et du marbre gréseux poursuivent la série. Puis, on trouve un calcschiste graphiteux.

Les coupes stratigraphiques de différentes unités d'affinité piémontaise présentées par plusieurs auteurs (VANNAY et ALLEMANN 1990, LAGABRIELLE 1987, MARTHALER 1984) montrent qu'aucune coupe ne ressemble, ni ne se compare aux successions que nous avons observées dans notre série ophiolitique. Cependant, l'unité de Taillante-Chabrière décrite par LAGABRIELLE (1987) comme s'étant déposée dans les parties internes du bassin ligure, contient aussi des niveaux continus de marbre et des radiolarites. Nous pourrions alors envisager, par simple corrélation, que la série sédimentaire de la nappe d'Antrona est un équivalent déposé dans une partie interne du bassin piémontais, suite NE du bassin ligure.

#### 2.4. Nappe du Monte Leone

La partie sommitale de la nappe du Monte Leone a été affectée par les décrochements dextres et en faille normale de la ligne du Simplon. Des lentilles de marbre calcaire subsistent le long de cette ligne, sur le gneiss. A l'échelle régionale, la faille normale du Simplon suit la limite supérieure de la nappe du Monte Leone (STECK 1984, MANCKTELOW 1985, 1990).

#### 2.5. Remarques générales sur les grands ensembles tectoniques

L'étude stratigraphique permet de formuler quelques remarques sur la tectonique à grande échelle. On n'observe plus de couverture sédimentaire mésozoïque le long du chevauchement principal Antrona/Siviez-Mischabel. Les coupes révèlent que ce plan est replissé par des plis de phase D1, D3 et D4 (fig. 6), et que la couverture sédimentaire de Siviez-Mischabel est uniquement conservée dans les charnières P1 (fig. 3 et 6).

La couverture sédimentaire de Portjengrat est conservée majoritairement au N des gneiss. Seul un lambeau de couverture de quelques centimètres a été trouvé au S, et une bande pluridécimétrique au sein des gneiss (X: 107'670 / Y: 653'000); cela suggère l'existence d'une tectonique ancienne dont les caractéristiques ne sont plus déterminables aujourd'hui.

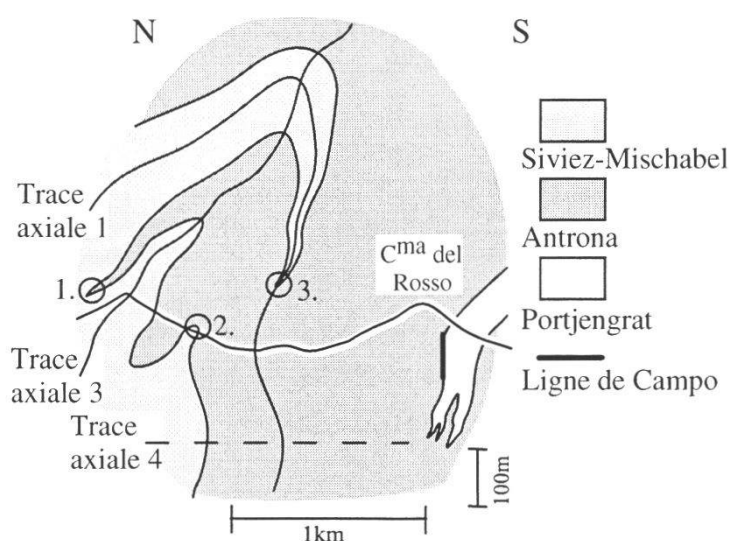


Figure 6.—Coupe montrant le replissement du chevauchement Antrona/Siviez-Mischabel. Les points 1 et 2 correspondent respectivement aux coupes B et A de la figure 3.

## 3. TECTONIQUE

Quatre phases principales de plissement numérotées D1 à D4 (déformation ductile), et 3 phases de déformation cassante ont été répertoriées dans la zone étudiée. L'orientation des axes et des surfaces axiales (fig. 8) ainsi que l'étude des figures d'interférence (fig. 6 et 7) permettent de proposer la chronologie qui suit.

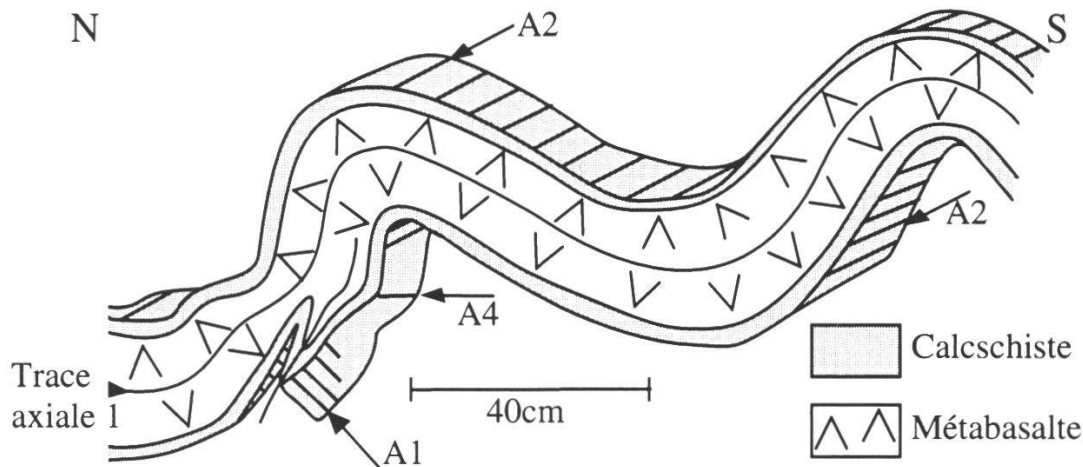


Figure 7.—Figures d'interférence (D1, D2 et D4) entre des calcschistes et des metabasaltes de la nappe d'Antrona (Croix de Vallaro).

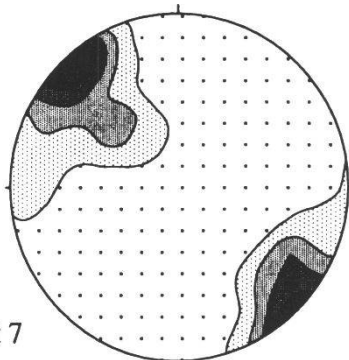
## 3.1. Phase D1

Nous appelons D1 la plus ancienne phase de déformation visible au niveau des plis et de la déformation interne de la roche dans le Val Bognanco. Il est fort probable qu'elle comporte en réalité plus d'une phase de déformation, aujourd'hui indistinguables.

Cette déformation a engendré des plis isoclinaux à fermés: la schistosité de surface axiale est pénétrative et subparallèle aux limites de couches sur les flancs. On l'a appelée schistosité principale  $S_p$  car elle est dominante sur l'ensemble du terrain. Par contre, seules quelques rares charnières de plis, les plus grandes étant décimétriques, sont encore visibles. La linéation minérale L1 est marquée par de la hornblende dans les metabasaltes, du mica blanc dans les gneiss et les calcschistes, et quelques trémolites dans les marbres. L'axe A1, parallèle à L1, a une orientation NW ou SE, et la surface axiale SA1 pend vers le NNW ou SSE (fig. 7). Les directions de ces structures sont analogues à celles de l'épisode D1 de STECK (1990), et par conséquent lient cette phase à l'épisode dit de procharriage daté de l'Eocène (STECK et HUNZIKER 1994). Cette phase a effacé les structures sédimentaires antérieures et est vraisemblablement à l'origine des perturbations majeures de la série stratigraphique, comme par exemple le redoublement des séries.

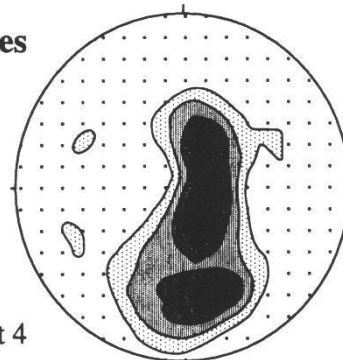
Cette déformation est aussi visible à grande échelle. En effet, l'étude stratigraphique détaillée a révélé la présence de calcschistes d'Antrona pincés au sein des sédiments mésozoïques de la nappe de Siviez-Mischabel (fig. 2, 3A et 6, point 1), et celle de gneiss de socle replissés au milieu du cortège de roches

**Axes D1**



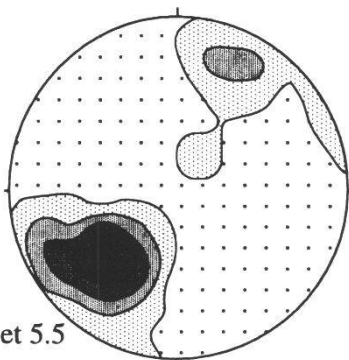
24 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 3, 5, et 7  
Maximum : 8.4

**Pôles des surfaces  
axiales D1**



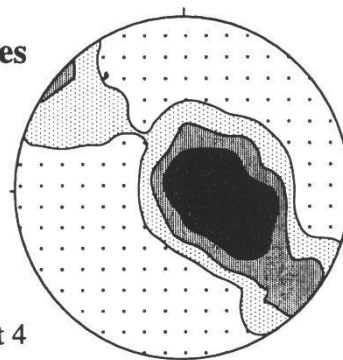
24 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 2, 3, et 4  
Maximum : 5

**Axes D2**



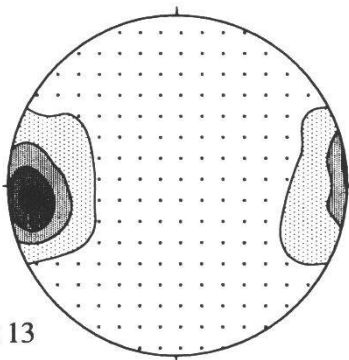
15 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 2.5, 4, et 5.5  
Maximum : 6.4

**Pôles des surfaces  
axiales D2**



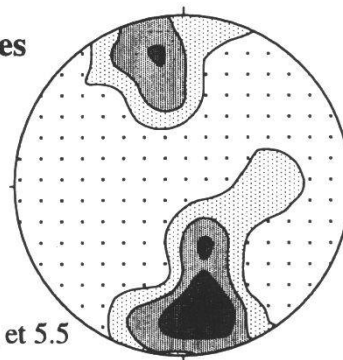
14 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 2, 3, et 4  
Maximum : 5.3

**Axes D3**



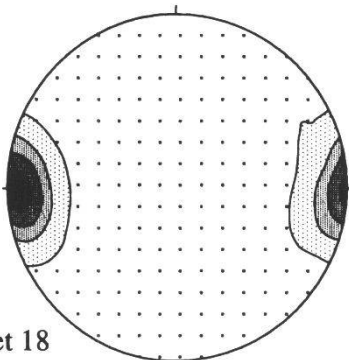
39 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 5, 9, et 13  
Maximum : 14.5

**Pôles des surfaces  
axiales D3**



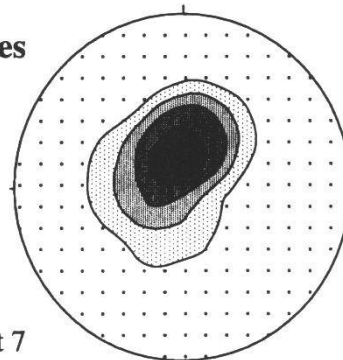
29 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 2.5, 4, et 5.5  
Maximum : 6.2

**Axes D4**



31 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 6, 12, et 18  
Maximum : 19.4

**Pôles des surfaces  
axiales D4**



12 données.  
Densités des  
isolignes : 1, 3, 5, et 7  
Maximum : 8.4

Figure 8.—Projections stéréographiques (canevas Schmidt-Lambert, hémisphère inférieur) des axes de plis et des pôles des surfaces axiales des plissements D1 à D4.

d'origine océanique de la nappe d'Antrona (fig. 2, 3B et 6, points 2 et 3). Des plis isoclinaux kilométriques de première phase peuvent expliquer un tel replissement du plan de chevauchement. Dès lors, ces observations signifient que le chevauchement d'Antrona sur Siviez-Mischabel a précédé la phase de plissement D1.

### 3.2. Phase D2

Cette déformation se caractérise avant tout par un cisaillement dextre de direction E-W. Ce mouvement se révèle bien dans les gneiss ocellés situés sous la Cima del Rosso par les queues de croissance sigmoïdales des ombres de pression des clastes de feldspaths potassiques. Ces décrochements dextres génèrent quelques plis pluridécimétriques dans les métasédiments situés à proximité de la ligne de Campo (fig. 7). Ces plis sont concentriques, mais disharmoniques au coeur, et l'angle d'ouverture varie d'environ 50° à l'intrados jusqu'à 90° vers l'extrados. L'axe plonge vers le SSW ou le NNE, et la surface axiale vers le SE ou le NW. Cette déformation ne développe pas de schistosité macroscopiquement visible: cependant, en lame mince, elle engendre une faible schistosité de crénulation. Une faible linéation d'étirement L2 est marquée par du mica blanc dans les gneiss et les calcschistes et de la hornblende dans les metabasaltes.

Cette phase peut se corréler à DII de STECK (1990) datant de 35 à 30 Ma, et en partie à DIV (STECK 1990) datée postérieure à 30 Ma (STECK et HUNZIKER 1994). Sachant que les plis D2 ne sont pas repris par D1, le procharriage des unités penniques moyennes à supérieures était vraisemblablement terminé lorsque les nappes ont été déplacées vers l'W.

### 3.3. Phase D3

Cette déformation replisse les plans de chevauchement et marque le début du rétrocharriage qui commence vers 32 Ma (SCHMID *et al.* 1989, STECK 1984, 1990, STECK et HUNZIKER 1994). En effet, D3 est responsable de la formation de plis de vergence S et d'axe subhorizontal orienté E-W qui replissent Sp (fig. 6): l'angle d'ouverture varie entre 30° et 80° suivant la ductilité de la roche. Leur taille varie du centimètre à plusieurs dizaines de mètres. L'étude géométrique des isogones montre que ces plis sont de type 1C (RAMSAY 1967).

### 3.4. Phase D4

Cette phase touche l'ensemble de notre terrain et ondule les structures préexistantes; son importance semble n'être que régionale. Les plis se caractérisent par un angle d'ouverture d'environ 140°, un axe orienté E-W et une surface axiale subhorizontale (fig. 6 et 7). Cette déformation crée un flambage des couches visible à grande échelle, l'amplitude des plis variant du mètre au décamètre. Aucune schistosité, ni même linéation minérale n'y est associée. Ajoutons qu'elle est plus prononcée dans les métasédiments que dans les roches ophiolitiques ou les gneiss.

Nous avons pu relever l'orientation d'anciennes linéations (L1 et L2) dans les charnières des plis P4 et constater qu'elles ont gardé leur orientation origi-

nelle; de plus, elles se projettent sur un petit cercle du canevas stéréographique, ce qui montre que ces plis ont été créés par flexion. L'étude des épaisseurs orthogonales montre que ces plis appartiennent aux classes 1B à 1C de RAMSAY (1967).

### 3.5. *Transition ductile-cassant*

Seul un affleurement de micaschistes de la nappe du Camughera est sujet à cette déformation. Des plis en chevrons, visibles à proximité de la faille du Simplon et situés dans le compartiment supérieur, sont dus à des mouvements tardifs de la faille (transition ductile-cassant). Aucune schistosité ni linéation minérale ne sont associées à cette phase.

### 3.6. *La ligne de Campo*

Suivant un tracé presque rectiligne le long du chemin Vallaro-Campo (fig. 2), affleurent des brèches de faille. Elles ne présentent aucune schistosité et recoupent la stratigraphie existante. L'épaisseur de ces brèches atteint au maximum une dizaine de mètre. A l'E, dans le rio Vallaro, un affleurement montre que cette zone ne mesure plus que 30 centimètres de largeur. A l'W, la ligne disparaît sous le cône de déjection de la Cima del Rosso, et ne se retrouve pas dans le haut Zwischbergental.

La disposition des quelques affleurements répertoriés permet de supposer que cette ligne est verticale à subverticale. La direction E-W de la ligne suggère qu'elle a un rapport avec celle de Loranco et celle du Centovalli située à l'E de la zone d'étude (STECK 1990). Nous supposons que ces lignes sont arrangées entre elles en relais.

Mentionnons encore la présence d'un niveau de phyllonites qui affleure tantôt au N, tantôt au S de la ligne de Campo. Il témoigne de l'existence d'un mouvement plus ancien qui avait rejeté Portjengrat par rapport à Antrona, et qui permettrait d'expliquer le léger saut de métamorphisme décelé entre les compartiments N et S (voir plus bas).

### 3.7. *Fracturation tardive*

Deux déformations sont attribuables à la tectonique tardive. Une faille, la faille du Rio, de rejet apparent de 290 m, affecte le chevauchement Antrona/Siviez-Mischabel (fig. 2). De plus, toutes les roches de la vallée sont affectées par un système de fractures, de diaclases ouvertes subverticales de direction 160° pouvant résulter de la contrainte compressive orientée SSE-NNW qui affecte encore les Alpes.

## 4. MINÉRALOGIE ET MÉTAMORPHISME

L'interprétation de l'histoire métamorphique de cette région est principalement basée sur les relations de cristallisation-déformation observées à l'échelle de l'affleurement et en microscopie (fig. 9). Elle est complétée par des analyses à la microsonde (Cameca SX50 de l'Université de Lausanne) effectuées sur les roches basiques.

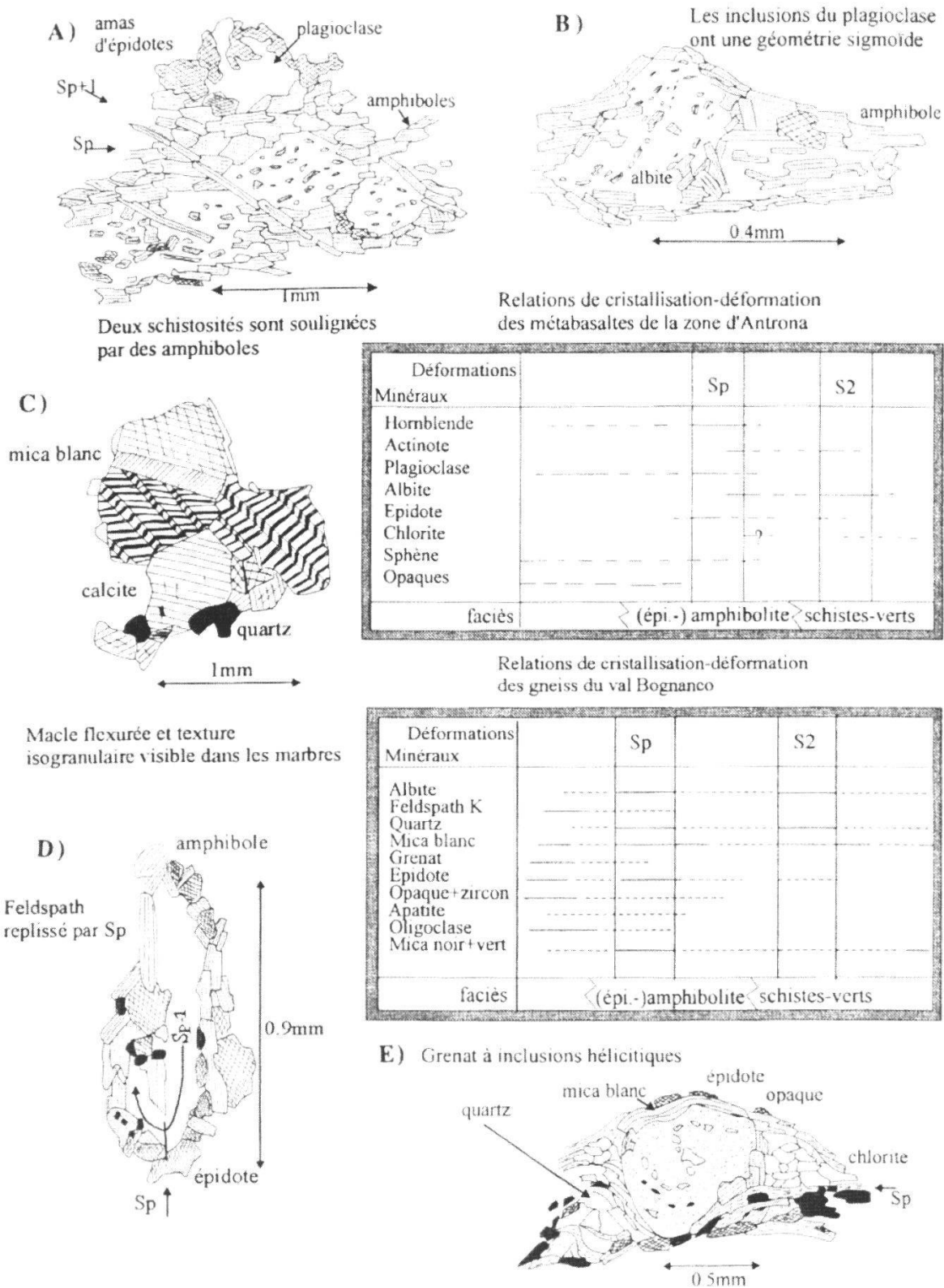


Figure 9.-Relations de cristallisation-déformation pour les metabasites et les gneiss. Dessins A, B et D=metabasites; C=marbre; E=gneiss.

Fréquemment, deux schistosités sont visibles à l'échelle microscopique:

- Sp schistosité principale contemporaine de l'épisode D1
- S<sub>2</sub> schistosité de crénulation, faiblement développée et datant de l'épisode D2.

#### 4.1. Les metabasaltes

La petite taille des grains (en moyenne 0.4 mm de diamètre) confère à ces roches vert foncé un aspect compact et homogène. La texture la plus courante est nématoporphroblastique à tendance ocellaire. Cependant, plus on se déplace vers l'E, plus les plagioclases (albite-oligoclase) sont étirés: la texture devient nématoblastique. Au S de la ligne de Campo, elle est pratiquement granoblastique et Sp est difficilement distinguable.

La minéralogie de Sp (amphibole calcique, plagioclase (albite et oligoclase), épidote et sphène) correspond à celle du faciès épidote–amphibolite (SPEAR 1993).

L'amphibole qui souligne Sp a une composition de hornblende, ou parfois de hornblende tschermakitique (annexe II). La faible schistosité S<sub>2</sub> et la linéation L2 sont marquées par de l'actinote (fig. 10). Entre les amphiboles alignées suivant Sp subsistent des blastes d'amphiboles plus trapus et xénomorphes, qui datent d'un épisode métamorphique antérieur.

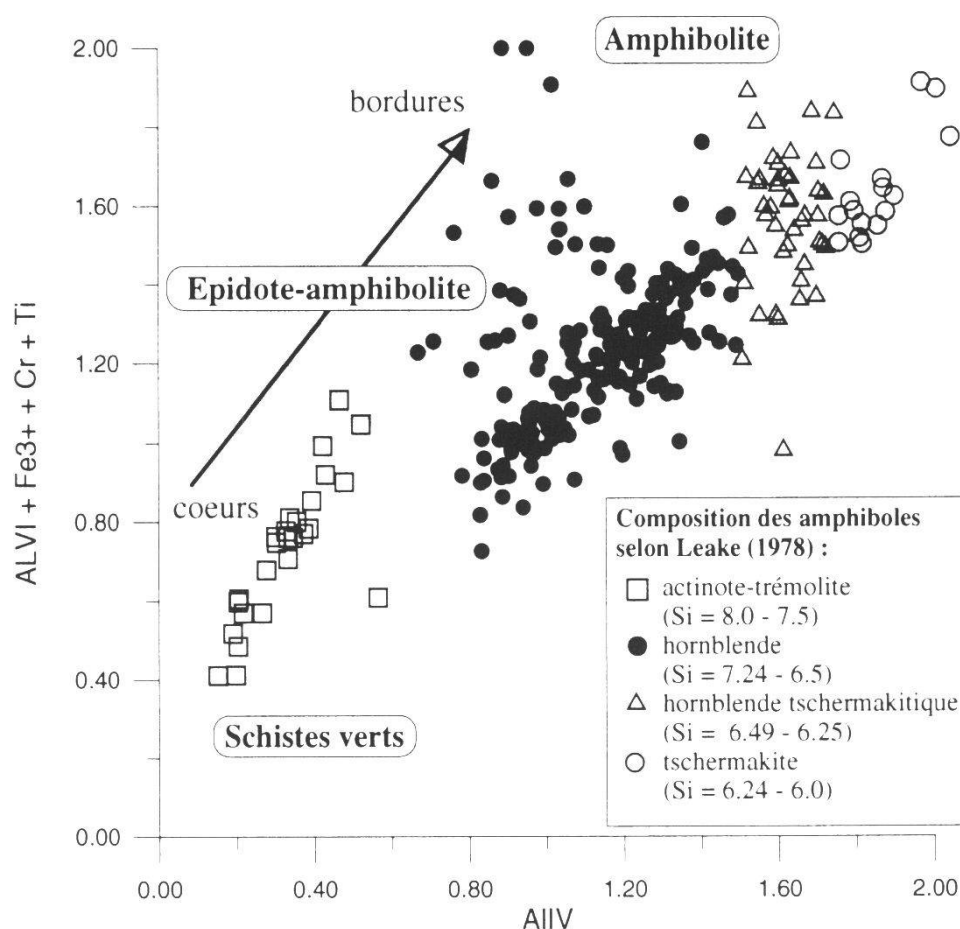


Figure 10.—Diagramme modifié de LAIRD et ABLEE (1981) montrant la relation entre la composition des amphiboles dans les metabasaltes et le faciès métamorphique.

Plusieurs générations de plagioclases sont distinguées par la disposition de leurs inclusions (hélicitiques ou non) et de leurs relations avec la schistosité principale. Le plagioclase anté-Sp montre une légère zonation prograde (fig. 11). Les feldspaths contemporains de D1 sont de l'oligoclase An28; et ceux qui leur sont postérieurs des albites. La création de Sp correspond ainsi à un pic métamorphique en faciès épidote–amphibolite, suivi d'une rétrogression dans le faciès schistes verts (fig. 10).

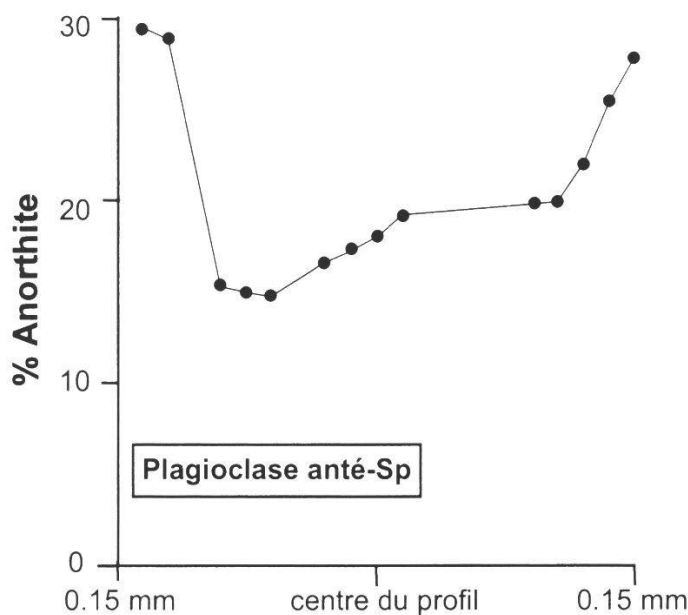


Figure 11.—Profil dans un plagioclase ante-Sp de l'échantillon C (voir figure 13).

#### 4.2. Les métagabbros

Dans le Val Bognanco, nous avons uniquement répertorié des magnésio-gabbros, plus précisément des flasergabbros possédant une texture nématoporphyroblastique typique. Des trémolites et clinozoïsites millimétriques pseudomorphosent des reliques magmatiques, probablement du pyroxène. Elles sont moulées par une matrice constituée de plagioclase, d'amphibole calcique, d'épidote contemporains à Sp, et de chlorite post-Sp; la paragenèse syn-Sp indique que ces roches ont subi le faciès épidote-amphibolite (SPEAR 1993). Contrairement à ce que l'on observe dans les metabasaltes, les amphiboles des métagabbros ne sont pas zonées et présentent toujours une composition d'actinote-trémolite, tandis que les feldspaths montrent un zonage et sont plus calciques (An01 à An33). Cette différence d'avec les metabasaltes est liée à une composition chimique plus magnésienne, parfois plus calcique et moins ferreuse des métagabbros (voir annexe I).

#### 4.3. Les ultramaïfites

Nous n'avons pu distinguer ni schistosité, ni structure pénétrative ou orientée dans ces roches mélando- à holomélanocrates, tant elles sont massives. La serpentine (antigorite, et rarement chrysotile), et des minéraux opaques sont les composants principaux de ces roches. Seul un échantillon présente

une texture nématoblastique: il contient, outre les minéraux cités précédemment, de l'olivine, du talc et du pyroxène (enstatite?) non pseudomorphosé, dans une matrice microcristalline composée de serpentine et de minéraux opaques.

L'association d'antigorite, forstérite et talc indique des conditions de faciès amphibolite moyen (BUCHER et FREY 1994). Puisque la schistosité n'est que rarement visible, nous ne pouvons pas confirmer, ni infirmer que cette paragenèse soit contemporaine à Sp. Le pyroxène est vraisemblablement un minéral relique; son association avec la forstérite préconise un épisode antérieur de faciès amphibolite supérieur (BUCHER et FREY 1994). Cependant, une origine magmatique de l'olivine et du pyroxène n'est pas exclue. La faible quantité de ces reliques, et l'occurrence d'un peu de chrysotile, permet de déduire que la rétro-morphose fut importante.

#### 4.4. *Les quartzites*

On trouve deux types de quartzites: des métagrès et des métaradiolarites. Bien que principalement constituées de quartz, ces roches et particulièrement les métaradiolarites peuvent être minéralogiquement très variées. Sp est définie par de la biotite, de l'épidote, du grenat, du mica blanc, et de la tourmaline, conférant ainsi à cette roche une texture granolépido-phroblastique. L'ordre de cristallisation grenat-biotite-chlorite indique des conditions métamorphiques rétrogrades du faciès amphibolite ou d'un faciès de haute pression-basse température, vers le faciès schiste vert.

#### 4.5. *Les marbres*

Les marbres ont une texture isogranulaire présentant parfois des bandes mylonitisées lorsqu'ils sont situés proches d'une faille. Les cristaux de carbonate montrent de nombreux points triples, et leurs macles sont souvent flexurées sous forme de «kink-band» (fig. 9). Dans les marbres calco-dolomitiques, de la trémolite souligne L1; sa présence implique que la roche a été soumise à des températures d'au moins 500°C lors de D1 (SPEAR 1993). L'absence de diopside signifierait que la température de 600°C (SPEAR 1993) du point invariant de la première apparition de ce minéral n'a pas été atteinte.

#### 4.6. *Les gneiss et micaschistes*

La texture est granoblastique à granolépido-blastique, suivant la proportion de mica. Comme relique d'un épisode anté D1 (de haute pression et basse température ?), nous avons observé du grenat, intensément fracturé, parfois altéré et moulé par Sp (fig. 9), et de la phengite dont l'existence est supposée par des observations optiques. De la biotite, du grenat et de la muscovite cristallisent pendant Sp; cette paragenèse correspond à la zone à grenat dans les métapelites, soit le faciès épidote-amphibolite (SPEAR 1993). Les micas blancs marquent les plis isoclinaux P1 par une structure analogue à celle dite en «arêtes de poisson» (BARD 1980). Leurs plans de clivage présentent parfois des structures en «kink-bands», indicatrices d'une déformation plastique chaude.

## 5. DISCUSSION

Les études minéralogiques et tectoniques nous permettent de résumer une partie de l'histoire métamorphique alpine de la nappe d'Antrona dans le Val Bognanco (fig. 12). L'utilisation dans les metabasaltes du géothermomètre dépendant de la teneur en Ti dans les amphiboles (COLOMBI 1989) nous a permis de caler cette courbe selon la température. Faute d'avoir utilisé un baromètre, nous avons pris les mêmes valeurs pour la pression que dans les travaux de COLOMBI (1989) et DELLA TORRE (1995).

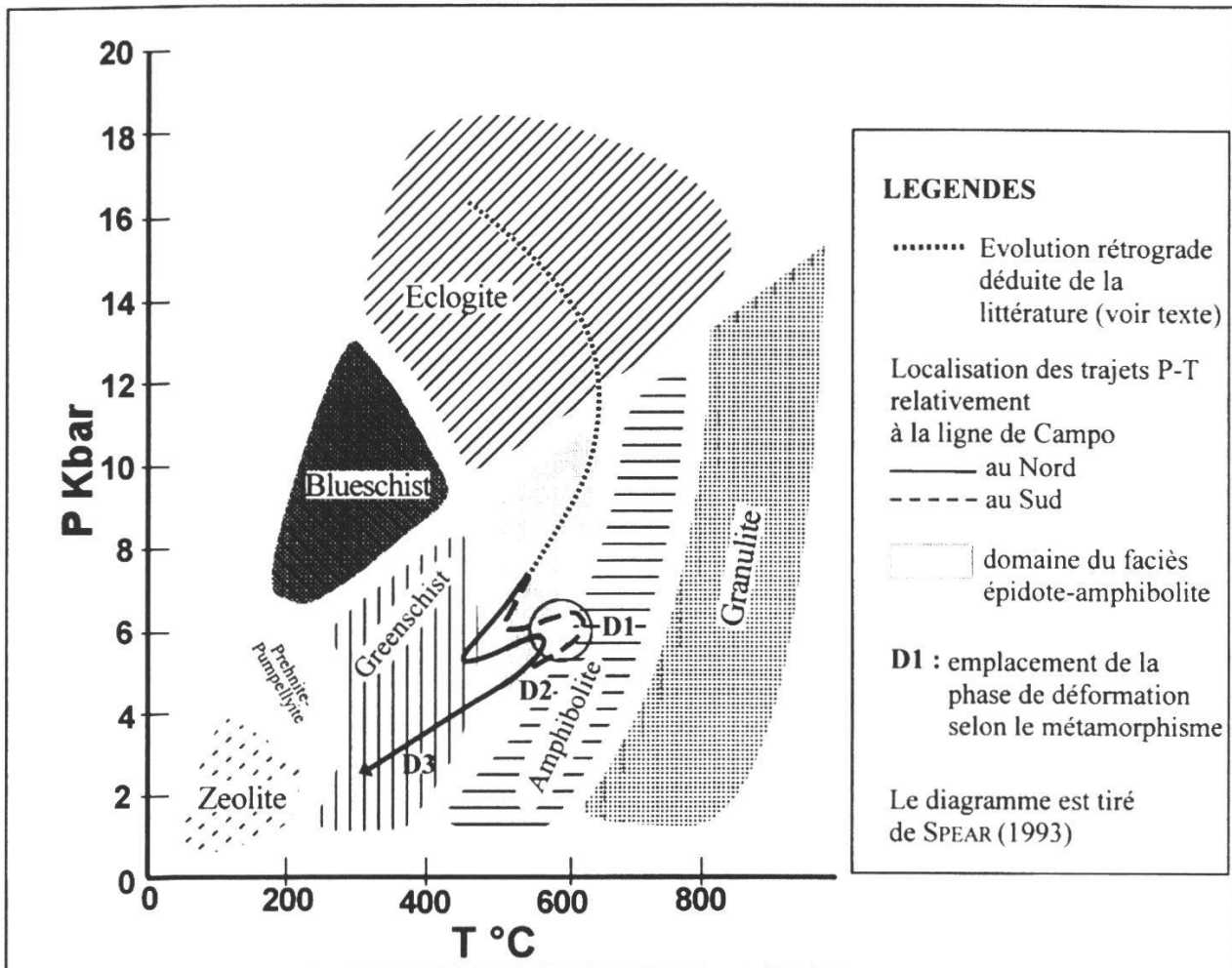


Figure 12.—Trajectoire des conditions P-T successives ayant affecté le Val Bognanco durant le métamorphisme alpin (le diagramme est tiré de SPEAR 1993).

—Rappelons qu'il est bien établi que la nappe d'Antrona a subi une phase métamorphique précoce (éoalpine) de haute pression, de faciès éclogite. En effet, les minéraux suivants ont été signalés dans les ophiolites: du glaucophane par BEARTH (1962) et COLOMBI (1989), de la barroisite par MUELLER (1976) et COLOMBI (1989), et de l'omphacite par BÉGLÉ et LOBRINUS (1985). Dans la nappe d'Antrona du Val Bognanco, à l'exception de quelques amphiboles dont la composition est proche de celle de la barroisite (annexe II), nous n'avons pas observé de reliques de cet événement métamorphique. Nous supposons donc que la remontée des roches a été suffisamment lente pour que la composition minéralogique se rééquilibre lors des conditions métamorphiques postérieures.

–Dans la nappe d'Antrona, l'évolution rétrograde qui suit cet événement de HP se reflète dans la zonation de certaines amphiboles, dont la composition du coeur est proche de celle d'une barroisite alors que la bordure est une actinote ou une hornblende (fig. 13 et annexe II).

–Une évolution prograde postérieure à l'évolution rétrograde précédente se traduit dans la zonation de quelques amphiboles et plagioclases (fig. 11 et 13). Les coeurs ont la composition d'une actinote, respectivement d'une albite, alors que les bordures sont une hornblende ou une tschermakite, respectivement une oligoclase. Cette évolution corrobore l'hypothèse de COLOMBI (1989) que dans la région la phase éoalpine de haute pression ne fut pas suivie par une évolution rétrograde classique au sens de THOMPSON et ENGLAND (1984). Cet auteur a en effet montré que la température remonte une deuxième fois d'environ 150-200°C vers 35-40 Ma (HURFORD et HUNZIKER 1985).

–Des blastes d'amphibole et de plagioclase anté-D1, de composition similaire aux coeurs des minéraux cités précédemment (actinote et albite) démontrent que D1 est contemporaine à postérieure à cette évolution prograde. Par conséquent, les bordures marquent un deuxième pic métamorphique dans l'histoire alpine: la phase mésoalpine datant d'environ 38 Ma (STECK et HUNZIKER 1994) est caractérisée, dans le Val Bognanco, par au minimum des conditions de faciès épidote-amphibolite. Les paragenèses montrent que cet événement a affecté toutes les unités de la zone étudiée. Après cette culmination, il y a rétrogenèse dans le faciès schistes verts (fig. 10). Dans les metabasaltes, elle est représentée par des zonations diverses, oligoclase-albite par exemple, ou par la cristallisation de chlorite (fig. 9 et 13).

Pour ce deuxième pic métamorphique nous disposons des résultats suivants: la teneur en Ti des hornblendes et tschermakites (thermomètre du titane, COLOMBI 1989) dans les metabasaltes indique une température comprise entre 480 et 620 ± 50°C (annexe III), l'association antigorite-forstérite-talc dans les ultramafites indique un intervalle allant de 500 à 550°C (BUCHER et FREY 1994), dans les carbonates la présence de trémolite donne une température d'au moins 500°C pour une pression fluide de 5 kb (SPEAR 1993), et les paragenèses des gneiss et micaschistes sont celles de la zone à grenat, ce qui indique une température comprise entre 500 et 600°C (YARDLEY 1992). Ajoutons que la pression devait être supérieure à environ 3.3 kb et la température plus élevée que 550°C, en raison de l'absence de chlorite dans la séquence basique (SPEAR 1993). En résumé, il paraît raisonnable d'envisager pour l'événement D1 une température située entre 500 et 600°C, pour une pression de 4 à 5 kb.

–Les paragenèses et textures diffèrent des deux côtés de la ligne de Campo. Les metabasaltes ont une texture némato(porphyro)blastique au N, mais granoblastique au S: cette dernière démontre une cristallisation en conditions plus statiques. De plus, on trouve au S de la hornblende tschermakitique, voire de la tschermakite, tandis qu'au N l'amphibole de plus haute température a la composition d'une hornblende (fig. 13). De ce fait, l'isograde de la première apparition de la hornblende tschermakitique suit géographiquement la ligne de Campo, mais sans être génétiquement liée: la ligne est postérieure à D1. De même, le thermomètre du Ti appliqué aux amphiboles montre que les amphiboles situées au S ont cristallisé sous des températures de 10 à 30°C supérieures à celles situées au N de la ligne (Annexe III). Ce faible écart de température suppose que le métamorphisme augmente graduellement du N au S.

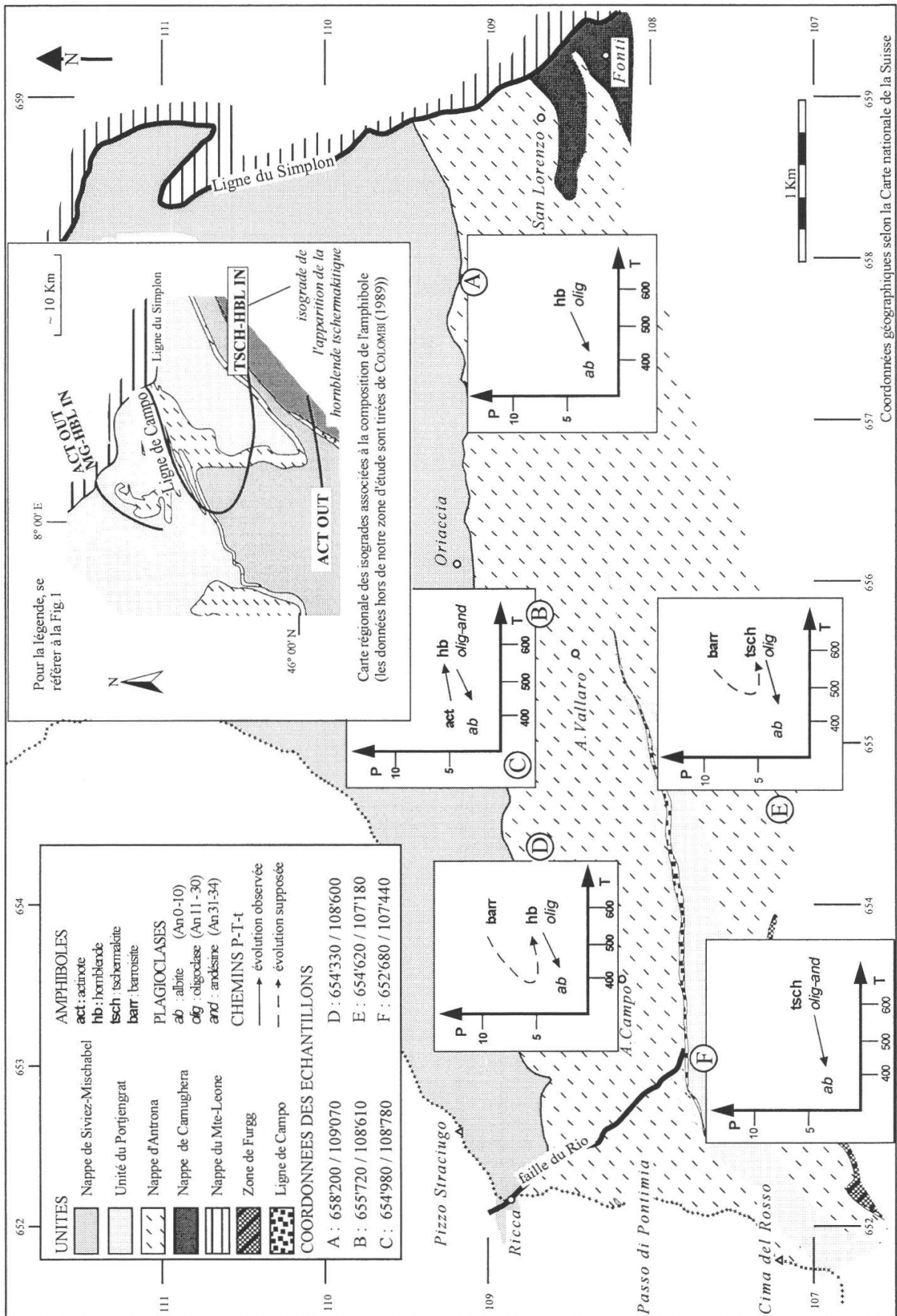


Figure 13.—Evolution métamorphique du versant sud du Val Bognanco. Cette interprétation est principalement basée sur les amphiboles et les feldspaths des metabasites analysés à la microsonde électronique. Les valeurs de T (en °C) et P (en kb) sont uniquement données à titre indicatif.

Nous supposons que l'activité de la ligne de Campo a débuté pendant ou peu après D1. En effet, on trouve des phyllonites situées de part et d'autre des brèches de faille (kakirites) et recoupées par elles. Cet événement est probablement à mettre en relation avec le cisaillement dextre qui a affecté la région du Simplon dès environ 33 Ma, créant la ligne du même nom voilà environ 18 Ma (STECK 1990, STECK et HUNZIKER 1994). Ceci sera suivi beaucoup plus tardivement par la phase cassante créant les brèches de faille.

## 6. CONCLUSIONS

Les lithostratigraphies relevées dans le Val Bognanco indiquent que la partie interne de la nappe de Siviez-Mischabel et la zone du Portjengrat se situaient au Trias hors du bassin subsident briançonnais, et plus précisément au SE de ce domaine paléogéographique. De plus, cette étude montre aussi que la limite interne de bassin briançonnais du Trias moyen se situe à l'intérieur de la nappe de Siviez-Mischabel, la série d'Azoglio montrant des analogies avec la zone d'Aceglia ou «Ultrabriançonnais», plus précisément la série ultrabriançonnaise intermédiaire de LEFEVRE (1982). L'observation de filons basaltiques dans la couverture de la nappe du Portjengrat, point commun avec la zone de Furgg (JABOYEDOFF *et al.* 1996) suggère de situer la patrie de la zone du Portjengrat au S de celle de Siviez-Mischabel.

Pour la nappe d'Antrona, la phase métamorphique éoalpine de haute pression a été suivie d'une rétrograde dans le faciès schiste vert. Au lieu de poursuivre cette évolution rétrograde, la nappe d'Antrona a de nouveau subi une légère hausse de température (150-200°C) et de pression, particulièrement bien traduite par le zonage des amphiboles et des feldspaths. La phase de pro-charriage D1 est vraisemblablement contemporaine de cette évolution prograde et au pic métamorphique de l'épisode mésoalpin qui s'en est ensuivi, et caractérisé par des conditions de faciès épidote-amphibolite au N de la ligne de Campo, et peut-être de faciès amphibolite au S de cette ligne. En effet, l'isograde de la première apparition de la hornblende tschermakitique suit géographiquement cette ligne; néanmoins plus d'analyses systématiques seraient nécessaires pour dire si la ligne est génétiquement liée à ce passage métamorphique. La ligne de Campo a peut-être le même âge et une origine similaire à la ligne du Simplon qui fut créée par cisaillement dextre à l'Oligocène. Les autres phases ductiles (D2 à D4) se sont déroulées lors de la rétrograde dans le faciès schiste vert.

## REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent à toutes les personnes qui, de proche ou de loin, ont collaboré à l'élaboration de notre diplôme et de cet article. Nous adressons cependant un merci plus particuliers aux trois directeurs de ce diplôme, MM. les professeurs H. Masson, H.-R. Pfeifer et A. Steck, qui nous ont permis de faire nos preuves en tant que géologue, ainsi qu'à F. Bussy qui nous a initié, mais surtout aidé à utiliser la microsonde. Nous remercions J.-L. Epard, H. Masson et A. Steck pour leurs discussions et leurs critiques qui nous ont permis d'améliorer cet article, et L. Dufresnes pour sa disponibilité lors des analyses aux rayons X. Nous profitons aussi de ces quelques lignes pour saluer E. Borri, le berger très hospitalier du Val Bognanco qui a transporté nos échantillons sur le dos de ses mules jusqu'à la route la plus proche.

## BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ A., 1954. Pennides dans l'Ossola et problème des racines. *Arch. Sci. (Genève)* 7/6: 411-462.
- AMSTUTZ A., 1971. Carte tectonique de l'Ossola aux Grisons. *Arch. Sci. (Genève)* 24/1: 5-9.
- AMSTUTZ A., 1974. Structures alpines autour de San Lorenzo et mécanismes orogéniques. *Eclogae geol. Helv.* 67/1: 91-99.
- ARGAND E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs plongements structuraux. *Mat. Carte géol. Suisse* 31: 1-26.
- BADOUX H., 1962. Géologie des Préalpes valaisannes (rive gauche du Rhône). *Mat. Carte géol. Suisse* 113. 86 p.
- BARD J.P., 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris. 192 p.
- BAUD A., 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 1. 322 p.
- BEARTH P., 1939. Über den Zusammenhang von Monte-Rosa- und Bernhard-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 32/1: 101-111.
- BEARTH P., 1954. Blatt Saas n° 1239. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, mit Erläuterungen (1957). *Comm. géol. suisse.*
- BEARTH P., 1956. Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates. *Eclogae geol. Helv.* 49/2: 269-278.
- BEARTH P., 1974. Zur Tektonik der Ossola- und Simplon-Region. *Eclogae geol. Helv.* 67/3: 509-513.
- BÉGLÉ P. et LOBRINUS S., 1985. Géologie et pétrographie du Val Loranco (Zone d'Antrona). *Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit.* 61 p.
- BLUMENTHAL M.M., 1952. Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. *Eclogae geol. Helv.* 45/2: 219-263.
- BOURBON M., 1980. Evolution d'un secteur de la marge Nord-Téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. 580 p.
- BUCHER K. and FREY M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag. 318 p.
- CARRUPT E. et SCHLUP M., 1996. Géologie et pétrographie du Val Bognanco (Piémont, Italie). *Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit.* 220 p.
- COLOMBI A., 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 4. 216 p.
- CORNAZ S., 1988. Géologie et pétrographie du Zwischenbergtal (Haut-Valais). *Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit.* 144 p.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., 1957. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. som. Soc. géol. France*: 38-40.
- DEBELMAS J., 1974. Les Alpes franco-italiennes. *Géol. France* 2: 387-442.
- DELLA TORRE F. 1995. Géologie et minéralogie du Pennique inférieur de la région de Robiei, Val Bavona (Tessin). *Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit.* 90 p.
- ELLENBERGER F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Carte géol. France.* 561 p.
- ESCHER A., MASSON H. et STECK A., 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 2. 12 p.
- ESCHER A., HUNZIKER J.-C., MASSON H., SARTORI M. and STECK A., 1997. Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. *In* Pfiffner A.O. (Ed.). *Deep structure of the Alps: results of NRP 20.* Birkhäuser. Basel: 205-221.

- GENGE E., 1958. Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Bernser Oberland). Inauguraldissertation, Univ. Bern: 151-211.
- GENGE E., 1959. Das Lauenental und der Geltenschuss; la vallée de Lauenen et la chute du Gelten. *Geographica helv.* 3: 238-246.
- GERLACH H., 1880. Karte der Penninischen Alpen in 1:200'000.
- HURFORD A.J. and HUNZIKER J.C., 1985. Alpine cooling history of the Monte Mucrone Eclogites (Sesia-Lanzo Zone): Fission track evidence. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 65/2-3: 299-323.
- HÜRLIMANN A., BESSON-HÜRLIMANN A. et MASSON H., 1996. Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaïlle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 28. 132 p.
- JABOYEDOFF M., BÉGLÉ P. et LOBRINUS S., 1996. Stratigraphie et évolution structurale de la zone de Furgg, au front de la nappe du Mont-Rose. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 84.2: 191-210 et *Bull. Géol. (Lausanne)* 334.
- KLEIN J.A., 1978. Post-nappe folding Southeast of the Mischabelrückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. *Leidse geol. Meded.* 51: 233-312.
- KRAMAR N., 1997. La couverture mésozoïque de la région d'Artsinol (Val d'Hérens, Valais); relations avec les nappes du Mont-Fort et du Tsaté. Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit. 120 p.
- KRAMAR N., (en préparation). La couverture mésozoïque de la région d'Artsinol (Val d'Hérens, Valais); relations avec les nappes du Mont-Fort et du Tsaté.
- LAGABRIELLE Y., 1987. Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques : le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piemont) : comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse Univ. de Bretagne occidentale, Brest. 350 p.
- LAIRD J. and ALBEE A., 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.* 281: 127-175.
- LEAKE B.E., 1978. Nomenclatures of Amphiboles. *Canad. Mineralogist* 16: 501-520.
- LEFEVRE R., 1982. Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiennes méridionales. Thèse, Univ. Paris-Sud. 435 p.
- LEMOINE M., 1961. La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* IV, 3: 163-180.
- MANCKTELOW N.S., 1990. The Simplon fault zone. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 163. 74 p.
- MARTHALER M., 1984. Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 77/2: 395-448.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A., 1977. Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales; données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM, Sect. IV, Géol. gén.* 3: 233-250.
- MÜLLER R., 1976. Zur Geologie des Antrona-Mulde östlich von Antronapiana. Diplôme Géol. Univ. Zurich. Inédit.
- RAMSAY J.G., 1967. The techniques of modern structural geology. Acad. Press Inc. London. 568 p.
- ROBYR M., 1998. Etude géologique de la région du Gornergrat. Diplôme Géol. Univ. Lausanne. Inédit. 110 p.
- SARTORI M., 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 6. 156 p.
- SCHMID S., AEBLI H.R., HELLER F. and ZINGG A., 1989. The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In Coward M.P., Dietrich D. and Park R.G., (Eds). *Alpine Tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. London* 45: 153-171.
- SPEAR F.S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. J. Sci.* 281: 697-734.

- SPEAR F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineral. Soc. Amer. Monogr. 799 p.
- SPICHER A., 1980. Carte tectonique de la Suisse au 1:500'000. Comm. Géol. Suisse. Off. Féd. Topogr. Wabern.
- STECK A., 1984. Structures et déformations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77/1: 55-100.
- STECK A., 1987. Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67: 27-45.
- STECK A., 1990. Une carte des zones de cisaillement ductiles des Alpes Centrales. *Eclogae geol. Helv.* 83/3: 603-627.
- STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHAND R., MASSON H. et SPRING L., 1989. Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. Mémoire de Géologie (Lausanne) 5. 8 p.
- STECK A. and HUNZIKER J., 1994. The Tertiary structural evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238: 229-254.
- STELLA A. e NOVARESE V., 1913. Carta geologica d'Italia 1:100'000. Foglio 15 Domodossola.
- THOMPSON A.B. and ENGLAND P.C., 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I, II. *J. Petrol.* 25/4: 894-955.
- VANNAY J.-C. et ALLEMAN R., 1990. La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). *Eclogae geol. Helv.* 83/1: 21-39.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G. and HUNZIKER J.C., 1991. The protoliths of the «Eclogitic Micaschists» in the lower Aosta Valley (Sesia-lanzo Zone, Western Alps). *Mem. Sci. Geol.* 43: 347-359.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G., ARMANDO G., BARBERO M. and HUNZIKER J.C., 1994. The Central Sesia Lanzo Zone (Western Italy Alps): new field observations and lithostratigraphic subdivision. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1: 115-125.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J., 1991. *Éléments de tectonique analytique*. 2ème éd. Masson. Paris. 118 p.
- WENK E. und KELLER F., 1969. Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1: 158-199.
- WETZEL R., 1974. Hornblenden aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/1: 151-207
- YARDLEY B.W.D., 1992. *Introduction to metamorphic petrology*. Longman Sci. and Techn. Ed. New York. 248 p.

*Manuscrit reçu le 21 avril 1998*

Annexe I.–Analyses chimiques des roches mafiques du Val Bognanco.

Echant.	3	100	73	201	214	202	12	18	Echant.	3	100	73	201	214	202	12	18
SiO2	48.32	47.75	42.35	48.1	49.12	39.87	49.85	48.23	Sr	181	191	651	229	311	835	172	157
TiO2	1.2	1.37	1.26	1.01	1.45	1.1	0.38	0.27	U	0	0	3	0	0	8	0	0
Al2O3	16.12	16.78	18.84	17.35	16.55	13.82	13.95	15.8	Rb	0	4	7	107	7	89	0	0
Fe2O3	2.6	3.22	5.84	3.41	4.61	1.84	0.31	2.3	Th	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	5.78	4.58	1.95	5.19	4.06	4.16	5.77	1.9	Pb	0	0	33	0	0	0	0	0
MnO	0.14	0.11	0.1	0.14	0.15	0.15	0.1	0.08	Ga	11	9	14	8	12	9	7	5
MgO	8.27	7.92	5.52	7.52	7.14	7.5	10.82	11.5	Zn	63	31	49	56	67	41	18	15
CaO	11.19	12.36	17.31	9.04	9.26	17.82	14.17	14.88	Cu	51	0	0	153	82	165	0	43
Na2O	2.61	2.62	1.81	2.6	3.68	1.53	1.43	1.17	Ni	141	121	74	146	67	44	165	291
K2O	0.09	0.1	0.14	2.44	0.2	1.86	0.09	0.06	Co	55	51	38	60	48	33	62	43
P2O5	0.11	0.28	0.04	0.1	0.13	0.07	0.01	0.01	Cr	399	320	252	203	298	260	406	2210
H2O+CO2	2.6	2.06	4.09	2.11	2.84	9.28	2.29	2.55	V	219	195	182	145	226	123	173	114
Cr2O3	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.28	Ce	0	0	0	0	0	24	0	0
NiO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	Nd	6	6	10	1	8	11	0	0
total	99.1	99.21	99.29	99.06	99.24	99.04	99.24	99.07	Ba	0	0	10	66	15	13	0	0
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	La	19	0	10	0	9	10	0	0
Zr	93	102	101	79	116	96	0	0	S	44	41	64	267	99	1394	48	56
Y	16	18	20	12	19	16	0	0	Hf	1	0	1	1	1	0	0	0

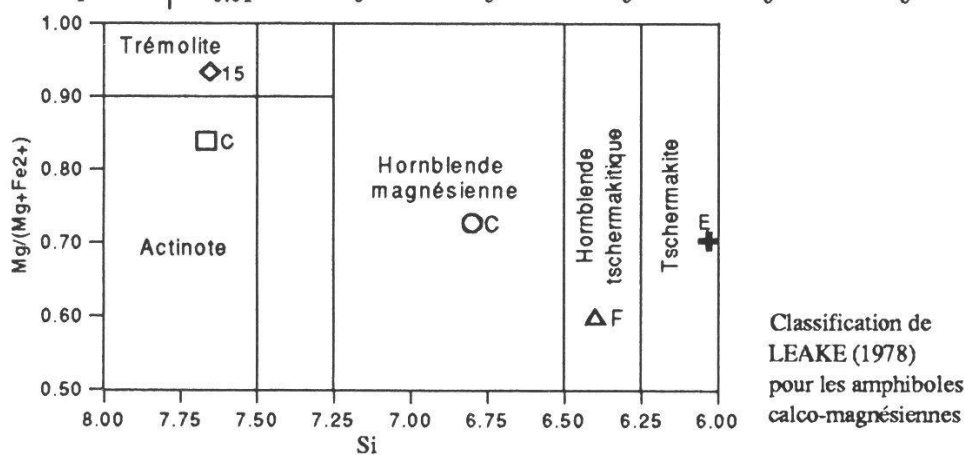
Annexe I: analyses géochimiques représentatives effectuées au Centre d'Analyses Minérales de l'Université de Lausanne

- 3 et 100: metabasaltes de la nappe d'Antrona
- 73: intrusion dans les calcschistes de la nappe d'Antrona
- 201 et 214: intrusion dans le socle du Portjengrat
- 202: intrusion dans la couverture du Portjengrat
- 12 et 18: métagabbros de la nappe d'Antrona

3: X: 654'550 / Y: 108'660
100: X: 658'200 / Y: 109'070
73: X: 655'000 / Y: 108'020
201: X: 653'040 / Y: 107'690
202: X: 653'040 / Y: 107'690
214: X: 652'180 / Y: 107'110
12: X: 654'370 / Y: 108'560
18: X: 652'550 / Y: 108'060

Annexe II.—Composition chimique représentatives d'amphiboles analysées à la microsonde électronique, et tableau de classification selon LEAKE (1978).

Composition	trémolite	actinote	hornblende	hb. tscherm.	tschermakite	hb. barr.
N° Echant.	15	C	C	F	E	E
SiO <sub>2</sub>	55.24	54.17	47.01	43.32	41.02	45.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.66	2.59	10.18	13.06	15.12	12.62
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.04	0.31	0.37	0.50	0.39
MgO	19.32	16.91	12.50	9.01	9.79	10.78
FeO	6.33	10.90	14.11	18.36	17.21	15.32
MnO	0.17	0.33	0.23	0.27	0.27	0.30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0
CaO	11.39	11.33	11.23	10.38	10.86	9.26
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.62	1.40	1.87	1.80	2.26
K <sub>2</sub> O	0.02	0.07	0.17	0.42	0.36	0.52
F	0.02	0	0	0	0	0
H <sub>2</sub> O sto.	2.10	2.10	2.10	2.10	2.10	2.10
total	99.22	99.06	99.24	99.15	99.02	99.17
Normalisation basée sur 22 oxygènes						
Si	7.66	7.67	6.80	6.40	6.03	6.60
Al <sup>IV</sup>	0.34	0.33	1.20	1.60	1.97	1.40
Al <sup>VI</sup>	0.25	0.10	0.54	0.67	0.65	0.75
Cr	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0.03	0.04	0.05	0.04
Fe <sup>3+</sup>	0.45	0.60	0.69	0.94	1.21	0.97
Fe <sup>2+</sup>	0.28	0.69	1.01	1.32	0.91	0.88
Mg	3.99	3.57	2.70	1.98	2.15	2.32
Mn	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
Ca	1.69	1.72	1.74	1.64	1.71	1.44
Na X	0.25	0.17	0.26	0.36	0.29	0.56
Na Y	0	0	0.13	0.18	0.22	0.07
K	0	0.01	0.03	0.08	0.07	0.10
OH	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
F	0.01	0	0	0	0	0



Annexe III.-Résultats du géothermomètre de la teneur en Ti (COLOMBI 1989) appliqués aux hornblendes, hornblendes tschermakitiques et tschermakites.

