



HAL
open science

**L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET
TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DU SUBSTRATUM
DU DOMAINE VALAISAN (COMPLEXE DU
VERSOYEN, ALPES OCCIDENTALES) -
IMPLICATIONS DANS L'HISTOIRE ALPINE**

Sebastien Cannic

► **To cite this version:**

Sebastien Cannic. L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DU SUBSTRATUM DU DOMAINE VALAISAN (COMPLEXE DU VERSOYEN, ALPES OCCIDENTALES) - IMPLICATIONS DANS L'HISTOIRE ALPINE. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT : . tel-00452162

HAL Id: tel-00452162

<https://theses.hal.science/tel-00452162>

Submitted on 1 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 96/GRE1/0155/D
(double) SSP

TS 96 / GRE1 / 0 1 5 5
DOUBLE



THÈSE

Présentée par

Sébastien CANNIC

Pour obtenir le titre de

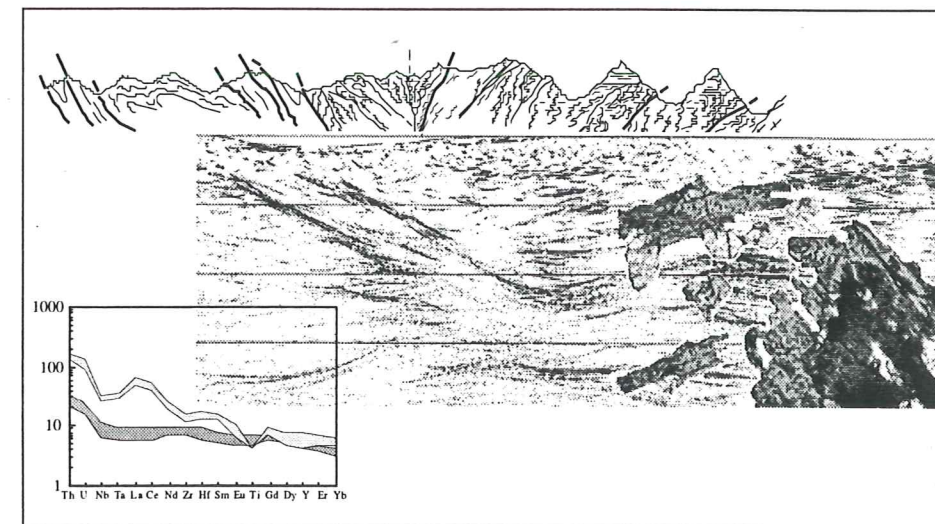
DOCTEUR

DE L'UNIVERSITÉ DE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE 1

(arrêtés ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 mars 1992)

(Spécialité : SCIENCES DE LA TERRE)

**L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET TECTONO-MÉTAMORPHIQUE
DU SUBSTRATUM DU DOMAINE VALAISAN
(COMPLEXE DU VERSOYEN, ALPES OCCIDENTALES) :
IMPLICATIONS DANS L'HISTOIRE ALPINE**



Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et de l'Université de Lausanne.



L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales) : Implications dans l'histoire alpine

Résumé

Le domaine valaisan dessine la suture majeure qui marque la limite entre les zones internes et externes des Alpes occidentales et dont l'interprétation géodynamique était controversée. Cette suture est constituée d'une série de flysch (le flysch valaisan) et d'un complexe magmatique et sédimentaire (le complexe du Versoyen). Suivant les auteurs, les roches magmatiques d'affinité tholéitique pourraient représenter : 1) une klippe d'origine piémontaise (suture d'hyper-collision), 2) une écaille ophiolitique située au front d'un prisme d'accrétion (suture océanique), 3) un complexe magmatique lié à un amincissement crustal (inversion structurale).

Le but de ce travail était de trouver des arguments qui permettaient de résoudre cette controverse. Ainsi les résultats de ce travail montrent que :

- Dans la région du col du Petit-Saint-Bernard (frontière franco-italienne), certaines tholéïtes sont recoupées par des filons leucocrates qui correspondent à des liquides différenciés, cogénétiques du magmatisme. Les datations U/Pb sur les zircons contenus dans l'un de ces filons indiquent un âge Carbonifère supérieur - Permien inférieur pour le magmatisme du Versoyen.

- Ce magmatisme présente des caractères géochimiques et isotopiques, intermédiaires entre ceux des N-MORB et des T-MORB, dans les régions du col du Petit-Saint-Bernard et de Visp (Suisse). Ces tholéïtes dériveraient de la fusion partielle d'un manteau appauvri (de type N-MORB), avec probablement la participation d'une source enrichie (de type OIB), ce qui est en accord avec une mise en place dans un domaine en cours d'océanisation.

- Le complexe du Versoyen est affecté par un métamorphisme polyphasé éclogitique, puis schiste bleu et enfin schiste vert. La paragenèse éclogitique correspond à des conditions de Haute-Pression et Basse-Température ($P > 13\text{Kb}$, $425 < T < 475^\circ\text{C}$) qui traduisent un enfouissement à grande profondeur, lié à une subduction. Les datations Ar/Ar réalisées sur les phengites donnent des âges de refroidissement proches de 33 Ma et permettent d'établir le chemin P-T-t de ce complexe au cours de l'exhumation des éclogites.

- Le complexe du Versoyen est affecté par une déformation syn-schiste vert qui correspond à un jeu normal vers le SE. La comparaison entre les données de terrain et les données sismiques ECORS suggère que les failles normales se prolongent en profondeur et s'aplatissent vers 10-15 km. Cette déformation postérieure à 38 Ma explique en partie l'exhumation des éclogites. Ce jeu normal est contemporain de chevauchements dans la zone externe et pourrait accommoder un réamincissement crustal au cours de la collision alpine.

Ces données montrent que l'individualisation du substratum du domaine valaisan est liée au cycle hercynien et que ses relations complexes avec le flysch sus-jacent sont liées à une inversion structurale anté-flysch, alors que son évolution tectono-métamorphique est contrôlée par une extension succédant aux phases compressives.

Magmatic and tectono-metamorphic evolution of the substratum of the Valaisan domain (Versoyen complex, western Alps): Implications during the Alpine orogen

Abstract

The mafic-ultramafic igneous assemblage of the Versoyen complex exposed in the Valaisan domain mark the boundary between the internal and the external zones of the western Alps. The geodynamical environment of this complex remains questionable. Indeed, this complex has been interpreted as: (1) a Piemont-Ligurian klippe (hypercollision model), (2) an ophiolitic suture (accretionary complex model), (3) a magmatic complex emplaced into a basin floored by a thin continental crust (model of structural inversion of an inherited structure).

The aim of this work was to precise the geodynamic signification of the Versoyen complex on the basis of a multidisciplinary approach.

The main results are developed hereafter.

- The ultramafic-mafic igneous rocks of the Versoyen complex display tholeiitic affinities. In the vicinity of the Petit-Saint-Bernard pass (France-Italy) and Visp (Switzerland), these tholeiites show flat REE patterns, characteristic of N-MORB and T-MORB. Their ϵ_{Nd} ratios () suggest the mixing of Normal -Mid Oceanic Ridge Basalt (N-MORB) and Oceanic Island Basalt (OIB) sources.

- Near the Petit-Saint-Bernard pass, zircons extracted from a felsic dike of the Versoyen complex cogenetic with the mafic rocks of the complex define concordia intercept ages of 294 ± 1 Ma and 3247 ± 3 Ma, which can be interpreted to reflect dike emplacement during Paleozoic times and Archean primary zircon formation in the magma source material respectively.

- The Versoyen complex has been affected by a polyphased metamorphism under eclogitic to blueschist and greenschist facies conditions. The Pressure-Temperature (P-T) conditions of the eclogitic assemblage could be related to subduction process. The Ar/Ar ages of ≈ 33 Ma which correspond to the cooling ages have been used to define the Pressure-Temperature-time (P-T-t) path during the exhumation of the eclogites.

- The Versoyen complex is affected by normal faults dipping SE. These faults are linked to ductile and semi-brittle shear zones and took place under greenschist facies conditions. These normal faults developed after 38 Ma are contemporaneous with the shortening which occurs in the external zones of the western Alps during this period. These faults are likely responsible for the exhumation of the eclogites and could accomodate the crustal thinning during the Alpine collision.

These new results imply to reconsider the geodynamic signification of the Versoyen complex. The emplacement of the tholeiitic rocks took place during the late Hercynian while the tectono-metamorphic evolution of the complex is related to the Alpine history.

Key words: western Alps, Valaisan domain, tholeiites, Paleozoic, eclogites, exhumation, normal faults

SOMMAIRE

INTRODUCTION	p 1
I- LA PROBLÉMATIQUE ABORDÉE	p 3
II- CADRE GÉOLOGIQUE	p 5
III- LE DOMAINE VALAISAN DANS LES ALPES OCCIDENTALES	p 6
III.1- L'origine des discussions	p 6
III.2- Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. 1993. Mugnier J.L., Loubat H. and Cannic S., Bull. Soc. géol. France, 164, p. 697-708	p 7
III.3- The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic. Discussion. 1995. Cannic S., Mugnier J.L., Lapiere H., Lardeaux J.M., Hunziker J.C. et Hernandez J., J. Struct. Geol., 17, p. 1481-1484	p 20
CHAPITRE 1 : Age, origine et signification géodynamique des tholéïtes du complexe du Versoyen	p 25
1.1- PRÉSENTATION	p 27
1.1.I- Lithostratigraphie	p 27
1.1.II- Pétrologie	p 28
1.2- DATATION U/Pb DU COMPLEXE DU VERSOYEN	p 28
1.2.I- Rappels sur les contraintes d'âge pour le complexe du Versoyen	p 28
1.2.I.A- Le flysch de Tarentaise	p 28
1.2.I.B- Le conglomérat du Collet des Rousses et de l'Aiguille de l'Ermite	p 29
1.2.II- Techniques analytiques	p 30
1.2.III- Résultats	p 31
1.3- CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES	p 32
1.3.I- Techniques analytiques	p 32
1.3.II- Altération des roches et mobilité des éléments chimiques	p 32
1.3.II.A- Rappels	p 32
1.3.II.B- Le cas du complexe du Versoyen	p 33

1.4- RÉSULTATS	p 39
1.4.I- Résumé des résultats	p 39
1.4.II- <i>The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin. Cannic S., Lapierre H., Schärer U. et Mugnier J.L., soumis à Earth Planet. Sci. Lett.</i>	p 41

CHAPITRE 2 : Évolution P-T-t de l'unité du Roignais-Versoyen.....	p 75
---	------

2.1- INTRODUCTION	p 77
2.2- MINÉRALOGIE MÉTAMORPHIQUE ET CONDITIONS P-T DU COMPLEXE DU VERSOYEN	p 77
2.2.I- Paragénèses métamorphiques	p 79
2.2.II- Données expérimentales et évaluation des conditions P-T	p 79
2.2.II.A- Le stade éclogitique	p 79
2.2.II.B- Évolution rétrograde	p 83
2.2.III- L'évolution tectono-métamorphique des tholéïtes du Versoyen	p 84
2.2.III.A- Présentation	p 84
2.2.III.B- <i>Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen unit (Valaisan domain, France), 1996. Cannic S., Lardeaux J.M., Mugnier J.L., Hernandez, J., Eclogae geol. Helv., 89, p. 321-343</i>	p 84
2.2.IV- Le métamorphisme des sédiments du complexe du Versoyen	p 111
2.3- LE MÉTAMORPHISME DANS LE FLYSCH DE TARENTEISE ET DANS LES CALCSCHISTES DU PETIT-SAINT-BERNARD	p 112
2.3.I- Le flysch de Tarentaise	p 112
2.3.II- Les calcschistes du Petit-Saint-Bernard	p 112
2.4- DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	p 113
2.4.I- Méthodologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	p 113
2.4.I.A- Principes de base	p 113
2.4.I.B- Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique	p 114
2.4.II- Préparation des échantillons et procédure analytique	p 115
2.4.II.A- Broyage	p 115
2.4.II.B- Dissolution	p 117
2.4.II.C- Séparation	p 117
2.4.II.D- Irradiation	p 117
2.4.II.E- Chauffage	p 117

2.4.III- Résultats	p 117
2.4.III.A- Choix des échantillons	p 117
2.4.III.B- Présentation des spectres	p 117
2.4.IV- Validité et signification des résultats	p 126
2.4.IV.A- Validité des résultats	p 126
2.4.IV.B- Signification des âges	p 131
2.5- DISCUSSION	p 131
2.5.I- Evolution P-T-t	p 131
2.5.II- Mise en place des éclogites	p 132
2.5.III- Début de l'exhumation des éclogites	p 132
2.5.IV- La fin de l'exhumation	p 133

<p>CHAPITRE 3 : Évolution tectonique de l'unité du Roignais-Versoyen et phénomènes compensateurs de l'épaississement crustal</p>	p 135
--	-------

3.1- INTRODUCTION	p 137
3.2- RAPPELS	p 137
3.2.I- Déformation D1	p 138
3.2.II- Déformation D2	p 138
3.2.III- Déformation D3	p 138
3.2.IV- Déformation D4	p 138
3.3- NOUVELLES DONNÉES SUR LA DÉFORMATION DANS L'UNITÉ DU ROIGNAIS-VERSOYEN	p 141
3.3.I- Plissement isoclinal de la série du Versoyen	p 141
3.3.I.A- Critères de polarité magmatiques et géochimiques	p 141
3.3.I.B- Plissement isoclinal de la série du Versoyen	p 141
3.3.II- Déformation en extension dans l'unité du Roignais-Versoyen	p 142
3.3.II.A- Caractéristiques de la déformation	p 142
3.3.II.B- <i>Mise en évidence d'une faille ductile normale dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France), 1995. Cannic S., Mugnier J.L. et Lardeaux J.M., C.R. Acad. Sci. Paris, 321, p. 513-519</i>	p 142
3.3.II.C- Chronologie des déformations	p 151
3.4 EXTENSION NÉOALPINE DANS LES ALPES OCCIDENTALES	p 151
3.4.I- Présentation	p 151
3.4.II- <i>Neogene extension in the western Alps, sous presse. Cannic S., Mugnier J.L. et Lardeaux J.M., Tectonophysics</i>	p 152

3.4.IV- Discussion	p 183
3.3.IV.A- Extension post-orogénique	p 183
3.3.IV.B- Extension syn-orogénique induite par une subduction lithosphérique	p 183
3.3.IV.C- Extension liée à un effondrement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion	p 184
3.3.IV.D- Extension provoquée par le franchissement d'un plat de rampe	p 187
3.3.IV.E- Transtension dans un système décro-chevauchant	p 187
3.3.IV.F- Résumé	p 188

Discussion / Conclusion	p 189
--------------------------------------	-------

1- PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS	p 191
1.I- Caractéristiques géochimiques et datation de magmatisme du Versoyen	p 191
1.II- Métamorphisme et évolution P-T-t de l'unité du Roignais-Versoyen	p 191
1.III- Évolution structurale	p 192
1.III.A- Plissement isoclinal du complexe du Versoyen	p 192
1.III.B- Extension néoalpine	p 192
2- IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES DES NOUVELLES DONNÉES	p 192
2.I- Le magmatisme du Versoyen, ophiolite ou complexe lié à un amincissement crustal ?	p 192
2.II- Le complexe du Versoyen, suture de l'océan valaisan ?	p 193
2.III- Contexte de mise en place du magmatisme du Versoyen	p 193
2.IV- Les relations entre le flysch de Tarentaise et le complexe du Versoyen	p 195
2.V- Le complexe du Versoyen, zone de mélange tectonique ?	p 196
3- LE COMPLEXE DU VERSOYEN DANS L'ÉVOLUTION GÉOTECTONIQUE DU SUD DE L'EUROPE	p 196

Bibliographie	p 201
----------------------------	-------

Annexes	p 217
----------------------	-------

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Figure 1 :	Principales unités dans les Alpes occidentales	p 2
Figure 2 :	Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales entre les massifs de Belledonne et de l'Aar	p 4
<i>Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains on the western alps, 1993. Mugnier J.L., Loubat H. et Cannic S. Bull. Soc. géol. France, 164, p. 697-708.</i>		
Figure 1 :	Carte de localisation et carte géologique simplifiée de la limite entre Alpes internes et Alpes externes	p 9
Figure 2 :	Une coupe NW-SE à travers la limite zone interne et zone externe des Alpes, comparée avec une ligne sismique migrée (traitement CGG)	p 10
Figure 3 :	Deux schémas possibles de branchement des failles entre le front penninque et le chevauchement Briançonnais frontal	p 11
Figure 4 :	Un chemin P-T du métamorphisme rétrograde du Versoyen (d'après Schürch, 1987)	p 12
Figure 5 :	Un schéma d'évolution du modèle de poinçon profond sous les Alpes	p 13
Figure 6 :	Comparaison entre la surrection induite par un simple chevauchement et celle induite par un modèle combinant pro et rétro-chevauchements	p 15
Figure 7 :	Trois schémas possibles de l'évolution géodynamique de l'actuelle suture entre les Alpes internes et les Alpes externes	p 16
<i>The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic. Discussion, 1995. Cannic S., Mugnier J.L., Lapiere H., Lardeaux J.M., Hunziker J.C. et Hernandez J., J. Struct. Geol., 17, p. 1481-1484.</i>		
Figure 1 :	A P-T retrograd path of the Versoyen zone	p 22
Figure 2 :	WNW-ESE cross section through the Valaisan and Briançonnais zones modified after Antoine (1971, Lancelot (1979) and Baudin (1987)	p 23

CHAPITRE 1

Figure 1.1 :	Colonne lithostratigraphique du complexe du Versoyen	p 26
Figure 1.2 :	Coupe interprétative de la structure du complexe du Versoyen et contact entre le complexe et le conglomérat du Collet des Rousses modifiés d'après Lasserre et Laverne (1976).....	p 29
Figure 1.3 :	Diagramme concordia pour les zircons des filons leucocrates	p 31
Figure 1.4 :	Diagrammes de variations des éléments majeurs en fonction de la perte au feu (PF) pour les tholéïtes du complexe du Versoyen	p 35
Figure 1.5 :	Diagrammes de variations des éléments traces en fonction de la perte au feu (PF) pour les tholéïtes du complexe du Versoyen	p 36
Figure 1.6 :	Diagrammes de corrélation entre éléments traces pour les tholéïtes du complexe du Versoyen.....	p 37
Figure 1.7.a :	Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R. ref) des cœurs de sills et des basaltes en coussins du complexe du Versoyen.....	p 38
Figure 1.7.b :	Diagramme de normalisation par rapport au clinopyroxène des cœurs de sills et des basaltes en coussins.....	p 38
Figure 1.8 :	Répartition des tholéïtes du complexe du Versoyen dans le diagramme Ti/Y en fonction de Zr/Y (Brewer et al., 1992)	p 40
<i>The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin. Cannic S., Lapiere H., Schärer U. et Mugnier J.L., soumis à Earth Planet. Sci. Lett.</i>		
Figure 1 :	Main units in the western Alps	p 44
Figure 2 :	NW-SE geological cross sections through the Versoyen complex	p 47
Figure 3 :	Restored lithostratigraphic sequences of the Versoyen complex near the Petit-Saint-Bernard pass and Visperterminen	p 48
Figure 4 :	Phenocryst clinopyroxene composition of the Versoyen complex igneous rocks	p 50
Figure 5 :	U-Pb concordia diagram for zircons of the tholeiitic rocks	p 54
Figure 6 :	Ti/Y versus Nb/Y tectonomagmatic discrimination diagram for the Versoyen complex igneous rocks (after Pearce, 1982)	p 59

Figure 7 :	Chondrite (C1)-normalized (after Sun and Mc Donough, 1989) REE patterns for the igneous and sedimentary rocks	p 60
Figure 8 :	Primitive mantle-normalized (after Sun and Mc Donough, 1989) spiderdiagrams for the igneous and sedimentary rocks	p 63
Figure 9 :	Ti/Y versus Zr/Y for the igneous and sedimentary rocks after Brewer et al. (1992)	p 64
Figure 10 :	ϵ_{Nd} (T=294Ma) and ϵ_{Sr} (T=294Ma) plot for the igneous and sedimentary rocks	p 66
Figure 11 :	ϵ_{Nd} (T=294Ma) versus Sm/Nd and ZR/Ti plots for the igneous and sedimentary rocks	p 68

CHAPITRE 2

Figure 2.1 :	Résultats thermobarométriques pour l'assemblage grenat-omphacite (Krogh,1988). Champ de stabilité de l'omphacite d'après Holland (1983)	p 81
Figure 2.2 :	Résultats thermobarométriques pour l'assemblage grenat-omphacite (Krogh,1988)	p 82
Figure 2.3 :	Compositions des amphiboles calciques du Versoyen dans un diagramme Al ^{IV} -Na (M4)	p 85
<i>Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen unit (Valaisan domain, France), 1996. Cannic S., Lardeaux J.M., Mugnier J.L., Hernandez, J., Eclogae geol. Helv., 89, p. 321-343.</i>		
Figure 1 :	Geological sketch map of the boundary of the Delphino-Helvetic zone, the Valaisan and Briançonnais domains in the western Alps	p 89
Figure 2 :	WNW-ESE cross section through the Valaisan and Briançonnais zones modified after Antoine (1971), Lancelot (1979) and Baudin (1987)	p 90
Figure 3 :	Magmatic (A) and eclogitic assemblages in the meta igneous rocks (A, B and C) and in the metasediments (D and E)	p 91
Figure 4 :	Average pyroxene and garnet compositions plotted after Essene and Fyfe (1967) and Coleman et al. (1965), respectively	p 94
Figure 5 :	Composition of the alkali amphiboles from the metagabbros and the metasediments in the Miyashiro-type diagram	p 98
Figure 6 :	P-T path of the studied rocks	p 100
Figure 7 :	Trajectories map of the extensional crenulation cleavage and orientation of the stretching lineation in the Roignais-Versoyen unit	p 102
Figure 8 :	WNW-ESE cross section through the "Haut vallon du Beaupré"	p 104
Figure 2.4 :	Évolution pression-température des tholites du Versoyen (Cannic et al., 1996) comparées avec les données des sédiments d'après Goffé et Bousquet (sous presse)	p 111
Figure 2.5 :	Répartition des phengites du flysch de Tarentaise dans un diagramme Al ^{IV} -Al ^{VI} -(Mg+Fe)	p 112
Figure 2.6 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V93-02.c (complexe du Versoyen)	p 119
Figure 2.7.a :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V94-58.a (complexe du Versoyen)	p 120
Figure 2.7.b :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V94-58.b (complexe du Versoyen)	p 121
Figure 2.8 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V94-133 (complexe du Versoyen)	p 122
Figure 2.9 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V94-77 (complexe du Versoyen)	p 123
Figure 2.10 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V94-08 (unité du Petit-Saint-Bernard)	p 124
Figure 2.11 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V9-64 (unité du Petit-Saint-Bernard)	p 127
Figure 2.12 :	Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique pour l'échantillon V93-27 (flysch de Tarentaise)	p 128
Figure 2.13 :	Évolution Pression-Température-Temps (P-T-t) du complexe du Versoyen	p 130
Figure 2.14 :	Relation entre pic barométrique (P _{max}) et pic thermique (T _{max}) au cours de l'évolution P-T-t d'une roche subductée d'après Thomson et Ridley (1987)	p 133

CHAPITRE 3

- Figure 3.1 : Transposition de la schistosité S1 par S2 dans le flysch de Tarentaise p 139
Figure 3.2 : Répartition des textures magmatiques au sein de trois sills et évolution des teneurs en Cr, Ni et Mg p 139
Figure 3.3 : [A] Coupe géologique à travers le complexe du Versoyen et polarité de la série. [B] Coupe interprétative illustrant le plissement de la série du Versoyen p 140

Mise en évidence d'une faille ductile normale dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France), 1995. Cannic S., Mugnier J.L. et Lardeaux J.M., C.R. Acad. Sci. Paris, 321, p. 513-519.

- Figure 1 : Coupe géologique à travers l'unité du Roignais-Versoyen p 146
Figure 2 : Carte de trajectoire des structures d'ECC et orientation de la linéation d'étirement dans l'unité du Roignais-Versoyen p 147

- Figure 3.4 : Double boudinage des tholéïtes et bourrage des schistes noirs p 150
Figure 3.5 : Profil sismique ECORS-CROP (Alpes occidentales) et coupe interprétative p 153

Neogene extension in the western Alps, sous presse. Cannic S., Mugnier J.L. et Lardeaux J.M., Tectonophysics.

- Figure 1 : Main units in the western Alps p 156
Figure 2 : Geological cross section along the ECORS-CROP profile p 156
Figure 3 : P-T paths in different alpine units p 158
Figure 4 : Structural map p 161
Figure 5 : Structural section across the Valaisan domain and kinematic criteria under greenschist facies conditions p 162
Figure 6 : Field aspect of ductile shear zones under greenschist facies conditions in the Valaisan domain p 163
Figure 7 : Lower hemisphere equal-area stereonets p 164
Figure 8 : Structural section across the Sub-Briançonnais and Briançonnais domains (modified after Caby, 1992) p 165
Figure 9 : Structural section across the Sésia-Lanzo zone (modified after Spalla et al., 1992) p 166
Figure 10 : Distribution of Ar/Ar muscovite ages zircon and apatite fission track ages along the ECORS-CROP profile p 169
Figure 11 : Composite cooling curves for the main units in the western Alps p 170
Figure 12a : Uplift history of the "zone Houillère" and the Ruitor massif p 171
Figure 12b : Sketches of relative motion between the "zone Houillère" and the Ruitor massif p 171
Figure 13 : Interpretative seismic ECORS-CROP profile p 172
Figure 14 : Speculative model showing the Neogene kinematics p 174

- Figure 3.6 : Mécanismes d'extension dans les chaînes de montagne p 185
Figure 3.7 : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, modifiée d'après Hubbard et Mancktelow (1992) p 186

CONCLUSION / DISCUSSION

- Figure 1 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques du substratum du flysch de Tarentaise dans les unités du domaine valaisan entre Moutier et Bourg Saint Maurice, modifiées d'après Gély (1989) p 194
Figure 2 à 4 : Modèle d'évolution de la marge européenne p 197
p 198
p 199

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin. Cannic S., Lapierre H., Schärer U. et Mugnier J.L., soumis à Earth Planet. Sci. Lett.

Tableau 1 :	Representative clinopyroxene compositions of the Versoyen complex igneous rocks	p 49
Tableau 2 :	U-Pb analytical results for zircon and plagioclase from a felsic dike (sample 94-104) of the Versoyen complex	p 53
Tableau 3 :	Major and trace elements of igneous and sedimentary rocks of the Versoyen complex near the Petit-Saint-Bernard pass and Visp	p 57
Tableau 4 :	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope ratios of the Late Carboniferous tholeiitic suite from the Versoyen complex	p 65

CHAPITRE 2

Tableau 2.a :	Tableau récapitulatif des minéraux rencontrés dans les différentes paragenèses métamorphiques dans les tholéïtes et les sédiments du complexe du Versoyen	p 78
---------------	---	------

Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen unit (Valaisan domain, France), 1996. Cannic S., Lardeaux J.M., Mugnier J.L., Hernandez, J., Eclogae geol. Helv., 89, p. 321-343.

Tableau 1 :	Representative bulk-rock analyses of the tholeiitic rocks and the metasediments	p 92
Tableau 2 :	Representative analyses of clinopyroxene in the metagabbros and the glaucophanitic schists	p 95
Tableau 3 :	Representative analyses of garnet in the metagabbros	p 96
Tableau 4 :	Representative analyses of sodic and calcic amphiboles	p 97
Tableau 5 :	Representative analyses of mica	p 98
Tableau 6 :	Representative analyses of lawsonite	p 99

Tableau 2.b :	Localisation et principales caractéristiques macroscopiques et microscopiques des échantillons utilisés pour les datations Ar/Ar	p 116
Tableau 2.c :	Récapitulatif des principaux âges Ar/Ar obtenus et qualités des mesures	p 129

CHAPITRE 3

Tableau 3.a :	Evolution structurale de l'unité du Roignais-Versoyen	p 136
---------------	---	-------

Neogene extension in the western Alps, sous presse. Cannic S., Mugnier J.L. et Lardeaux J.M., Tectonophysics.

Tableau 1 :	P-T-t conditions of the greenschist metamorphic stage	p 177
-------------	---	-------

INTRODUCTION

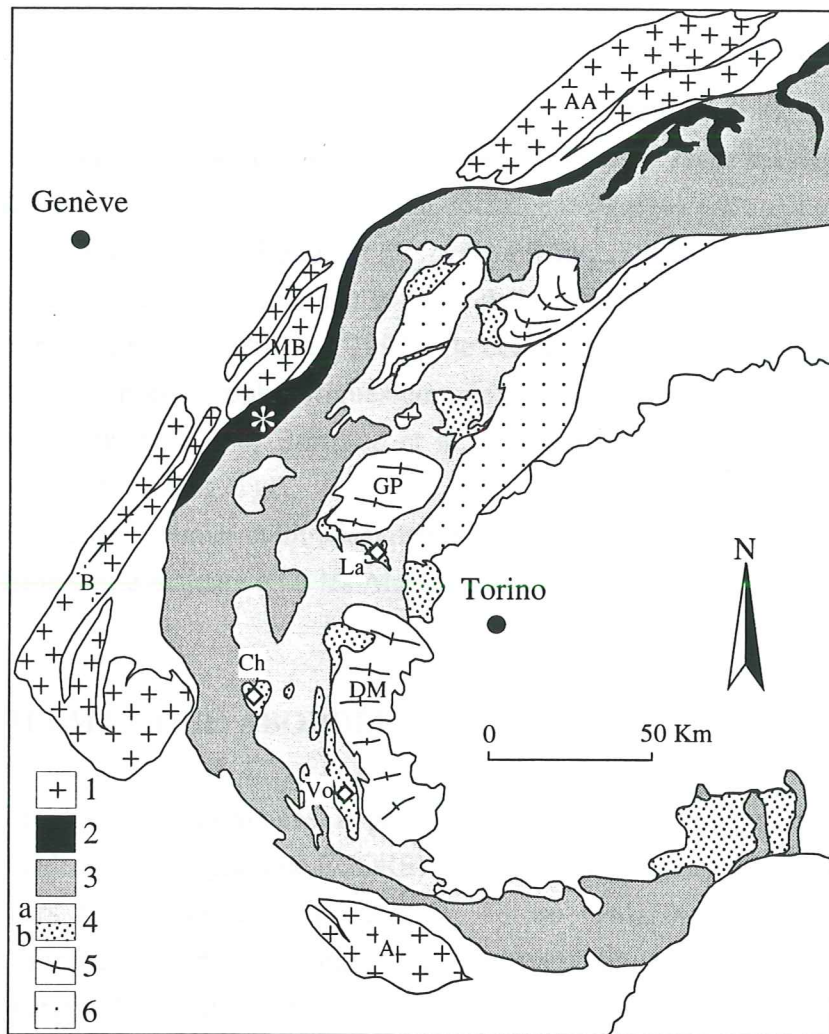


Figure 1 : Principales unités dans les Alpes occidentales.

1- Massifs cristallins externes. 2- Domaine valaisan. 3-Domains sub-briançonnais et briançonnais. 4 Domaine liguro-piémontais : a- Schistes lustrés, b- ophiolites. 5- Massifs cristallins internes, 6- Unités Austro-alpines.

A- Massif de l'Argentera. AA- Massif de l'Aar. B- Massif de Belledonne. DM- Massif de Dora Maira. GP- Massif du Grand Paradis. MB- Massif du Mont Blanc. La- Massif de Lanzo. Vo- Mont Viso. Ch- Massif du Chenaillet.

* Complexe du Versoyen.

INTRODUCTION

Les Alpes sont issues de la convergence puis de la collision entre la plaque européenne et la micro-plaque apulienne, promontoire septentrional de la plaque africaine. Dans les Alpes occidentales, la convergence s'accompagne de la destruction d'un domaine océanique par subduction sous la marge apulienne dès le début de Crétacé (Polino et al., 1990; Pfiffner, 1992). La fermeture de ce domaine océanique marque la fin de la subduction et le début de la collision entre les marges européennes et apuliennes au cours du Tertiaire (Pfiffner, 1992). De cet océan, il ne reste aujourd'hui qu'une suture constituée par de petits massifs ophiolitiques comme le massif du Chenaillet, le Mont Viso ou le massif de Lanzo (Lemoine, 1980; Bertrand et al., 1982; Lagabrielle, 1987), identifiés dans le domaine Liguro-Piémontais (Fig. 1).

Cependant, des roches basiques et ultrabasiques affleurent également dans le domaine valaisan qui forme une deuxième limite majeure dans les Alpes, entre les zones externes et internes.

I- LA PROBLEMATIQUE ABORDÉE :

Au cours de ces dix dernières années, le principal résultat des campagnes de sismique profonde dans les Alpes occidentales (programme ECORS) fut la mise en évidence de zones réfléchives dont le prolongement vers la surface correspond à la "suture" valaisanne (Nicolas et al., 1990). Paradoxalement, l'intégration de ces données sismiques a conduit à un foisonnement de modèles géologiques qui varient d'une suture d'hypercollision se produisant dans une croûte continentale déjà épaissie à une suture marquant la subduction de toute une plaque océanique.

La diversité de ces modèles est liée aux controverses sur la signification géodynamique du domaine valaisan et plus précisément du complexe magmatique et sédimentaire du Versoyen. En effet, ce complexe pourrait représenter: (1) une klippe d'origine piémontaise dans le cas d'une d'hypercollision (Bocquet, 1974; Fudral, 1988; Tardy et al., 1990), (2) une écaille ophiolitique située au front d'un prisme d'accrétion dans le cas d'une suture océanique (Elter et Elter, 1965; Loubat, 1968; Antoine, 1971; Stampfli, 1993), (3) un complexe magmatique lié à un amincissement crustal dans le cas d'une inversion tectonique (Lasserre et Laverne, 1976; Mugnier et Marthelot, 1991).

Le premier objectif de cette thèse est de trouver des arguments qui permettront de résoudre cette controverse. Il s'agit notamment de résoudre deux problèmes :

(1) L'âge de la série magmatique et sédimentaire du Versoyen n'est pas déterminé car les sédiments n'ont jamais fourni de fossiles clairement identifiables et le métamorphisme qui affecte le complexe ne permet pas de dater la mise en place des roches magmatiques par les méthodes K/Ar ou Ar/Ar.

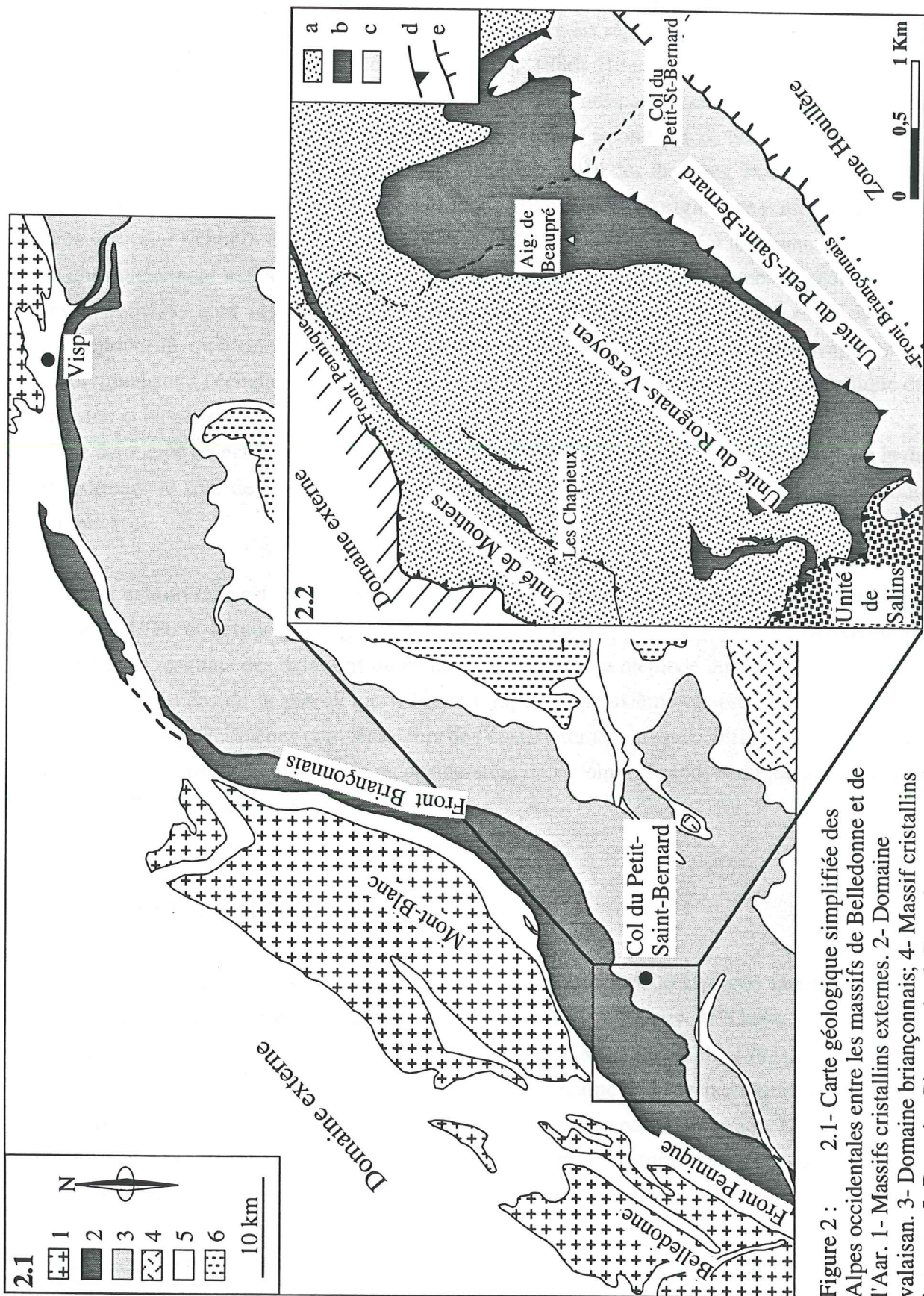


Figure 2 : 2.1- Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales entre les massifs de Belledonne et de l'Aar. 1- Massifs cristallins externes. 2- Domaine valaisan. 3- Domaine Briançonnais; 4- Massif cristallins internes. 5- Domaine Piemontais. 6- Domaine austroalpin.

2.2- Schéma tectonique du domaine valaisan au SE du massif du Mont Blanc. a- Flysch valaisan et substratum sédimentaire. b- Complexe du Versoyen. c- Calcschistes. d- Chevauchement. e- Faille normale.

(2) Les caractères géochimiques du magmatisme tholéïtique et la nature de(s) source(s) sont à préciser car ces tholéïtes sont considérées comme des cortèges ophiolitiques (Loubat, 1968; Schürch, 1987), mais montrent des traces de contamination continentale (Lasserre et Laverne, 1976).

D'autre part, le métamorphisme du domaine valaisan est réputé schiste vert (Bocquet, 1974; Frey et al., 1974; Debelmas, 1979; Goffé et Chopin, 1986; Hunziker et al., 1992). Cependant, les tholéïtes du complexe du Versoyen montrent localement des paragenèses schiste bleu et éclogitique (Schürch, 1987). Ce contraste métamorphique très marqué a conduit à de nombreuses hypothèses sur la signification du métamorphisme de Haute-Pression (HP) des tholéïtes. Pour Lasserre et Laverne (1976) ce métamorphisme correspond à une unité transportée, d'origine plus interne (piémontaise), alors que pour Schürch (1987), le métamorphisme HP pourrait être lié à une zone de subduction ou un chevauchement majeur. Les implications tectoniques, paléogéographiques et géodynamiques de ces hypothèses sont importantes. En effet, dans le premier cas, le complexe du Versoyen ne correspondrait qu'à un accident local, alors que dans le second, le domaine valaisan pourrait s'individualiser à l'échelle de la chaîne alpine, comme un ensemble tectono-métamorphique de haute pression et basse température.

Le deuxième objectif de ce travail est de préciser l'extension du métamorphisme HP, en le datant et en estimant le rôle de l'érosion et des phénomènes tectoniques responsables de la remontée des éclogites.

Ainsi cet ouvrage est-il bâti en quatre parties : Le premier chapitre regroupe les datations par la méthode U/Pb et l'étude pétro-géochimique du magmatisme du Versoyen. Le deuxième chapitre présente les résultats des datations du métamorphisme par la méthode Ar/Ar et les implications des nouvelles données de la pétrologie métamorphique. Le troisième chapitre est consacré à l'étude structurale des phénomènes compensateurs de l'épaississement crustal. Enfin, la synthèse effectuée à la fin de ce manuscrit implique une reconsidération de l'évolution géodynamique alpine, à la lumière des nouvelles données présentées auparavant.

II- CADRE GÉOLOGIQUE :

Le domaine valaisan forme une zone qui s'étire sur plus de 100 km pour une largeur maximale d'une dizaine de kilomètres (Fig. 2.1). Il est limité par deux accidents. A l'Ouest, un accident majeur, appelé "front pennique" (FP; Gignoux et Moret, 1934, Mugnier et al., 1993), sépare le domaine externe dauphinois (domaine dauphinois s.l.) du domaine interne pennique. A l'Est, le "front briançonnais" (FB; Barbier, 1945) borde les unités briançonnaises externes. Le domaine valaisan correspond à la zone des écaïlles définie par Barbier (1951), Trümpy (1955) et Antoine (1971). Il est caractérisé par une série stratigraphique qui comprend trois grands ensembles :

i) Le premier ensemble est la puissante série du "flysch valaisan" ou "flysch de Tarentaise" qui est constituée de la base vers le sommet par :

"couches de l'Arolay", les schistes noirs et les quartzites verts appelés "couches des Marmontains" et le flysch calcaire dénommé "couches de Saint Christophe" (Schœller; 1929; Barbier, 1948; Trümpy, 1955; Zulauf, 1964; Antoine, 1971; Fudral, 1973). Cette trilogie, dont l'épaisseur actuelle est proche de 800 m, s'observe dans l'ensemble du domaine valaisan, constituant un remarquable marqueur stratigraphique.

ii) le second ensemble est formé par des quartzites, des dolomies et des calcaires datés du Carbonifère au Lias (Antoine, 1971; Fudral, 1973; Debelmas, 1979). Cet ensemble n'affleure que très localement à la base du flysch et représente son substratum sédimentaire.

iii) le troisième ensemble correspond au complexe du Versoyen. Ce dernier est constitué par des tholéïtes mises en place au sein de schistes noirs sous forme de coulées de basaltes en coussins, de sills et de laccolites ou sous forme de filons basaltiques recoupant des panneaux de gneiss (Kilian et Revil, 1893; Schœller; 1929; Loubat, 1968; Lasserre et Laverne, 1976; Schürch, 1987).

Au Sud-Est du massif du Mont-Blanc, le complexe du Versoyen forme une puissante série et affleure plus largement que dans le reste du domaine valaisan (Fig. 2.2).

Dans cette région, le domaine valaisan est constitué par un ensemble d'unités tectoniques qui ont été définies par leurs successions stratigraphiques et qui sont limitées par de grands accidents pentés vers le Sud-Est.

D'Ouest en Est, il est possible de distinguer les unités suivantes :

(1) L'unité de Moutier, composée par le flysch de Tarentaise et par son substratum sédimentaire. Cette unité est chevauchée à l'Est par l'unité du Roignais-Versoyen (RVU).

(2) Le RVU, constitué du complexe du Versoyen, du flysch de Tarentaise et de quelques rares affleurements de substratum restreints aux séries permo-triasiques.

Le RVU est chevauché au Sud par l'unité des Salins d'affinité sub-briançonnaise (Antoine, 1971; Fudral, 1973) et à l'Est par l'unité du Petit-Saint-Bernard, dont l'origine paléogéographique est discutée. Certains auteurs la rattachent au domaine valaisan (Debelmas, 1979), d'autres l'interprètent comme une écaille sub-briançonnaise (Zulauf, 1964; Trümpy, 1955; Antoine, 1971; Fudral, 1980).

III- LE DOMAINE VALAISAN DANS LES ALPES OCCIDENTALES : LA TRANSITION ENTRE LES NAPPES PENNIQUES ET HELVÉTIQUES

III.1- L'origine des discussions :

Le domaine valaisan (ou nappes penniques inférieurs pour Jeanbourquin, 1994) constitue une zone clé pour la compréhension des relations entre domaines helvétiques et penniques dans les Alpes occidentales. Les données existantes dans cette zone complexe doivent être analysées de manière critique et détaillée, afin d'identifier celles à l'origine des interprétations proposées. C'est ce que nous avons réalisé dans le cadre de l'analyse des données de sismique verticale ECORS (Mugnier et al., 1993; voir pages suivantes) et lors d'une réponse à l'article de Jeanbourquin (1994).

Du point de vue de l'interprétation des données sismiques, le front pennique apparait comme une structure majeure qui peut être suivie jusqu'à une profondeur d'une quinzaine de kilomètres et semble se prolonger dans une structure relativement horizontale, plissée avec une longueur d'onde pluri-déca kilométrique. Par contre, sa signification géodynamique reste controversée. Ainsi, Jeanbourquin (1994) considère que le domaine valaisan est essentiellement caractérisé par des séries renversées ("*nappe geometry characterized by only inverted limbs*"), et que le complexe du Versoyen représente une unité chaotique située à la base du flysch de Tarentaise ("*basal chaotic unit*"). Ce complexe représenterait une zone de mélange tectonique ("*melange zone*") avec des blocs et des écailles de gabbros, de basaltes, de serpentinites et de gneiss, emballés par des schistes noirs.

Notre réponse (Cannic et al., 1995; voir pages suivantes) permet d'avoir une vue synthétique du domaine valaisan dans la région du Petit-Saint-Bernard et permet de souligner les points suivants :

- Si le renversement des séries s'observe en Suisse, il n'en n'est pas de même dans le RVU où des plissements isoclinaux provoquent des inversions de polarité du flysch de Tarentaise (Antoine, 1971) et du complexe du Versoyen (voir chapitre 3).

- L'hypothèse d'une zone de mélange tectonique n'est pas en accord avec la structure cohérente du complexe du Versoyen qui est constitué par des roches basiques et ultrabasiques mises en place au sein des schistes noirs (Loubat, 1968, Lasserre et Laverne, 1976; Schürch, 1987, chapitre 1). Cette hypothèse ne peut être testée qu'à l'aide de nouvelles données portant sur l'âge et l'intensité du métamorphisme et sera discutée dans les conclusions de cet ouvrage.

III.2- Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps .

L'article qui suit est publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France.

Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western alps

by JEAN-LOUIS MUGNIER*, HENRI LOUBAT** and SÉBASTIEN CANNIC**

Key words. – Pennine front, Versoyen, Western Alps, Deep seismic profiles, Out-of sequence thrust, Continental collision, Lithospheric indenter, HP-LT metamorphism.

Abstract. – The subject of this paper is the geological interpretation of seismic pictures recorded close to major tectonic boundaries between prominent crustal provinces. The case of the seismic picture recorded at the boundary between external and internal Alps by the Ecors-Crop profile is analysed. The vertical seismic reflection experiment shows here strong and regular SE dipping seismic events. The field exposures extend more than 2 km above the profile and give a sketch of the geological structures expected at deeper levels. It appears that numerous geological features dip parallel to the SE dipping seismic events, and they exhibit strong lithological contrasts; but none of them, except the Pennine frontal thrust, is continuous over more than a kilometer. This corroborates the interpretation already proposed by other authors using geophysical analyses that SE dipping seismic events are not simple thrust surfaces but are rather the sum of numerous short reflections and diffraction limbs. Overall, the SE dipping seismic events have to be considered in terms of a suture between prominent crustal provinces. Three major cases are at present inferred at the boundary between external and internal domains: suture at the floor of an accretionary complex between two plates, major shear zone in a continental collision belt, or strongly inverted pre-existing lithospheric heterogeneity. The tectonic, petrographic, and paleogeographic settings of the Versoyen basic complex located along the traverse nonetheless agree with the inverted structure model. The unexpected HP-LT metamorphism in the Versoyen complex and the sharp variations of that metamorphism can partly be explained by a rapid unroofing triggered by an out-of-sequence reactivation of the suture above a lithospheric indenter constituted by an abnormal mantle body inherited from the stretching of the Valais domain.

Comment corréler images sismiques et géologie à la limite entre zones interne et externe des Alpes occidentales ?

Mots clés. – Front pennique, Versoyen, Alpes Occidentales, Sismique réflexion verticale, Chevauchements hors sequence, Collision continentale, Poinçon lithosphérique, Métamorphisme haute pression-basse température.

Résumé. – Cet article aborde l'interprétation géologique des données de sismique réflexion verticale enregistrées à la limite entre deux domaines crustaux différents. Le cas de la limite entre zone interne et externe des Alpes occidentales est plus particulièrement envisagé. Dans cette région, des bandes fortement réfléchitives à pendage SE sont mises en évidence par le profil ECORS-CROP dans une région montagneuse où le relief met à l'affleurement des coupes naturelles de plusieurs kilomètres d'épaisseur. Celles-ci montrent de nombreuses structures plongeant vers le SE, parallèles aux événements sismiques, et qui présentent des contrastes lithologiques importants. Mais aucune d'elles, à l'exception du front Pennique, n'est continue et régulière sur plusieurs kilomètres. Ceci semble exclure d'associer les événements sismiques à des réflexions sur des surfaces de failles régulières, et conforte l'interprétation déjà suggérée par d'autres auteurs, à partir de l'analyse du signal sismique, que l'énergie recueillie dans ces bandes est la somme de nombreuses réflexions locales et de branches de diffraction. Ces bandes réfléchitives peuvent être considérées du point de vue géologique comme représentant la limite entre deux domaines géologiques contrastés – zone interne et zone externe des Alpes –. Trois éléments doivent être pris en compte dans son interprétation: suture à la base d'un prisme d'accrétion entre deux plaques, zones de cisaillement développées au sein d'un domaine de collision continentale et hétérogénéité lithosphérique héritée d'une extension et inversée lors de la collision alpine. Les contextes paléogéographiques, tectoniques et pétrographiques associés au complexe basique du Versoyen situé dans la zone de transition entre les domaines interne et externe suggère un rôle important joué par une hétérogénéité liée à l'individualisation du domaine Valaisan. Le métamorphisme haute pression/basse température du Versoyen pourrait s'expliquer, au moins partiellement, par une rapide dénudation déclenchée par une réactivation de la zone de suture à l'aplomb d'un poinçon lithosphérique constitué d'un corps de manteau anormal hérité de l'étirement dans le domaine Valaisan.

I. – INTRODUCTION

In recent years, numerous deep seismic reflection lines have been collected in different geological areas. Several of these lines exhibit a specific reflection/diffraction pattern when they cross major tectonic boundaries or sutures between prominent crustal provinces [Sadowiack and Wever, 1990]. In the upper crust, the boundaries are represented by dipping seismic events. When extended to the surface,

these events approximately match the exposure of the suture. In the lower crust, they exhibit a large number of diffractions. Although the seismic appearance of sutures is now known, neither the cause of the seismic events nor the geodynamic origin of the suture is obvious. The western Alps provide an excellent field for drawing up a correlation between seismic events and geological observations. The Ecors-Crop Alps 1 profile exhibits this typical reflection/diffraction pattern [Damotte *et al.* 1990] at the bound-

* Géodynamique des chaînes alpines (CNRS URA 69) and Ecors program, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex.

** Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex.
Manuscrit déposé le 28 novembre 1991, accepté le 8 avril 1993.

ary between the external and Pennine domain of the Alps (fig. 1). The area has suffered a recent uplift (Neogene to the present day) and the resulting relief, from the valleys bottom to the mountain top, exceeds two kilometers. Using the field data collected around this suture zone, a more specific discussion is given of the causes of the strong

seismic events along this suture, its origin in a present day continental domain and its roots at depth.

II. – THE BOUNDARY BETWEEN EXTERNAL AND INTERNAL DOMAIN

A) Structures between the Mont-Blanc Massif and the Briançonnais zone

The intention here is to describe the main structures crossed by the profile in the area where the Ecors-Crop Alp1 records strong SE dipping seismic events. Since the Ecors-Crop line has a sinuous trajectory between the external crystalline basement and the Briançonnais zone, the seismic line (hatched line on figure 1) cuts the structures very obliquely from the “Cornet de Roselend” to “Les Chapieux” (respectively n° 1 and n° 2 on figure 1), and may cross lateral ramps between the Mont-Blanc and Belledonne Massifs [Butler, 1984]. Seismic data recorded between the “Cornet” and “les Chapieux” are of poor quality (fig. 2B), and have been discarded in the following to avoid the complexity of the geological hinge between Belledonne and Mont-Blanc realms. The composite cross-section [from Antoine, 1971 and Tardy *et al.*, 1986] (fig. 2A) with respect to the seismic line was made along a straight line (AA' on fig. 1) which starts at the back of the Mont-Blanc crystalline massif. Locations from (a) to (n), refer to the different structures on figure 1 and 2, and will be used in the following discussions.

The Mont-Blanc massif is represented along the profile by micaschists (a). The Dauphinois and Ultra-Helvetic Mesozoic sedimentary piles (b) rest conformably over the basement. However, the basal levels are highly deformed, and some stratigraphic gaps and duplications are due to “décollement” tectonics. The frontal Pennine thrust (c) dips slightly steeper than the Ultra-Helvetic beds at its footwall. The thrust surface is regular and its mean dip, on a kilometre scale, is close to 25° [Antoine, 1971].

The hanging-wall of the frontal Pennine thrust is made up of fine scale imbrications of flysch and Liassic limestones (d), overlain by multiple repetitions of late Permo-Triassic quartzitic and dolomitic levels. Collectively, these structures form a branching thrust system which generally implies a NW/WNW transport direction, [Butler, 1985; Platt, 1986] although there is evidence of earlier folds [Antoine, 1971]. These frontal structures are overlain by monotonous sequences of Tarentaise flysch (e), in which local thrust repetitions can be recognised.

The Tarentaise flysch sequence is overlain by an overturned sequence (f), constituted of the lower part of the Tarentaise flysch and its substratum [Antoine, 1971]. The boundary between the normal and overturned sequence is difficult to determine and can be considered either as a thrust contact [Elter et Elter, 1965; Tardy *et al.*, 1986] or as an isoclinal fold [Antoine, 1968]. A very intense stretching has affected the overturned sequence. This is marked by a N-S to N160 lineation [Lancelot, 1979], presumably a transport direction, parallel to the axes of the folds in the generally overturned sequence. These folds are observed at numerous scale, and the elongation of the largest one, of kilometre scale, is visible on the map of figure 1 (g).

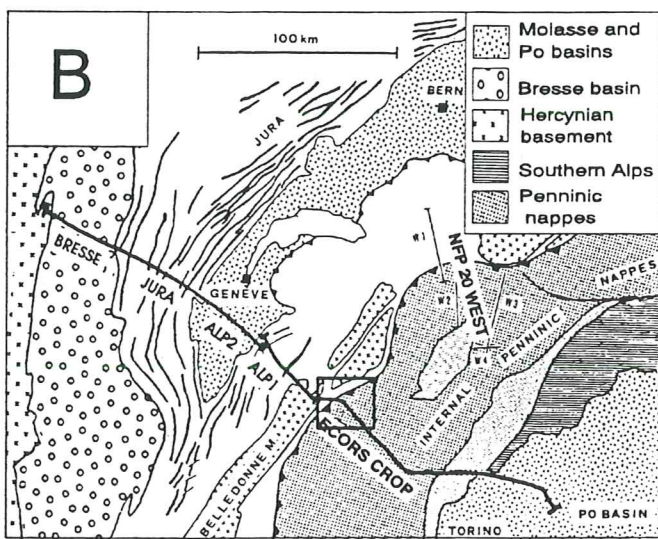
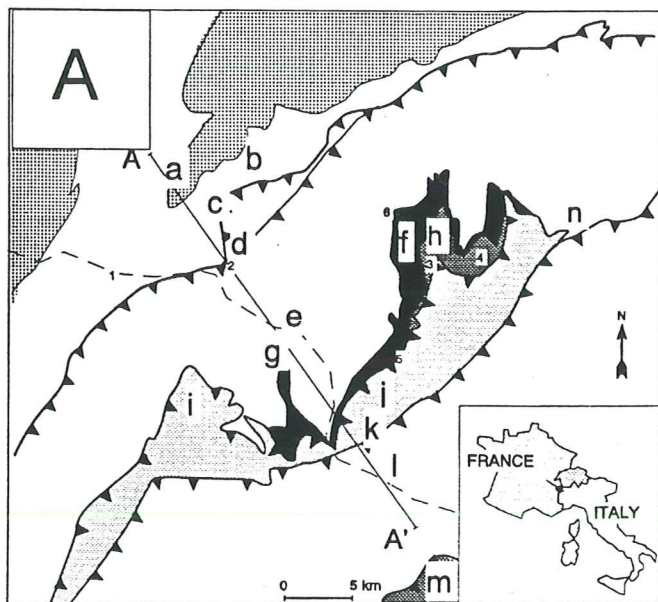


FIG. 1. – A. – Location map and simplified geological map at the boundary between external and internal Alps. (a) to (n) are explained in the text. 1 : « Cornet de Roselend » ; 2 : « Les Chapieux » ; 3 : Hermite peak ; 4 : Pointe Rousse ; 5 : « Pointe du Clapet » ; 6 : « Miravidi » ; AA' : location of fig. 2A ; hatched line is the seismic line location.
B. – Localisation de la ligne sismique à travers les Alpes.

FIG. 1. – A. – Carte de localisation et carte géologique simplifiée de la limite entre Alpes internes et Alpes externes. a à n sont expliqués dans le texte. 1 : Cornet de Roselend ; 2 : Les Chapieux ; 3 : pointe de l'Hermite ; 4 : pointe Rousse ; 5 : Pointe du Clapet ; 6 : Miravidi ; AA' : localisation de la figure 2A ; la ligne pointillée représente le profil sismique.
B. – Localisation de la ligne sismique à travers les Alpes.

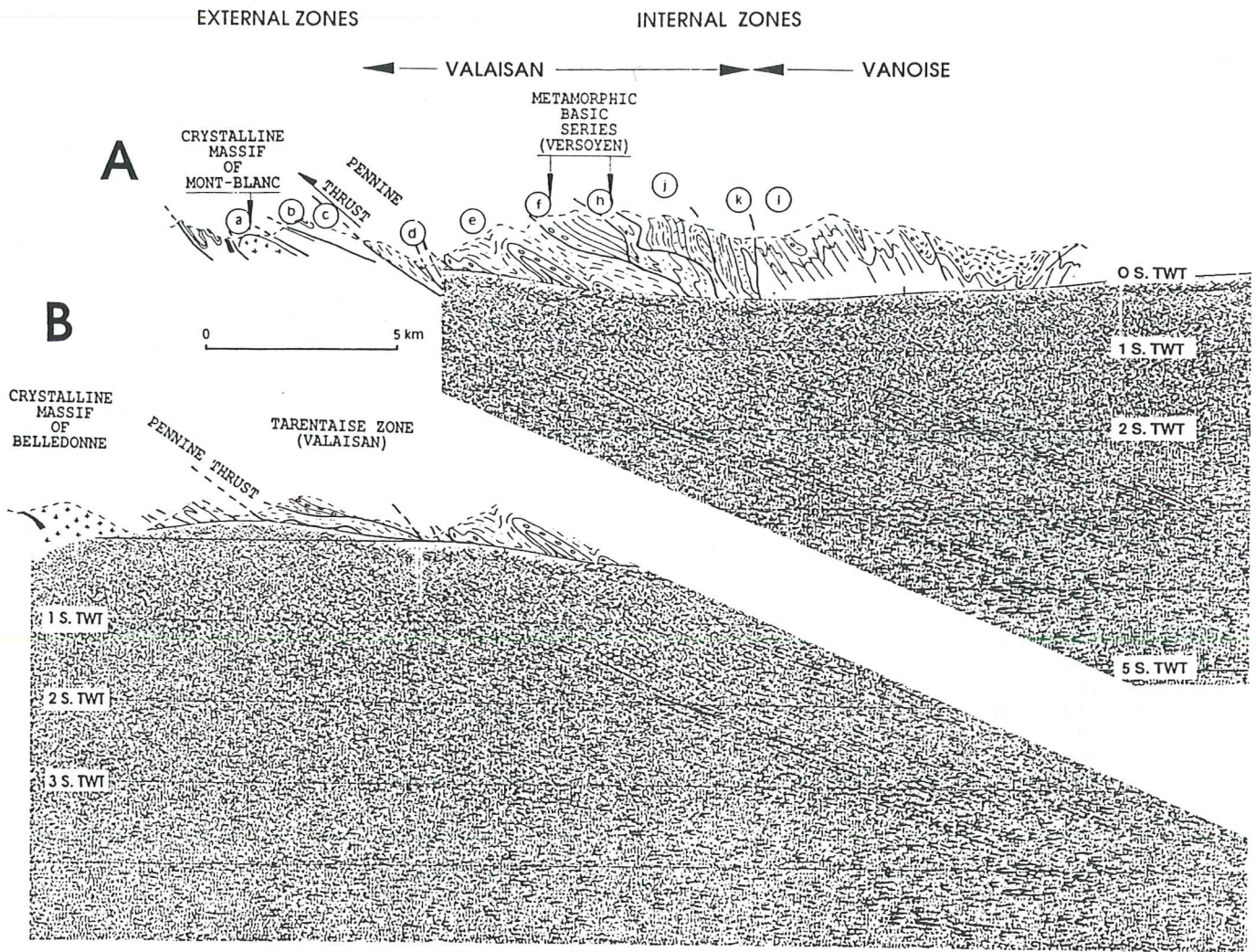


FIG. 2. - A NW-SE cross-section through the boundary between external and internal Alps compared with a migrated section (CGG wave equation migration).

- A. - Along a straight line crossing the Mont-Blanc massif.
 B. - Along a line that follows the seismic transect and start from the Belledonne Massif.

FIG. 2. - Une coupe NW-SE à travers la limite zone interne et zone externe des Alpes, comparée avec une ligne sismique migrée (traitement CGG).

- A. - Une coupe rectiligne débutant au massif du Mont-Blanc [modifiée d'après Tardy et al., 1986 et Antoine, 1971].
 B. - Une coupe suivant la trajectoire du profil et débutant au massif de Belledonne.

The overturned substratum of the Tarentaise flysch consists of the Versoyen basaltic complex, an ordered sequence of basaltic tholeiitic pillowed flows, diabasic sills, dark schist levels and gabbro lenses. The basaltic sills form very regular SE dipping planar levels on a kilometer scale. Décollement processes take place in the dark schists [Lasserre et Laverne 1976], and a major one is outlined by numerous tectonic slices of basic rocks, Triassic sediments and of pre-Triassic felsic detritics. The hanging-wall of this décollement (h on figure 1) is mainly constituted of basic rocks ("Pointe de l'Hermitte", n° 3 on figure 1), calcareous schists and conglomerates ("Pointe rousse", type n° 4 on figure 1).

The ultrabasic and highly metamorphic slice of the "Pointe du Clapet" (n° 5 on figure 1) could also be a tectonic slice in the same structural location [Lasserre et Laverne, 1976]. The assumed ultrabasic cumulates located at the bottom of the basic lenses [Lasserre and Laverne, 1976; Schürch, 1987] suggest a sequence up side up above this décollement. A thrust system transports two paleogeographic units (The Salins (i), and the Petit Saint Bernard (j) [Antoine, 1971; Fudral, 1973]) units above the Tarentaise Flysch and the Versoyen domain [Fudral and Guillot, 1988]. Its basal thrust cut through previously folded structures. The frontal Briançonnais thrust (k on fig. 1) cut through the Salins and

the Petit Saint Bernard units [Fudral, 1973]. The NW edge of the Petit St Bernard unit (n on fig. 1) clearly demonstrates all these complex relationships [fig. 58, Antoine, 1971]. The frontal Briançonnais thrust is frequently outlined by thick Triassic gypsum lenses, while its hanging-wall is made of Carboniferous rocks (l). The internal Vanoise thrust (m on fig. 1) is located eastward.

The deep prolongation of all these different structural units is made difficult: (a) by the overprint of several tectonic events [Tricart, 1980], (b) by large structural variations along strike. Several interpretations are therefore inferred from the seismic data. While the westernmost reflective zone along the Ecors-Crop profile is considered to be the top of the external crystalline massif and/or the sub-parallel Pennine front, the meaning of the easternmost one is at present controversial, and at least two branch patterns of the fault zones can be inferred from the field data. The geodynamic setting of the Versoyen metamorphic basic complex, seemingly along an extension of the easternmost reflective zone, appears as an additional meaningful key for the interpretation of the seismic data at the boundary between external and Pennine zone. According to the first branch pattern (fig. 3A), the upper metamorphic and ultrabasic sheet of the Versoyen is a part of the Valais domain [from Loubat, 1968; Antoine, 1971], while the second one (fig. 3B) suggests that the upper metamorphic and ultrabasic sheet of the Versoyen is a part of the Piemontais domain [from Fudral and Guillot, 1988].

B) The basic and ultrabasic complex of the Versoyen

The Versoyen metamorphic basic complex is by far the largest mafic body which could belong to the SW extremity

of the Valaisan paleogeographic realm, usually defined in the Swiss Alps [Lemoine and Trümpy, 1987]. On a map-able area of 13 by 4 km, this more than 1500 m thick sequence of mafic and sedimentary rocks dips gently SE. All along the NW edge, the intimate interlayering of pillowed basalts and sedimentary levels of the Tarentaise flysch zone preclude an allochthonous origin for this magmatic and metamorphic body.

The major part of the Versoyen zone consists of an apparently well ordered sequence (upside down!) of basaltic tholeiitic pillowed flows, diabasic sills with marginal adinoles, dark shale layers and gabbro lenses [Loubat, 1968]. Associated strongly sheared serpentinized peridotitic bodies could be very meaningful for this study.

The overall structure of the "Versoyen zone" suggests a rapid process of nearly horizontal magmatic intrusions at various depths in a relatively shallow basin, filled with very muddy, unconsolidated pelitic and detritic sediments. The age of the intrusion is very uncertain but surely post-Malm [Antoine, 1971]. This question is one of the major problems concerning the area.

The ultramafic part of the sequence is of prominent significance in any discussion about interferences between the crust and a depleted asthenosphere. Field observations and chemical results indicate two varieties of ultramafics: (1) as originally identified by Loubat [1968] north of the Clapet peak, rocks of ultramafic chemical nature can be found, affected by a metamorphism characterized by light amphibole needles. These masses are interpreted as cumulates within a thick basaltic volume [Lasserre and Laverne, 1976]; (2) next to the "Pt Rousse" (a felsic detritic mass, n° 4 on fig. 1), as well as near the Miravidi summit (n° 6 on fig. 1), truly serpentinized peridotitic units are found. Among a

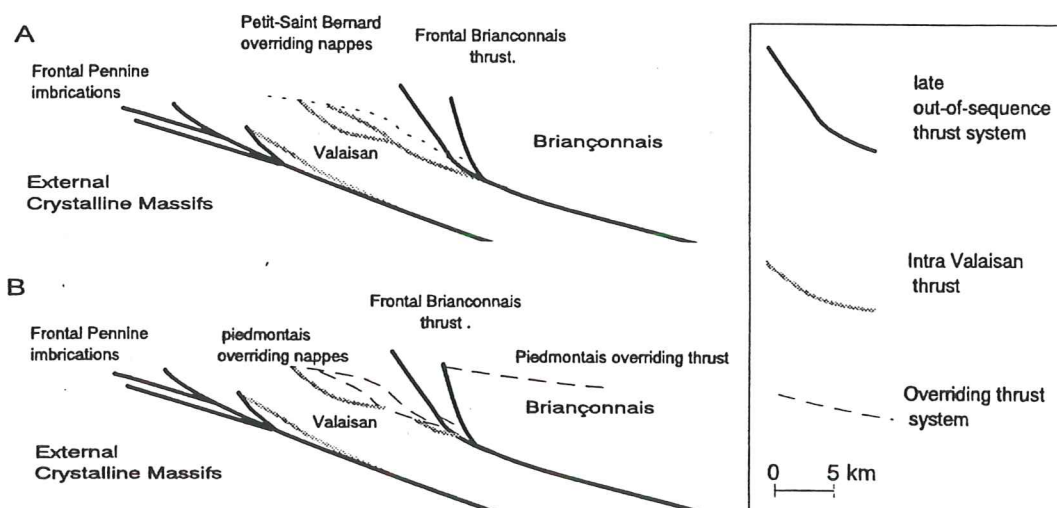


FIG. 3. - Two deep branch pattern of the structures between the Pennine front and the frontal Briançonnais thrust.

A. - The upper metamorphic and ultrabasic sheet of the Versoyen is a part of the Valais domain [from Loubat, 1968; Antoine, 1971].

B. - The upper metamorphic and ultrabasic sheet of the Versoyen is a part of the Piemontais domain [from Fudral and Guillot, 1988].

FIG. 3. - Deux schémas possibles de branchement des failles entre le front pennin et le chevauchement briançonnais frontal.

A. - L'écaïlle métamorphique et ultrabasique du Versoyen est une partie du domaine Valaisan [d'après Loubat, 1968; Antoine, 1971];

B. - L'écaïlle métamorphique et ultrabasique du Versoyen est une partie du domaine piémontais [d'après Fudral et Guillot, 1988].

set of serpentine varieties [Schürch, 1987] – relics of orthopyroxene are relatively frequent. The serpentinized peridotitic components may be ascribed either to the lowest part of differentiated basaltic and gabbroic piles, or to an uppermost segment of a depleted rising asthenosphere.

The metamorphism of the Versoyen complex is very puzzling and peculiar. The usual assignment to a "greenschist" metamorphic facies is inadequate. The aspect of the metamorphism varies sharply from point to point. In general, the apparent intensity of the metamorphism increases from the NW border to the SE and it reaches finally a high pressure, relatively low temperature paragenesis along the southeastern edge of the massif. These most surprising dense metamorphic rocks within the HP-LT metamorphic facies are found next to the Triassic evaporitic veneers bordering a SE dipping thrust.

Of the extremely varied and rich metamorphic mineralogical varieties, jadeite, zoned blue sodic amphiboles and omphacite were identified in various exposures of the massif, especially at the Clapet peak. The presence, and the characteristics of the mineral phases are discussed by Schürch [1987], but have still to be interpreted very carefully. At least, they obviously preclude a previous hypothesis made by Loubat [1968] concerning the existence of an extremely active deuteritic metamorphism, immediately after the intrusive process in loose, wet sediments rich in volatile chemical elements.

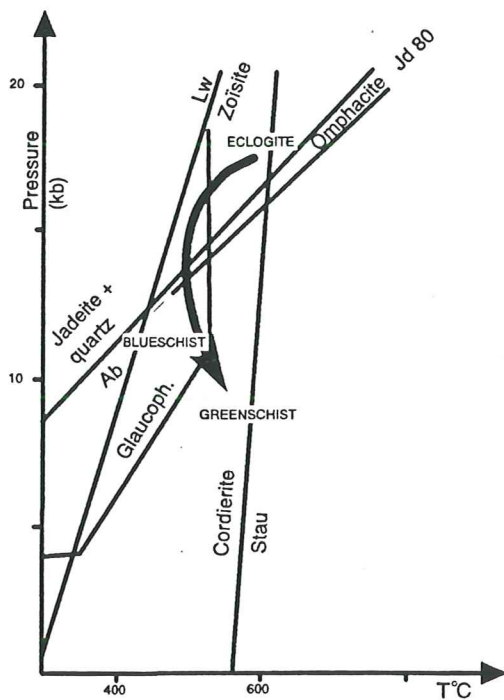


FIG. 4. – A P-T retrograde path of the metamorphism of the Versoyen [from Schürch, 1987] (location (h) on fig. 2A, (5) on fig. 1).

FIG. 4. – Un chemin P-T du métamorphisme rétrograde du Versoyen [d'après Schürch, 1987] (localisation (h) sur la fig. 2A, (5) sur la fig. 1).

An exceptional departure from metamorphic phase equilibrium is noticeable here: the close coexistence of an abnormally wide variety of metamorphic silicates within small volumes, as well as the marked concentric zoning of each mineral grain, demonstrate the absence of a stable thermodynamic equilibrium. It can therefore be inferred that very fast metamorphic processes took place as well as volatile element chemical reactions, ascertained by the ubiquity of abundant tourmaline and axinite. The P-T retrograde path, tentatively proposed by Schürch [1987] supports this hypothesis. This diagram (fig. 4) still has to be considered with some caution, but it shows that the metamorphism intensity of the Versoyen exceeds those of the rocks at the hanging-wall of the frontal Briançonnais thrust and could exceed those of Internal Vanoise [Bocquet, 1974].

C) The seismic reflection data

The Ecors-Crop Alps 1 seismic line shows two SW dipping seismic events at the boundary between the external and internal Alps. The two bands appear to be very reflective on the non-migrated stack sections [Bayer *et al.*, 1987; Damotte *et al.*, 1990], while their pattern is attenuated by the migration performed by CGG (Compagnie Générale de Géophysique) (fig. 2). These 2 bands can be followed upward close to 1s t.w.t., ie close to 3 km beneath the topographic profile. The elevation of the summits compared to the valley bottoms followed by the profile gives the same range of value. The surface exposures therefore provide reasonable fair samples of the structures expected at depth.

Numerous SE dipping structures appear to be sub-parallel to the seismic events and could provide velocity contrasts between rock assemblages sufficient to be potential reflectors. The following contacts can be inferred [Litak *et al.*, 1991]: (a) thrust contact with strong contrast between hangingwall and footwall (felsic rocks/sediments, basic rocks/sediments, evaporitic rocks/other sediments...), (b) intrusive contacts between sills and sediments; (c) stratigraphic contacts in the flysch sequences. The potential candidates are numerous, but none extends over more than one kilometre, except the Pennine frontal thrust itself. A critical examination of seismic events [Senechal, 1991] suggests the dipping reflective bands are induced by the sum of numerous short reflections mixed with diffractions along complex thrust zones, and the outcrop pattern corroborates these results. In the upper crust there may be very few large and reflecting single thrust surface [Meissner, 1989], as the weakness zones have a fractal distribution in size and direction [Turcotte, 1986].

Furthermore, the isocline fold hinges located in the plane of the suture zone, with a N160 trend oblique to the profile, are good candidates for line diffractions, as those modelled by Sadowiack *et al.* [1989] to fit with the hyperbolae recorded on seismic lines.

The SE dipping seismic events are clear to 5 s t.w.t. At deeper levels, migrations [Thouvenot *et al.*, 1990; Senechal and Thouvenot, 1991; Mugnier and Marthelot, 1991] make the complex reflection/refraction pattern clear from the stack section. A flat reflective zone around 5-6 s t.w.t.

beneath the Internal Alps appears to be a continuation of the SE dipping events.

D) Shallow dense body beneath the Alps

At deeper levels than the above-mentioned reflective zone (5-6 s on the seismic line) (fig. 5b) critical results were acquired by another method. Wide angle reflection experiments [ECORS-CROP DSS Group, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990] showed, beneath the Pennine zone, a highly reflective horizon 22-30 km depth above the Moho transition at 55 km depth. A lithospheric model, incorporating thin slices of mantle, has been proposed to explain this superposition of two "Moho like" reflectors [Nicolas *et al.*, 1990]. Synthetic seismograms construction [Thouvenot *et al.*, 1990] and gravity modelisation [Ménard and Thouvenot, 1984; Bayer *et al.*, 1987] agree with the mantle slice hypothesis. However, eclogitized rocks have the same range of density and velocity values [Nicolas *et al.*, 1990] as the mantle rocks, and the high density body is not necessarily made up of mantle rocks. Furthermore, a shallow, high-

velocity zone recorded by the Swiss geotraverse [Rybach *et al.*, 1980] is interpreted as granulite rocks [Pfiffner *et al.*, 1988] along the East NFP 20 profile. To assess the mantle slice interpretation, the tectonic setting of the dense body must therefore be incorporated in the discussion by using kinematical restorations.

III. - DISCUSSION

A) Dense indenter beneath the Alps

The lower boundary of this dense body is necessarily tectonic (higher pressure over lower pressure metamorphism, assuming an eclogite body; mantle over crust in the other case).

Line length balancing and area balancing indicate a displacement of more than 80 km for a dense body [Mugnier *et al.*, 1990]. This value is greater than the 35-50 km displacement of the external basement massifs along their sole thrust, a value estimated from the restoration of a cross-

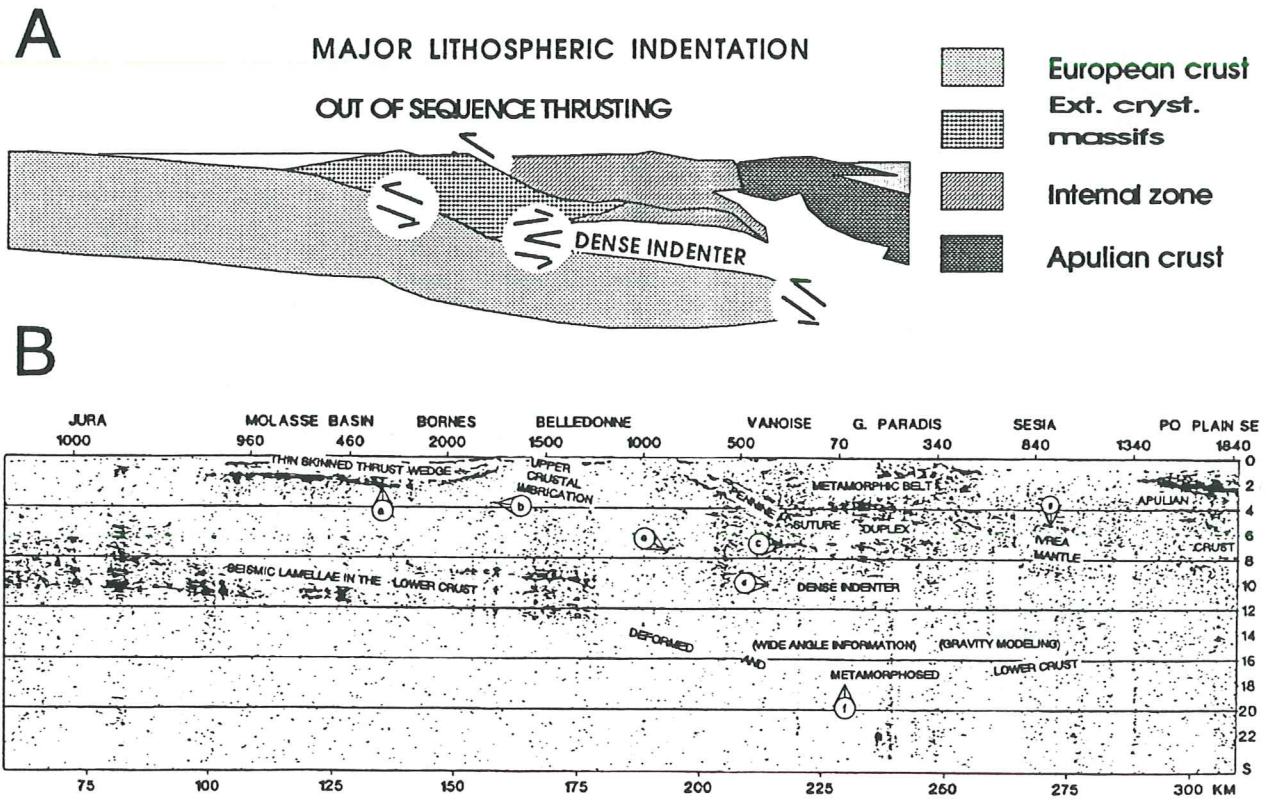


FIG. 5. - A. - Sketch of the dense indenter model beneath the Alps.
 B. - Interpretation of the stacked section of the profile Ecors-Crop Alps1, Ecors Alps 2, Ecors Jura (final processing by Marthelot [from Mugnier & Marthelot, 1991]). (a) to (g) are the locations of reflections : a : top of the basement; b : external crystalline massif thrust; between c and d : top of the dense indenter; e : NW dipping reflections; f : Moho (wide-angle experiments); g : top of Ivrea body.

FIG. 5. - A. - Un schéma d'évolution du modèle de poinçon profond sous les Alpes.
 B. - Interprétation des lignes sismiques Ecors-Crop Alps1, Ecors Alps 2, Ecors Jura (traitement final réalisé par Marthelot, [in Mugnier & Marthelot, 1991]).

Bull. Soc. géol. Fr., 1993, n° 5

section along the ECORS-CROP profile [Mugnier *et al.*, 1990]. Consequently, to balance displacement between upper crust and lower levels, back-thrusting has to be inferred somewhere over the top of the slice [Roure *et al.*, 1990] and the upper boundary of the dense body can be considered in a first approximation as a tectonic boundary [Mugnier *et al.*, 1989].

The same interpretation is proposed along the Swiss geotraverse [Frei *et al.*, 1989; Roure *et al.*, 1989] from geometrical considerations ("crocodile" features of the reflections, Meissner [1989]). Therefore, regardless of the composition inferred, the dense body is bounded by two tectonic contacts and acts as an indenter penetrating the European crust [Oxburg, 1972] (fig. 5).

B) Out-of-sequence reactivation along the Pennine front

The out-of-sequence reactivation along the Pennine front is evidenced by its planar surface that cut through the trailing edge of the Ultra-Helvetic nappes [Tardy *et al.*, 1990]. Therefore the Ultra-Helvetic nappes predates the out-of-sequence reactivation and are tectonically connected to the Pennine nappes [Trümpy, 1973, 1980]. A crude estimation of the amount of shortening induced by out-of-sequence reactivation can be estimated the following manner.

The amount of shortening in the cover of the external Alps is 20-30 km in the Jura [Mugnier and Vialon, 1986; Guellec *et al.*, 1990], 15-30 km in the Bornes Subalpine chains [Guellec *et al.*, 1990; Mugnier *et al.*, 1990], 50-60 km in the Helvetic realm [Masson *et al.*, 1980; Ménard *et al.*, 1991]. In spite of the large uncertainty concerning the last value, a total amount of shortening of 85-120 km is obtained between the frontal Pennine thrust and the European foreland for the cover of the external part of the Alps. This value greatly exceeds the amount of shortening of the basement of the external crystalline massifs, and a large part of the cover displacement has to be transferred back of the external crystalline massifs [Mugnier *et al.*, 1990] and could be linked to the out-of-sequence reactivation of the suture zone illustrated on figure 2. The combination of an indenter in the deeper levels and an out-of-sequence thrust reactivating the suture in the upper levels suggests for the western Alps a tectonic discontinuity with a zig-zag pattern (fig. 6) made up of a south verging shallow indenter above a north verging dense indenter [Roure *et al.*, 1989].

C) Uplift implications of the crocodile models

Such a zig-zag tectonic discontinuity could induced a strong and narrow uplift zone above the south verging shallow indenter. The following calculation was performed to compare the uplift above a single thrust and above a double indenter.

In the case of a single thrust (fig. 6), the tectonic thickening ΔH_{si} for an incremental displacement ΔD is :

$$\Delta H_{si} = \tan \alpha \cdot \Delta D$$

with α the dip angle of the fault.

In the case of a zig-zag thrust, the tectonic thickening ΔH_{in} above the shallow indenter is :

$$\Delta H_{in} = (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2 + \tan \alpha_3) \cdot \Delta D$$

with $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ the dip angles of the 3 superimposed segments of the fault.

The isostasy has to be taken into account to estimate the tectonically induced uplift. Previous studies, [Lyon-Caen and Molnar, 1989; Rey, 1989] shows that the rigidity of the lithosphere beneath the internal Alps is very low, and a local isostatic model is a good approximation of the isostatic compensation.

For a single thrust, the uplift U_{si} is :

$$U_{si} = \Delta D \cdot \tan \alpha (1 - \rho_c/\rho_m)$$

with ρ_c and ρ_m respectively the crust and mantle densities.

In the case of a zig-zag thrust the uplift U_{in} is :

$$U_{in} = \Delta D [\tan \alpha_1 (1 - \rho_c/\rho_m) + \tan \alpha_2 (1 - \rho_c/\rho_m) + \tan \alpha_3 (1 - \rho_{am}/\rho_m)]$$

with ρ_{am} the dense indenter density.

U_{in} is minimized by assuming a density of the indenter close to the mantle density.

Assuming $\rho_c = 2.8$ and $\rho_m = 3.3$ $\rho_{am} = 3.2$, $\alpha = \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3 = 30^\circ$, then :

$$U_{si} = 0.09 \cdot \Delta D \text{ and } U_{in} = 0.2 \cdot \Delta D$$

The uplift would be at least twice as much for a double indenter as in the case of a single one. Furthermore, the uplifted area is three times narrower in the double indenter case. Erosion is expected to be considerable around such a narrow and strongly uplifted area.

This calculation is obviously simplistic, but its prediction of a narrow zone of intense uplift could be of great importance in the understanding of the PT retrograde path proposed by Schürch [1987] for the Versoyen, but also for other Alpine eclogites [Chopin, 1984; Hunzicker *et al.*, 1989]. Indeed, the respective roles of climatic erosion [Gillet *et al.*, 1985], and structural attenuation along normal faults [Balleve *et al.*, 1990; Blake *et al.*, 1990] have been inferred for the rapid unroofing of very deep crustal levels [Platt, 1986]. But in both cases, the crustal attenuation processes have to be initially triggered by a rapid uplift event, and the effects of the superimposition of indenters cannot be neglected.

D) Geodynamic interpretations of the seismic suture zone at the boundary between internal and external Alps

Among the numerous present day interpretations of the suture zone, two extreme interpretations are summarised (fig. 7), and then compared to the authors own model. The assumed significance of the Versoyen key feature is detailed in these interpretations.

1) The accretionary complex model

Usually, it is considered that material is detached from the lower plate and incorporated in the accretionary complex. In the accretionary wedge model for the Alps proposed by Platt [1986], all the Pennine domain initially belonged to the European plate, but was progressively

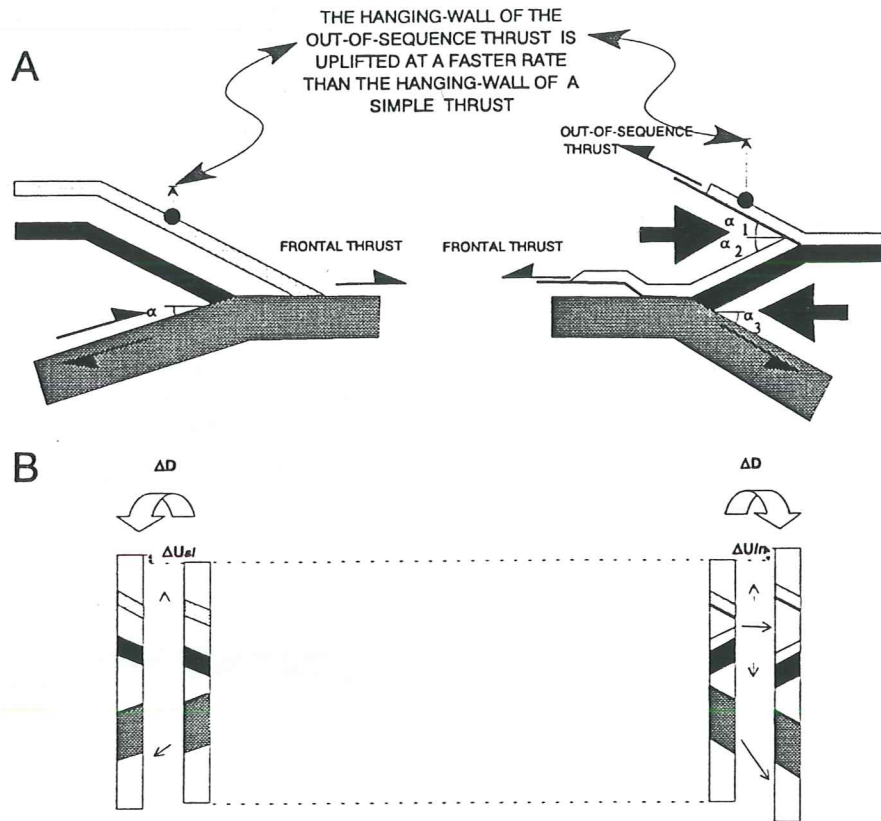


FIG. 6. - Comparison between the uplift effects of a single thrust model and a zig-zag model [modified from Roure *et al.*, 1990].

A. - Geometry.
B. - Thickening and uplift (ΔU) induced by an incremental shortening (ΔD). The vectors located between the two vertical columns in local isostatic equilibrium refer to the displacement of the different thrust sheets (pine line located in the upper hanging-wall sheet).

FIG. 6. - Comparaison entre la surrection induite par un simple chevauchement et celle induite par un modèle combinant pro et rétro-chevauchements.
A. - Géométrie.
B. - Epaissement (ΔH) et surrection (ΔU) induite par un incrément de raccourcissement (ΔD). Les vecteurs situés entre les deux colonnes en équilibre isostatique local avant et après l'incrément de déplacement correspondent au déplacement des différentes écaillages chevauchantes (point de référence pour le déplacement horizontal situé dans le compartiment supérieur).

detached and accreted to the active margin. An alternative model where all the Pennine Alps are part of Adria is proposed by Polino *et al.* [1990]. This model suggests that all the sediments of the accretionary prism are subducted and that the present day highly metamorphic internal crystalline massifs are components of the Apulian crust subcreted at deep levels beneath the upper plate and uplifted in a later collision stage. This interpretation does not explain the weak metamorphism of some of the Alpine ophiolite (the Mont Genevre ophiolite) nor the HP-LT metamorphism of the Versoyen complex considered as the frontal margin of the accretionary prism.

2) The model based on major shear zones in the continental collision belt

A model where the two SE dipping reflective zones are due to the frontal Pennine thrust and the frontal Briançonnais thrust is proposed by Tardy *et al.* [1990]. These two

thrusts would be late out-of-sequence thrusts that breach through the basal thrust of the metamorphic complex of the Internal Vanoise ((m) on fig. 1). In this model the Versoyen complex is made up of two very different parts: the upside down sheet would be part of the Valais realm, while the serpentines and all the ultrabasic and highly metamorphosed bodies located above the main décollement would be a klippe of the Piemontais internal metamorphic domain, analogous to the Mont Jovet klippe located about ten kilometres southwards [Fudral, 1973].

The similitude between certain upside down ultrabasic cumulates located below the main décollement [Lassere and Laverne, 1976] and some facies of the Pointe du Clapet [Loubat, 1968] do not strengthen this interpretation. Furthermore a contact induced by the initial intrusion and located at the bottom of the Pointe du Clapet basic bodies would give an improbable internal paleogeographical origin to adjacent sediments which resemble the Tarentaise Flysch.

3) The model of a structural inversion of an inherited lithospheric heterogeneity

In this model the suture zone is the tectonic root of the Valais realm [Mugnier and Marthelot, 1991]. As this domain is a previously stretched zone in the European continental plate where Alpine shortening subsequently occurred, the term "structural inversion model" [Gillcrisp *et al.*, 1987]

suits for this interpretation. This model is different from the accretionary complex model [Polino *et al.*, 1990] or from the model of exotic terrane of the Alps [Stampfli, 1993] as it is inferred that the Valais domain is not a large domain before the shortening events and consequently that there is not enough material for a large and simple subduction linked to the Valais realm. In this model the Versoyen complex would be a magmatic complex belonging to the Valais realm. The implication of this model are detailed in the following.

E) Paleogeographic and paleotectonic implications of the crocodile model

When the inversion suture model is inferred, the Valais realm is interpreted as a strongly stretched domain, with local magmatism processes, but located in the European plate.

When the zig-zag pattern of the deep "crocodile" and the shallow out-of-sequence thrust is restored, a simple genetic link between the Valais domain and the dense body is suggested: the latter would be uplifted beneath this domain during crustal stretching. Several mechanisms have already been inferred for the development of such a stretched domain. Modelling of the subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys [Rudkiewicz, 1988] suggests that an east dipping lithospheric detachment [Wernicke, 1985], located in the same zone as the Pennine suture, generated a thermal uplift of the Vanoise area during Jurassic times. An increase in the displacement along such a lithospheric shear zone could induce denudation of the mantle [Lemoine *et al.*, 1987]. As lithospheric shear zones developed during crustal extension are uplifted and cooled due to isostatic effects, they do not necessarily act as strain-softened zones [Gillcrisp *et al.*, 1987], and the thrust contact at the bottom of the mantle slice could have a trajectory other than that of the extensional detachment.

The term "ophiolitic sequence" applied to the Versoyen basic complex was proposed by Loubat [1968] and has occasionally been contested. Although this debate about term definitions might appear pointless before a more elaborate geochemical investigation, it is worth recalling a tentative comparison of the Mesozoic Versoyen with the present day

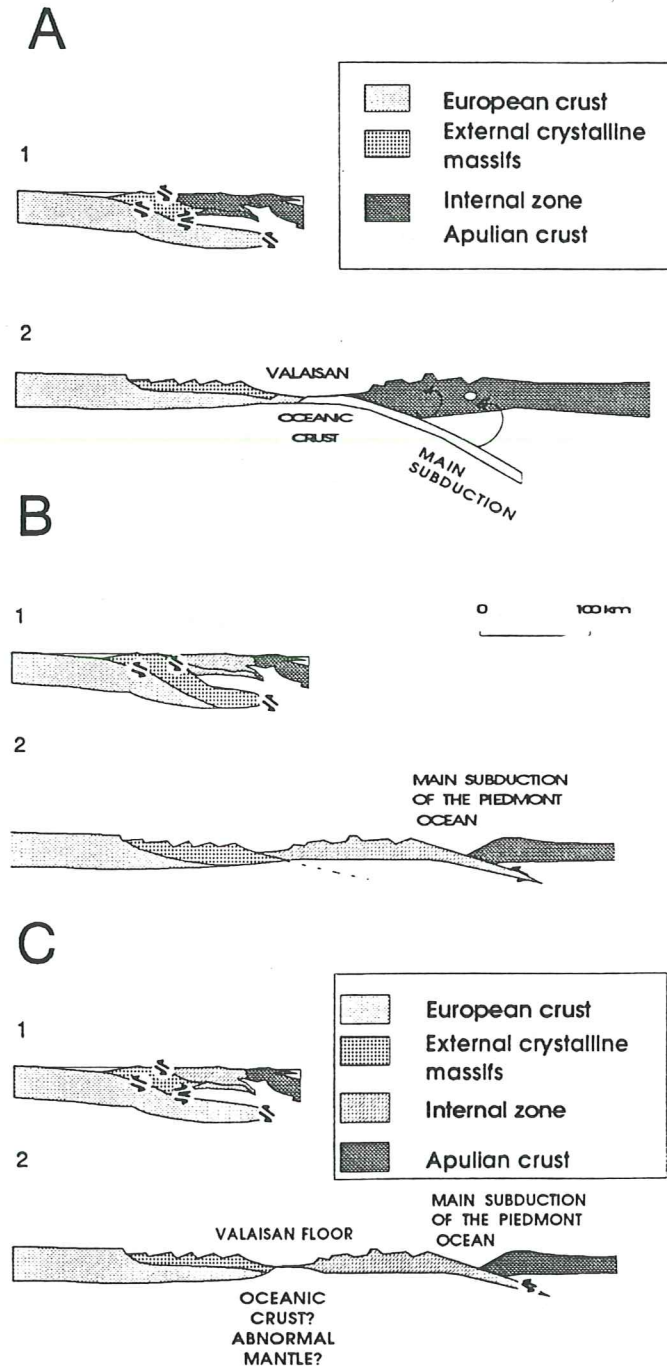


FIG. 7. - Three possible sketches of geodynamic evolution along the present-day continental suture zone in the western Alps. (1. - Present state; 2. - Initial state).

A. - The "accretionary complex" model [Polino *et al.*, 1990].

B. - The model based on major shear zones developed during the continental collision stage [Tardy *et al.*, 1990].

C. - The model of a structural inversion of an inherited structure [Mugnier and Marthelot, 1990].

FIG. 7. - Trois schémas possible de l'évolution géodynamique de l'actuelle suture entre Alpes internes et Alpes externes (1. - état actuel; 2. - état initial).

A. - Le modèle de prisme d'accrétion [Polino *et al.*, 1990].

B. - Le modèle de cisaillement développé durant le stade de collision continentale [Tardy *et al.*, 1990].

C. - Le modèle d'inversion structurale d'une structure héritée [Mugnier & Marthelot, 1990].

forming gulf of California [Loubat, 1975, 1984; Wayabashi, 1992]. This proposed analogy has the advantage of showing that hybrid geological features could exist, which associate certain oceanic ridge ophiolitic characteristics with marginal continental formations. Moreover, in agreement with the paleogeographical sketch proposed by Schmid *et al.* [1990] in the Valais realm, such a model involves an "oceanization" process in narrow pull-apart basin, and does not preclude the close proximity of an incipient subduction zone at that time in the eastern Alps or of major strike-slip movements in western Alps [Maury and Ricou, 1983].

An interesting comparison with the actualistic Cretan back-arc basin has also been proposed by Hsü [1989], but is not classically admitted as it implies a north dipping main subduction not in agreement with most of the Alpine models.

A choice between all these different models seems very subjective as long as no new data concerning the age and the geochemical composition of intrusions are not available.

IV. – CONCLUSIONS

The seismic events seen at the boundary between the external and internal part of the Alps cannot be related to a single geological structure but to the sum of the energies of diffractions and reflections on a large set of individual lithological contacts that can be found in a suture zone: thrust contacts, stratigraphic contacts, magmatic contacts. They have to be considered in terms of a major regional tectonic boundary rather than in terms of a single geological feature that could be seen in the field. Several interpretations are classically inferred for the boundary between Internal and External domains: major shear zone subsequent to the collision, suture linked to the subduction of the Tethyan ocean, or inversion of the previously strongly

stretched Valais domain. The inversion interpretation gives a coherent interpretation on several points:

1) it fits well the classical paleogeographical scheme, where the Valais domain is an intra-European stretched basin, locally with initiation of oceanization, as suggested by the basic complex of the Versoyen;

2) a simple mechanical process could explain the incorporation of a shallow dense body in the crust of the western Alps: the dense body could be an abnormal mantle inherited from the stretching beneath the Valaisan domain; the uplifted mantle acts then as a hard lithospheric heterogeneity, and indents the foreland crust during the Alpine shortening.

3) a geometrical restoration of such a mantle indenter with out-off sequence thrusting in the upper part of the crustal pile suggests a simple link between the two prominent geophysical features of the western Alpine lithosphere – dense body beneath the Internal Alps and SE dipping reflective bands in the upper crust at the boundary between external and internal Alps;

4) zig-zag pattern of the thrust faults could induce a narrow zone of intense uplift. Such a narrow and intense uplift zone could provide one of the keys in the explanation of the fast unroofing of deep crustal levels such as those of the Versoyen metamorphic rocks.

Acknowledgements. – The seismic data have been collected by the ECORS programm (CNRS-INSU, IFP, SNEAP). J. Platt and L. Jolivet are acknowledged for their constructive comments that improve the presentation of this paper. We would like to thank our colleagues of the ECORS programm, and of Chambéry and Grenoble Universities for numerous discussions. This work was supported by INSU (Institut national Sciences de l'Univers) through "Action Accompagnement ECORS".

References

- ANDRIEUX J. (1980). – Les plis «transverses» postpriaboniens dans la zone des Brèches de Tarentaise. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **290**, 1059-1063.
- ANTOINE P. (1968). – Sur la position structurale de la «zone du Versoyen». – *Géol. Alp.*, **44**, 7-26.
- ANTOINE P. (1971). – La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Thèse Univ., Grenoble, 367 p.
- BALLÈVRE M., LAGABRIELLE Y. & MERLE O. (1990). – Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1990, **1**, 227-236.
- BAYER R., CAZES M., DIAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER J., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASSIA S., BACCO I., TAPPONNIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TOREILLES G. & VILLIEN A. (1987). – Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme Ecors-Crop). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **305**, (II), 1461-1470.
- BLAKE C. & JAYKO S.A. (1990). – Uplift of very high pressure rocks in the western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle faults. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*; Roma, **1**, 237-246.
- BOCQUET J. (1974). – Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. – Thèse. University of Grenoble.
- BUTLER R.W.H. (1984). – Balanced cross-section and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 603-606.
- BUTLER R.W.H. (1985). – Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. – *J. Geol. Soc. London*, **85**, 1437-1473.
- CHOPIN C. (1984). – Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.

- DAMOTTE B., NICOLICH R., CAZES M. & GUELLEC S. (1990). – Acquisition and processing of vertical seismic data from the Po plain to the massif central. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. géol. It.*, Roma, **1**, 65-76.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group (1989). – A new picture of the Moho under the western Alps. – *Nature*, **337**, 249-251.
- ELTER G. & ELTER P. (1965). – Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). – *Publ. Cent. Etud. géol. pétrogr. Alpes*, **35**, 53 p.
- FREI W., HEITZMANN P., LEHNER P., MULLER ST., OLIVIER R., PFIFFNER A., STECK A. & VALASEK P. (1989). – Geotraverse across the Swiss Alps. – *Nature*, **6234**, 544-548.
- FUDRAL S. (1973). – Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers entre le torrent du Cornet d'Arêches et le hameau des Chapieux. – Thèse, Grenoble.
- FUDRAL S. & GUILLOT P. (1988). – Découverte de clastes à mariposite dans les conglomérats de la base du « Flysch de Tarentaire » (zone valaisane), Savoie, France. Conséquences. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, (II), 911-914.
- GILLCRIST R., COWARD M. & MUGNIER J.L. (1987). – Structural inversions and its controls: example from the Alpine foreland and the French Alps. – *Geodin. Acta*, (1), 5-34.
- GILLET P., DAVY P., BALLEVRE M. & CHOUKROUNE P. (1985). – Thermomechanical evolution of a collision zone: the example of the western Alps. – *Terra Cognita*, **5**, 399-404.
- GUELLEC S., MUGNIER J.L., TARDY M. & ROURE F. (1990). – Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Géol. It.*, Roma, **1**, 309-322.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & MARTINOTTI G. (1989). – Alpine thermal evolution in the central and western Alps. In : COWARD M.P., DIETRICH D., PARK R.G. Eds., Alpine tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 353-367.
- HSÜ K. (1989). – Time and space in Alpine orogenesis – the fermor lecture. – In : COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. Eds., Alpine tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 421-443.
- LANCELOT J.C. (1979). – Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise dans la région de Bourg St Maurice, Savoie. – Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII, 121 p.
- LASSERRE J.L. & LAVERNE C. (1976). – Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. – Thèse de 3^e cycle, Univ. Grenoble, 252 p.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987). – Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys: in search of a genetic model. – *Geology*, **15**, 622-625.
- LEMOINE M. & TRÜMPY R. (1987). – Pre-oceanic rifting in the Alps. – *Tectonophysics*, **133**, 305-320.
- LITAK R.K., MARCHANT R.H., BROUN L.D., PFIFFNER O.A. & HAUSER E.C. (1991). – Correlating crustal reflections with geologic outcrops: seismic modelling results from the southwestern USA and the Swiss Alps, AGU. – *Geodyn. Ser.*, **22**, 299-305.
- LOUBAT H. (1968). – Etude pétrographique des ophiolites de la « zone du Versoyen » Savoie (France). Province d'Aoste (Italie). – Thèse. – *Arch. Sci.* (Genève), **21**, 265-247.
- LOUBAT H. (1975). – La zone du Versoyen. Témoin possible d'une intersection entre dorsale volcanique océanique et marge continentale. – *Arch. Sci.* (Genève), **28**, 101-116.
- LOUBAT H. (1984). – Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type golfe de Californie. – *Géol. Alp.*, **60**, 34-44.
- LYON-CAEN H. & MOLNAR P. (1989). – Constraints on the deep structure and dynamic process beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. – *Geophys. J. Int.*, **99**, 19-32.
- MASSON H., HERB R. & STECK A. (1980). – Helvetic Alps of western Switzerland. In : R. TRÜMPY, Ed., Geology of Switzerland, a guide book. – Wepf & Co., Basel, 109-153.
- MAURY P. & RICOU L. (1983). – Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne/externe des Alpes franco-italiennes. – *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **24**, 3-22.
- MEISSNER R. (1989). – Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. – *Terra Nova*, **1**, 17-28.
- MÉNARD G., MOLNAR P. & PLATT J. (1991). – Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. – *Tectonics*, **10**, 231-244.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984). – Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XXVI**, 875-884.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MÉNARD G. & ROURE F. (1989). – Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils ECORS-CROP Alpes1 et ECORS Alpes2. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 733-739.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MÉNARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). – Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Géol. It.*, Roma, **1**, 203-216.
- MUGNIER J.L. & MARTHELOT J.M. (1991). – Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. – *AGU. Geodyn. Ser.*, **22**, 177-183.
- MUGNIER J.L. & VIALON P. (1986). – Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 373-388.
- NICOLAS A., POLINO R., HIRN A., NICOLICH R. and ECORS-CROP Working-Group (1990). – ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Géol. It.*, Roma, **1**, 15-27.
- OXBURGH E. (1972). – Flake tectonics and continental collision. – *Nature*, **239**, 202-204.
- PFIFFNER O., FREI W., FINCKH P. & VALASEK P. (1988). – Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: explosion seismology results for line NFP 20 East. – *Geology*, **16**, 987-990.
- PLATT J.P. (1986). – Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **97**, 1037-1053.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990). – The Alpine Cretaceous orogeny: an accretionary wedge model based on integrated stratigraphic, petrologic and radiometric data. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, **156**; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, **1**; *Vol. spec. Soc. Géol. It.*, Roma, **1**, 345-367.
- REY D. (1989). – Structure crustale des Alpes occidentales le long du Profil Ecors-Crop d'après la sismique réflexion et le champ de pesanteur. – Thèse Doct., Univ. Montpellier, 328 p. – *Doc. Trav. Centre Géol. géophys.*, Montpellier, **24**, 317 p.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1989). – Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculément dans les Alpes occidentales: évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, (II), 283-290.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1990). – Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine

- evolution. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, 309-322.
- RUDKIEWICZ J.L. (1988). – Quantitative subsidence and thermal structure of the European margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) IV, 623-632.
- RYBACH L., MUELLER S., MILNES A., ANSORGE J., BERNOULLI D. & FREY M. (1980). – The Swiss geotraverse Basel-Chiaso – a review. – *Eclogae geol. Helv.*, 73, 437-462.
- SADOWIACK P. & WEVER T. (1990). – Reflection-diffraction seismic pattern at crustal suture zones. – *Tectonics*, 9, 1495-1513.
- SADOWIACK P., VOSS J. & MEISSNER R. (1989). – 3D modelling of diffractions observed on deep reflection line DEKORP 2-S. – *Geophys. Prospect.*, 37, 623-637.
- SCHMID S.M., RÜCK Ph. & SCHREURS G. (1990). – The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, 1; *Vol. Spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, 263-289.
- SCHÜRCH M.F. (1987). – Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. – Thèse Université de Genève, 153 p.
- SENECHAL G. (1991). – Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil ECORS ALPS ALP1) : une analyse critique des données vibrosismiques. – Thèse Université J. Fourier, Grenoble.
- SENECHAL G. & THOUVENOT F. (1991). – Geometrical migration of line-drawings : a simplified method applied to ECORS data. – *Geodyn. Ser. (AGU)*, 22, 401-407.
- STAMPFLI G. (1993). – Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? – *Eclogae geol. Helv.* (in press).
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL S., GUELLEC S., MÉNARD G., THOUVENOT F. & VIALON P. (1990). – Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, 1; *Vol. Spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, 217-227.
- TARDY M., FUDRAL S. & DEVILLE E. (1986). – Coupe des Alpes françaises. In : rapport d'implantation du profil « structure profonde des Alpes ». – Institut Français du Pétrole, Paris, 73 p.
- THOUVENOT F., SENECHAL G., HIRN A. & NICOLICH R. (1990). – Ecores-Crop wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. Suisse*, Zürich, 1; *Vol. Spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, 97-107.
- TRICART P. (1980). – Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux : évolution structurale d'une chaîne de collision. – Unpublished thesis, Univ. Strasbourg.
- TRÜMPY R. (1975). – Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps : a presumed former continental margin and its problems. – *Am. J. Sci.*, 275A, 209-238.
- TRÜMPY R. (1980). – Geology of Switzerland, a guide book. Part A, an outline of the geology of Switzerland. – Wepf & Co, Basel.
- TURCOTTE D.L. (1986). – Fractals and fragmentation. – *J. Geophys. Res.*, 91, 1921-1926.
- WAYABASHI J. (1992). – Nappes, tectonics of oblique plate convergence and metamorphic evolution related to 140 Ma of continuous subduction, Franciscan complex, California. – *J. Geol.*, 100, 19-40.
- WERNICKE H. (1985). – Uniform sens simple shear of the continental lithosphere. – *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.

III.3- *The Lower Penninic nappes in the Western Alp: the link between Helvetic and Penninic: Discussion.*

La discussion présentée dans les pages suivantes est publiée à Journal of Structural Geology.



0191-8141(95)00054-2

The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic: Discussion

S. CANNIC, J. L. MUGNIER, H. LAPIERRE

ERS CNRS 129, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France

J. M. LARDEAUX

URA CNRS 726, Université C. Bernard, Lyon I, 69324 Villeurbanne Cedex 07, France

J. C. HUNZIKER

UNIL, Sciences de la Terre, Lab. d'Isotopes, BFSH 12, CH-1015 Lausanne, Switzerland

and

J. HERNANDEZ

UNIL, Sciences de la Terre, Lab. de Micro Analyse Electronique, BFSH 12, CH-1015 Lausanne, Switzerland

(Received 14 November 1994; accepted 20 February 1995)

Jeanbourquin (1994) invites Alpine geologists to an open discussion about the lower Penninic nappes in the Western Alps and the link between Helvetic and Penninic. Two opposite interpretations are proposed for the Brig-Simplon zone. This zone belongs to the single oceanic suture of the western Alps (Polino *et al.* 1990) or represents an intra-cratonic basin formed by the thinning of the European continental crust (Trümpy 1988). Jeanbourquin (1994) suggests that new results (Jeanbourquin & Burri 1991, Burri *et al.* in press) in the Brig-Simplon zone bridge an important gap of description between the middle Penninic and the Helvetic, and allow a better understanding of this area where several paradoxes are still found.

However, several studies which focus on the link between Helvetic and Penninic have to be added to those quoted by Jeanbourquin (1994).

(a) A first set of data is given by deep seismic studies (Roure *et al.* 1990, Frei *et al.* 1992). These data show that the bottom of the Penninic domain, represented by the Valaisan zone (i.e. Lower Penninic after Jeanbourquin 1994), is the major geological boundary imaged by the deep seismic profile in the Alps (ECORS-CROP and NFP 20). Migration processing of the vertical seismic reflection data show that this major boundary exhibits a staircase trajectory. The upper part of this trajectory is dipping to the SE while the lower part flattens close to 15 km depth (i.e. 5–6 s TWT) (Mugnier & Marthelot 1991, Senechal & Thouvenot 1991, Marchant *et al.* 1993).

These results imply that the internal Penninic nappes are thrust above deeper crustal levels. Therefore, the determination (prediction) of the deeper levels of the Alps cannot be performed by down-dip projection of the succession of nappes that crop out in the internal Alps, but only by restoring the substratum of the lower Penninic. In this sense, any attempt of restoration of the Lower Penninic is of great interest.

(b) A second set of data deals with the petrology and chemistry of the mafic magmatism from the Roignais-Versoyen unit (RVU). The RVU, located 200 km southwest of the area studied by Jeanbourquin & Burri (1991), is composed of the Valaisan Flysch (named 'Flysch trilogy' by Jeanbourquin 1994), the Versoyen zone and the 'calcschistes du Petit-Saint-Bernard'. The major part of the Versoyen zone is formed by a pile of pillow basalts, diabasic sills, stocks of ultramafic and mafic cumulates and black shales (Loubat 1969). The metamorphism of the Versoyen zone is characterized by eclogite facies (with jadeite, omphacite and garnet occurrences) and retrograde metamorphism to blue schist and green schist facies (Lasserre & Laverne 1976, Schürch 1987). This suggests a P–T retrograde path from nearly 20 kb to less than 10 kb at a temperature located between 550 to 450°C (Fig. 1, Cantic 1993). Furthermore, Cantic *et al.* (1993) and work in review show that: (1) the serpentinites of the Versoyen zone are highly altered ultramafic cumulates; (2) locally, the diabase and basalt dikes intrude slices of felsic metamorphosed



0191-8141(95)00054-2

The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic: Discussion

S. CANNIC, J. L. MUGNIER, H. LAPIERRE

ERS CNRS 129, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France

J. M. LARDEAUX

URA CNRS 726, Université C. Bernard, Lyon I, 69324 Villeurbanne Cedex 07, France

J. C. HUNZIKER

UNIL, Sciences de la Terre, Lab. d'Isotopes, BFSH 12, CH-1015 Lausanne, Switzerland

and

J. HERNANDEZ

UNIL, Sciences de la Terre, Lab. de Micro Analyse Electronique, BFSH 12, CH-1015 Lausanne, Switzerland

(Received 14 November 1994; accepted 20 February 1995)

Jeanbourquin (1994) invites Alpine geologists to an open discussion about the lower Penninic nappes in the Western Alps and the link between Helvetic and Penninic. Two opposite interpretations are proposed for the Brig-Simplon zone. This zone belongs to the single oceanic suture of the western Alps (Polino *et al.* 1990) or represents an intra-cratonic basin formed by the thinning of the European continental crust (Trümpy 1988). Jeanbourquin (1994) suggests that new results (Jeanbourquin & Burri 1991, Burri *et al.* in press) in the Brig-Simplon zone bridge an important gap of description between the middle Penninic and the Helvetic, and allow a better understanding of this area where several paradoxes are still found.

However, several studies which focus on the link between Helvetic and Penninic have to be added to those quoted by Jeanbourquin (1994).

(a) A first set of data is given by deep seismic studies (Roure *et al.* 1990, Frei *et al.* 1992). These data show that the bottom of the Penninic domain, represented by the Valaisan zone (i.e. Lower Penninic after Jeanbourquin 1994), is the major geological boundary imaged by the deep seismic profile in the Alps (ECORS-CROP and NFP 20). Migration processing of the vertical seismic reflection data show that this major boundary exhibits a staircase trajectory. The upper part of this trajectory is dipping to the SE while the lower part flattens close to 15 km depth (i.e. 5–6 s TWT) (Mugnier & Marthelot 1991, Senechal & Thouvenot 1991, Marchant *et al.* 1993).

These results imply that the internal Penninic nappes are thrust above deeper crustal levels. Therefore, the determination (prediction) of the deeper levels of the Alps cannot be performed by down-dip projection of the succession of nappes that crop out in the internal Alps, but only by restoring the substratum of the lower Penninic. In this sense, any attempt of restoration of the Lower Penninic is of great interest.

(b) A second set of data deals with the petrology and chemistry of the mafic magmatism from the Roignais-Versoyen unit (RVU). The RVU, located 200 km southwest of the area studied by Jeanbourquin & Burri (1991), is composed of the Valaisan Flysch (named 'Flysch trilogy' by Jeanbourquin 1994), the Versoyen zone and the 'calcschistes du Petit-Saint-Bernard'. The major part of the Versoyen zone is formed by a pile of pillow basalts, diabasic sills, stocks of ultramafic and mafic cumulates and black shales (Loubat 1969). The metamorphism of the Versoyen zone is characterized by eclogite facies (with jadeite, omphacite and garnet occurrences) and retrograde metamorphism to blue schist and green schist facies (Lasserre & Laverne 1976, Schürch 1987). This suggests a P–T retrograde path from nearly 20 kb to less than 10 kb at a temperature located between 550 to 450°C (Fig. 1, Cannic 1993). Furthermore, Cannic *et al.* (1993) and work in review show that: (1) the serpentinites of the Versoyen zone are highly altered ultramafic cumulates; (2) locally, the diabase and basalt dikes intrude slices of felsic metamorphosed

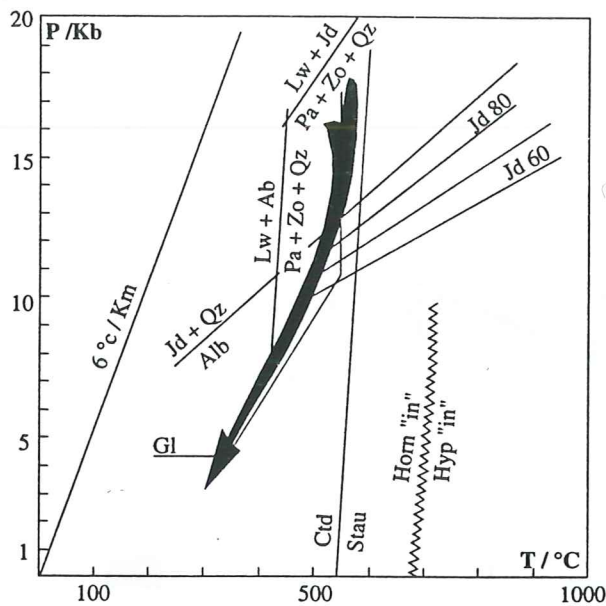


Fig. 1. A P-T retrograde path of the Versoyen zone.

rocks considered as part of a continental basement; (3) the igneous mafic assemblage is characterized by flat REE patterns and incompatible trace element abundance that fall within the range of T-MORB. Thus, the Versoyen tholeiites emplaced more likely in a within-plate setting than in a mid-ocean ridge environment. We can therefore reasonably assume that the Versoyen zone cannot be considered as a 'mélange' linked to the subduction of an ophiolitic suite.

(c) The structural relationships of the Roignais-Versoyen Unit with the nearby units have been often described (Fig. 2). The comparison of these units with the area studied by Jeanbourquin (1994) outlines some continuity in the Valaisan structural pattern from NE to SW, but shows also some differences. (1) Near the RVU, the 'zone houillère' cannot be considered as a chaotic zone' and has not the characteristics of 'mélanges' (A on Fig. 2). This zone could represent the inverted limb of a late backfold similar to the Siviez-Mischabel structure (Baudin 1987). (2) The RVU was affected by two main successive tectonic events (Cannic *et al.* in press). (i) The older event is responsible for a SE (25° to 45°) dipping cleavage and for several N40° isoclinal folds verging to the northwest associated with a N40° stretching lineation (Lancelot 1979). The 'antiforme de la Brebie' (Antoine 1971), visible on the 1/250000 geological map (BRGM 1980), depicts a very spectacular fold geometry rather similar to that described by Jeanbourquin (1994). Isoclinal folding, probably related to the same event, is shown also in the Versoyen zone by the alternately normal and upside-down polarity of sills. (ii) The younger event is characterized by a N160° stretching lineation and a SE dipping planar fabric (40° to 60°). This fabric corresponds to the 'C' planes in the S-C structures and indicates a normal shearing towards the SE. These structures are developed in the green schist facies rocks. The mafic rocks of the Versoyen

zone, the calcareous levels of the Valaisan flysch and the 'calcschistes du Petit-Saint-Bernard' are affected by a chocolate tablet boudinage with two stretching directions (N20 to 40° and N110 to 140°). The intensity of the deformation, very strong inside the Versoyen zone, decreases in the Valaisan Flysch and the 'calcschistes du Petit-Saint-Bernard'. A similar normal shearing has been observed along the southeastern side of the Mont-Blanc and Belledonne massifs. In these areas, the frontal Pennine thrust may have been reactivated with an important normal fault component during the Neogene (Seward & Mancktelow 1994). (3) Locally, the Liassic to Permian-Triassic strata of the RVU are unconformably overlain by a normal sequence of the Valaisan Flysch (B on Fig. 2, Antoine 1971).

In summary, the petrology and geochemistry of the Versoyen igneous suite and the structural data developed previously give a better understanding of the paradox outlined by Jeanbourquin in his conclusions. (1) The nappes geometry is only characterized by reversed limbs. This is a local feature specific to the area studied by Jeanbourquin, which is not found in the whole Valaisan domain. (2) The Versoyen zone forms a 'mélange' or a 'basal chaotic unit'. This nomenclature does not fit with the relationships between the Flysch and the 'ensemble anté-Flysch' previously described: the Flysch rests above either an erosional surface where locally the whole Mesozoic sequence was removed (with the exception of the lowermost Triassic levels), or a basin mainly filled with black shales and tholeiitic volcanic rocks (Versoyen zone). The Versoyen zone represents a mafic igneous complex emplaced in a basin filled with detrital sediments and deformed at least twice.

The problems that remain to be solved are the following. Is the eclogite facies a characteristic of the subduction mechanism? When did the HP-LT metamorphism occur? What is the importance of normal faulting and erosional processes during the exhumation?

We think that these problems can be solved by dating the mafic magmatism and the metamorphic events. Without these data, the choice of a model for the Valaisan (either Pennine, or Briançonnais) suture seems very subjective. Nevertheless we would like to emphasize the following. (1) The geodynamic reconstruction of the Western Alps (Mid-Cretaceous) after Trümpy (1980) involves the presence of several oceanic basins bounded by micro continental fragments. This patchy scheme implies a puzzling extensional system (Platt 1986) formed at least by two major extensional detachments (Gillcrist *et al.* 1987, Rudkiewicz 1988). (2) The convergence between Europe and Apulia, deduced from the plate tectonic data, is estimated to be 800 km (Le Pichon *et al.* 1988), including 300 to 400 km of continental shortening during the continental collision (Butler 1986, Ménard *et al.* 1991). (3) Strike-slip components could be of great importance during the oceanic subduction (Ricou & Siddans 1986). In these conditions, it seems very speculative to state the importance of the subduction of these basins.

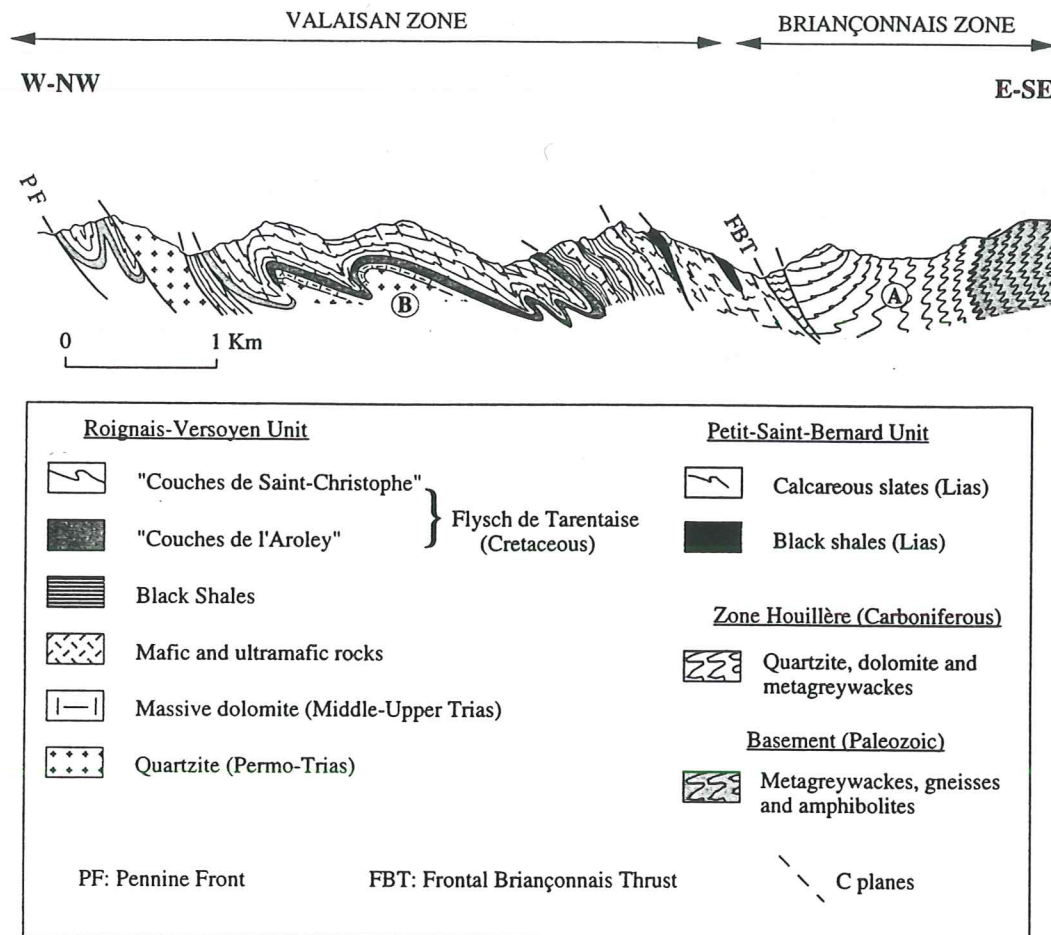


Fig. 2. WNW-ESE cross section through the Valaisan and Briançonnais zones modified after Antoine (1971), Lancelot (1973) and Baudin (1987).

REFERENCES

- Antoine, P. 1971. La Zone des Brèches de Tarentaise Entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la Frontière Italo-Suisse. PhD. Thesis, University of Grenoble, 367 pp.
- Baudin, T. 1987. Etude Géologique du Massif du Rutor (Alpes Franco-Italiennes): Evolution Structurale d'un Socle Briançonnais. PhD. Thesis, University of Grenoble.
- BRGM, 1980. Carte Géologique de la France au 1:250000°, Feuille Annecy, Orléans.
- Burri, M., Frank, E., Jeanbourquin, P., Labhart, T., Liszky, M., Nabholz, W. & Streckeisen, (in press). Atlas Géologique de la Suisse au 1:25000°, Feuille 90 Brig (1289) avec Notice. *Serv. Hydrol. géol. Suisse*, Berne.
- Butler, R. W. H. 1986. Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. *Geol. Soc. London Journal* 143, 857-873.
- Cannic, S. 1993. Signature pétrographique et géochimique du magmatisme basique du Versoyen (zone Valaisane, Alpes Occidentales). Implications Géodynamiques. DEA, Grenoble.
- Cannic, S., Lapierre, H. & Mugnier, J. L. 1993. The Versoyen: an intriguing metamorphic basaltic complex at the boundary between internal and external domains of the western Alps. EUG VII. Ed. Ltd, Blackwell Scientific Publications. *Terra abstract* 5, 423.
- Cannic, S., Mugnier, J. L. & Lardeaux, J. M. In press. Mix en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes Occidentales, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*.
- Frei, W., Heitzmann P. & Lehner, P. 1992. NFP 20 Geologische treifenstruktur der schweiz petroleum. *Geol. Ing.* 58, 45-74.
- Gillrist, R., Coward, M. & Mugnier, J. L. 1987. Structural inversions and its controls: example from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodyn. Acta.* 1, 5-34.
- Jeanbourquin, P. & Burri, M. 1991. Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan. *Eclogae Geol. Helv.* 84, 463-481.
- Jeanbourquin, P. 1994. The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic. *J. Struct. Geol.* 16(6), 895-898.
- Lancelot, J. C. 1979. Etude tectonique de la zone brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. PhD. Thesis, University of Paris VII, 121 pp.
- Lasserre, J. L. & Laverne, C. 1976. Le volcanisme tholéitique de la zone du Versoyen (Alpes Franco-Italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. PhD. Thesis, University of Grenoble.
- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J. 1988. Kinematics and tectonics leading to the Alpin belt formation: a new analysis. In: *Processes in Continental Lithospheric Deformation* (edited by Sydney, P., Clark, B., Burchfiel, C. & Suppe, J.). *Geol. Soc. Am.* 218, 111-132.
- Loubat, H. 1968. Etude pétrographique des ophiolites de la 'zone du Versoyen' Savoie (France). Province d'Aoste (Italie). PhD. Thesis, Archives des sciences de Genève, 28, 247-265.
- Marchant, R., Steck, A., Escher, A., Levato, L., Masson, H., Olivier, R., Stampfli, G. & Wagner, J. J. 1993. An interpretation of the deep seismic lines from the Penninic Alps of Valais (Switzerland). *Bull. Soc. géol. France.* 164, 395-414.
- Ménard, G., Molnar, P. & Platt, J. 1991. Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics* 10, 231-244.
- Mugnier, J. L. & Marthelot, J. M. 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications in a continental lithosphere: deep seismic reflections. *Am. Geophys. Union, Geodyn. Series* 22, 177-183.
- Platt, J. P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of height-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037-1053.
- Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G. 1990. The Alpine Cretaceous orogeny: an accretionary wedge model based on integrated strati-

- graphic, petrologic and radiometric data. *Mem. Soc. géol. France* 156, 345–367.
- Ricou, L. E. & Siddans, W. B. 1986. Collision tectonics in the western Alps. In: *Collision Tectonics* (edited by Coward, M. P. & Ries, A. C.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 229–244.
- Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R. 1990. Early Neogene deformation beneath the Pô plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. In: *Deep structure of the Alps* (edited by Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R.). Paris, *Mem. Soc. géol. Fr.* 156; Zürich, *Mém. Soc. géol. Suisse*; Roma, *Vol. Spec. Geol. It.* 1, 309–322.
- Rudkiewicz, J. L. 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps. *Bull. Soc. géol. France* 8, IV, 623–632.
- Schürch, M. F. 1987. Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. PhD. Thesis, University of Genève, 153.
- Seward, D. & Mancktelow, N. S. 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806.
- Senechal, G. & Thouvenot, F. 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. *Geodyn. Serv. (AGU)* 22, 401–407.
- Trümpy, R. 1980. *Geology of Switzerland, a guide book*. Part A: An outline of the geology of Switzerland. Basel: Wepf & Co.
- Trümpy, R. 1988. A possible Jurassic-Cretaceous system in the Alps and the Carpathians. In: *Processes in Continental Lithospheric Deformation* (edited by Sydney, P., Clark, B. & Suppe, J.). *Geol. Soc. Am.*, 218, 93–110.

CHAPITRE 1

Complexe du Versoyen

Col du Petit-Saint-Bernard

Visp

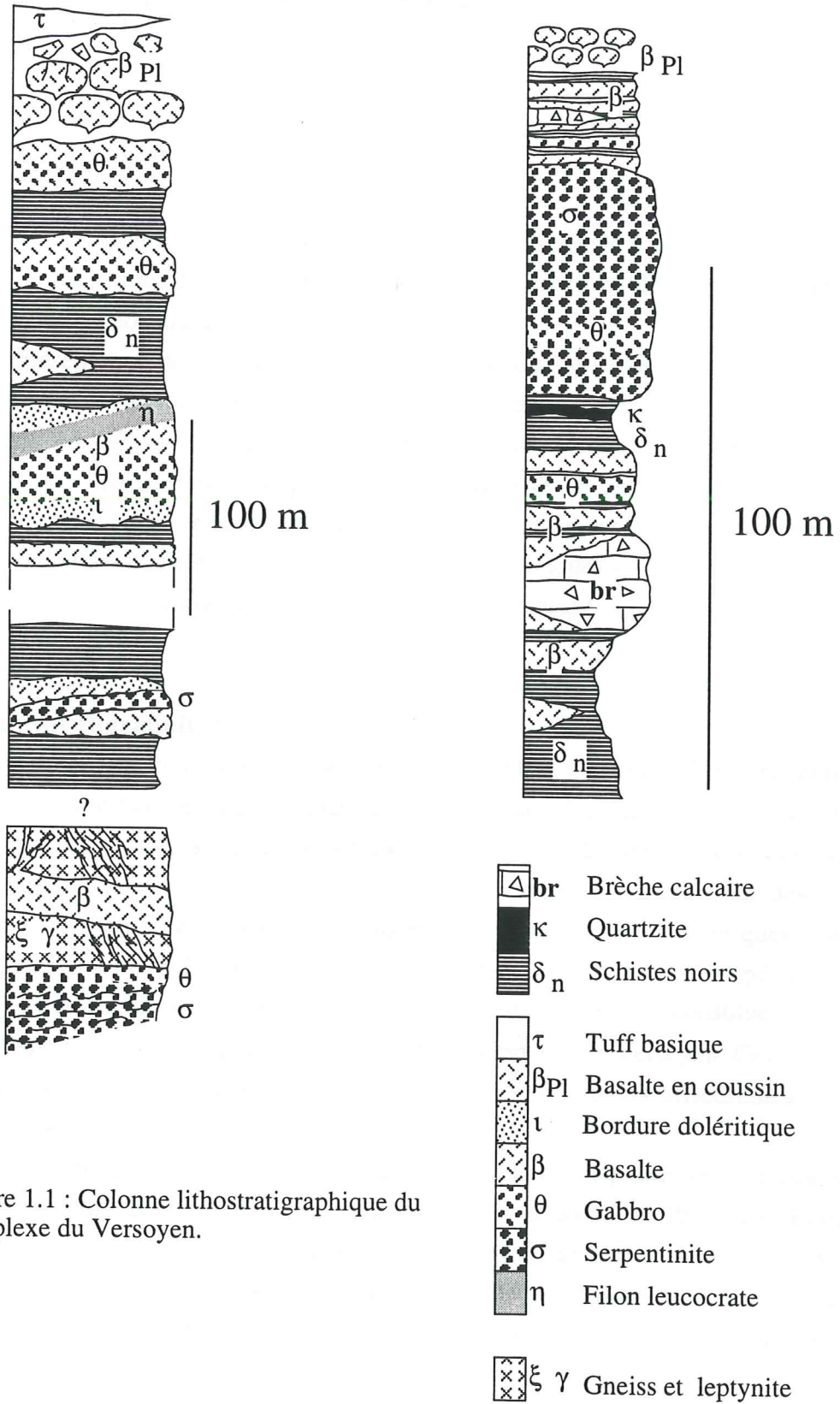


Figure 1.1 : Colonne lithostratigraphique du complexe du Versoyen.

Chapitre 1 : AGE, ORIGINE ET SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE DES THOLÉÏTES DU COMPLEXE DU VERSOYEN

1.1- PRÉSENTATION :

Au cours de ce premier chapitre, nous tenterons de mieux cerner le contexte de mise en place du magmatisme tholéïtique du Versoyen à l'aide de nouvelles données stratigraphiques, géochronologiques et géochimiques.

Après une présentation de la stratigraphie du complexe du Versoyen et de la pétrologie de ses roches ignées, nous aborderons les datations du magmatisme par la méthode U/Pb sur zircons. Une étude géochimique basée sur la distribution des éléments traces incompatibles (Hf, Th, Ta, Nb, Y et Zr), des terres rares (REE) et des compositions isotopiques (Sr et Nd) des tholéïtes du Versoyen permettra de préciser l'affinité magmatique de ces roches et de caractériser la nature de leur(s) source(s). Les nouvelles données géochronologiques et géochimiques sont regroupées dans un article soumis à *Earth Planetary Science Letter*, présenté à la fin de ce chapitre.

1.1.I- Lithostratigraphie :

A proximité du col du Petit-Saint-Bernard (France-Italie), la succession lithostratigraphique du complexe du Versoyen montre un empilement de sills et de laccolites de roches basiques intercalées avec des schistes noirs, des arkoses et des greywackes (Fig 1.1). Le sommet est constitué par des basaltes en coussins, des brèches d'explosion et des tuffs basiques. L'épaisseur des sills et des laccolites varie entre 0,5 et 40 m. Ces intrusions montrent des bordures doléritiques alors que les cœurs sont gabbroïques et même ultrabasiques. Localement, les sills sont recoupés par des filons basiques leucocrates riches en zircons (η , Fig. 1.1). Des panneaux de socle constitués par des gneiss et des leptynites affleurent le long de la bordure Est du complexe du Versoyen. Ces panneaux sont recoupés par des filons basaltiques. Enfin, la série montre de petits affleurements de roches ultrabasiques serpentinisées.

La succession lithostratigraphique du Versoyen à proximité de Visp (Suisse, voir localisation sur la figure 2 dans l'introduction) est comparable à celle observée au col du Petit-Saint-Bernard (Fig. 1.1). Elle montre toutefois deux différences : i) les roches ultrabasiques serpentinisées sont plus abondantes et sont recoupées par des filons de gabbros, ii) les schistes noirs sont associés à des passées de quartzites noirs qui pourraient correspondre à des sédiments pélagiques siliceux.

1.1.II- Pétrologie :

Les roches ignées du complexe du Versoyen sont affectées par une altération hydrothermale et un métamorphisme polyphasé éclogitique, schiste bleu et schiste vert. Les textures magmatiques n'ont guère été préservées sauf dans les cœurs des sills. La minéralogie primaire (à olivine, pyroxène, plagioclase et oxide ferro-titané), a été principalement remplacée par l'assemblage albite \pm actinote \pm épidote \pm chlorite \pm sphène \pm phengite \pm ilménite \pm quartz. Cependant, quelques pyroxènes magmatiques sont préservés dans les roches les moins métamorphosées. 4 faciès ont été reconnus sur la base des textures et des compositions minéralogiques.

i)- Les gabbros cumulats localisés au cœur des sills, présentent des textures d'hétérad-cumulat à mésocumulat. Ils sont caractérisés par des phénocristaux automorphes à sub-automorphes de plagioclases magmatiques transformés en albite. Ces plagioclases sont entourés par des pyroxènes de type augite-diopside généralement recristallisés en omphacite, actinote et/ou chlorite.

ii)- Les dolérites proviennent des bords de sills et des laves en coussin. Elles montrent des textures doléritiques à intersertales avec une variation importante de la taille des minéraux (de 0,1 à 1 mm en moyenne). La paragénèse magmatique est entièrement remplacée par les paragénèses métamorphiques.

iii)- Les basaltes aphyriques, qui recoupent les panneaux de socle, sont caractérisés par des microlithes d'albite et une mésostase complètement pseudomorphosée en chlorite.

iv)- Dans les roches ultrabasiques, olivines et spinelles apparaissent comme les minéraux cumulats alors que la phase interstitielle est constituée par les pyroxènes. L'olivine et le pyroxène sont généralement remplacés par l'antigorite et l'association chrysotile \pm talc. Ainsi, certaines serpentinites du Versoyen correspondent à des cumulats ultrabasiques. Toutefois, la présence de serpentinites issues d'un manteau appauvri (Loubat, 1984) n'est pas exclue, notamment dans la partie NE du complexe de Versoyen (région de Visp).

1.2- DATATION U/Pb DU COMPLEXE DU VERSOYEN :

1.2.I- Rappels sur les contraintes d'âge pour le complexe du Versoyen :

En absence de fossiles dans les sédiments, l'âge du complexe du Versoyen a été déterminé à l'aide des données paléontologiques provenant des séries qui l'encadrent. Il s'agit du flysch de Tarentaise, pour la série immédiatement superposée et du conglomérat du Collet des Rousses et de l'Aiguille de l'Ermite, pour la série sous-jaçante.

1.2.I.A- Le flysch de Tarentaise :

L'âge du flysch de Tarentaise n'est pas clairement déterminé. Il varie du Crétacé supérieur au Tertiaire (voir tableau récapitulatif des âges dans Fudral, 1996). Cette grande diversité des âges induit une grande incertitude sur l'âge le plus récent qu'il soit possible d'attribuer au complexe du

Versoyen. De plus, la nature du contact entre le flysch et le complexe est discutable (voir la conclusion de cet ouvrage).

1.2.I.B- Le conglomérat du Collet des Rousses et de l'Aiguille de l'Ermité :

Le long de la frontière franco-italienne, le complexe du Versoyen est jalonné par des niveaux conglomératiques, qui affleurent à proximité ou au contact des calcschistes du Petit-Saint-Bernard (Fig. 1.2). Ce conglomérat est daté du Lias ou du Dogger, grâce à la présence de fragments de bélemnites dans son ciment (Schoeller, 1929; Antoine, 1971). L'âge le plus ancien qu'il soit possible d'attribuer au complexe du Versoyen dépend de la position de ce conglomérat par rapport au complexe :

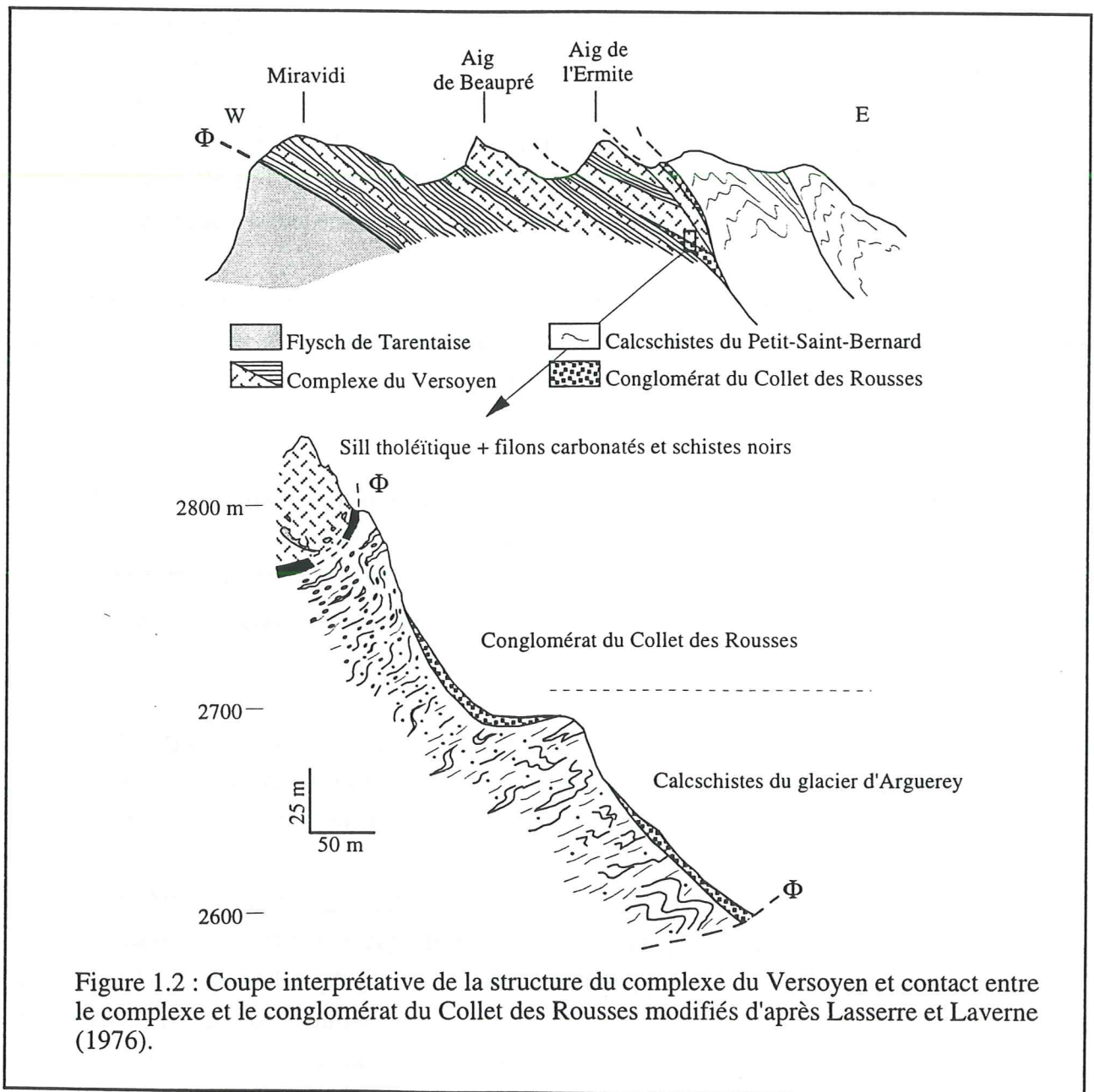


Figure 1.2 : Coupe interprétative de la structure du complexe du Versoyen et contact entre le complexe et le conglomérat du Collet des Rousses modifiés d'après Lasserre et Laverne (1976).

- Pour Schoeller (1929), le complexe du Versoyen, rattaché au Trias, correspondait à la base du conglomérat qui représentait le terme stratigraphique inférieur des calcschistes du Petit-Saint-Bernard.

- La mise en évidence d'un contact tectonique entre le complexe du Versoyen et les calcschistes du Petit-Saint-Bernard (Elter et Elter, 1965), impliqua une incertitude sur la position du conglomérat, ce dernier pouvant être rattaché soit à l'un, soit à l'autre des deux ensembles précédents.

- Loubat (1968) fut le premier à décrire des éléments de cipolins "emballés" dans les tholéïtes du Versoyen (Fig. 1.2) et à les interpréter comme des enclaves du conglomérat. Le complexe du Versoyen apparut dès lors postérieur au conglomérat et fut rattaché au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur (Loubat, 1968; 1984; Loubat, 1975; Antoine, 1971; 1972; Lasserre et Laverne, 1976; Schürch, 1987).

- Cependant, cette dernière interprétation reste discutable car la similitude des cipolins avec le conglomérat n'est pas prouvée. En effet, les cipolins ne sont pas datés et peuvent provenir de n'importe quelle formation carbonatée. D'autre part, les cipolins apparaissent localement en remplissage de filons dans les sills tholéïtiques (Fig. 1.2 et photographies en annexe). Ces cipolins sont donc postérieurs aux tholéïtes qu'ils recoupent. Enfin, le conglomérat présente une déformation intra-formationnelle très importante à proximité du complexe du Versoyen, ce qui nous amène à interpréter le contacte actuel entre le complexe et le conglomérat comme un contacte tectonique.

En résumé, l'antériorité du conglomérat du Collet des Rousses et de l'Aiguille de l'Ermitte sur les tholéïtes du complexe du Versoyen n'est pas prouvée. Par conséquent, il convient de rester prudent sur l'âge Jurassique-supérieur à Crétacé-inférieur, généralement admis pour le magmatisme du Versoyen.

1.2.II- Techniques analytiques :

Les zircons (voir photographie en annexe) et les feldspaths ont été séparés par F. Senebier à l'université J. Fourier (Grenoble).

L'attaque des minéraux, puis le dosage des isotopes du Plomb et de l'Uranium ont été effectués par U. Schärer à l'université Paris VII.

1.2.II.A- Séparation des zircons :

La séparation des zircons a été réalisée par différence de densité en utilisant des liqueurs denses (Bromoforme, iodure de méthylène et liqueur de Clérici).

1.2.II.B- Attaque des minéraux et séparation du Pb et de l'U :

Les zircons, placés dans une capsule en Téflon, sont attaqués à l'acide fluoridrique (HF) 50% à 220°C pendant 4 jours. Les plagioclases, lavés à HCl 6N, sont dissous dans de l'acide fluoridrique 50% à 180°C pendant une journée.

Les chimies des zircons et des plagioclases correspondent aux procédures analytiques décrites respectivement par Krogh (1973) et par Manhès et al. (1978).

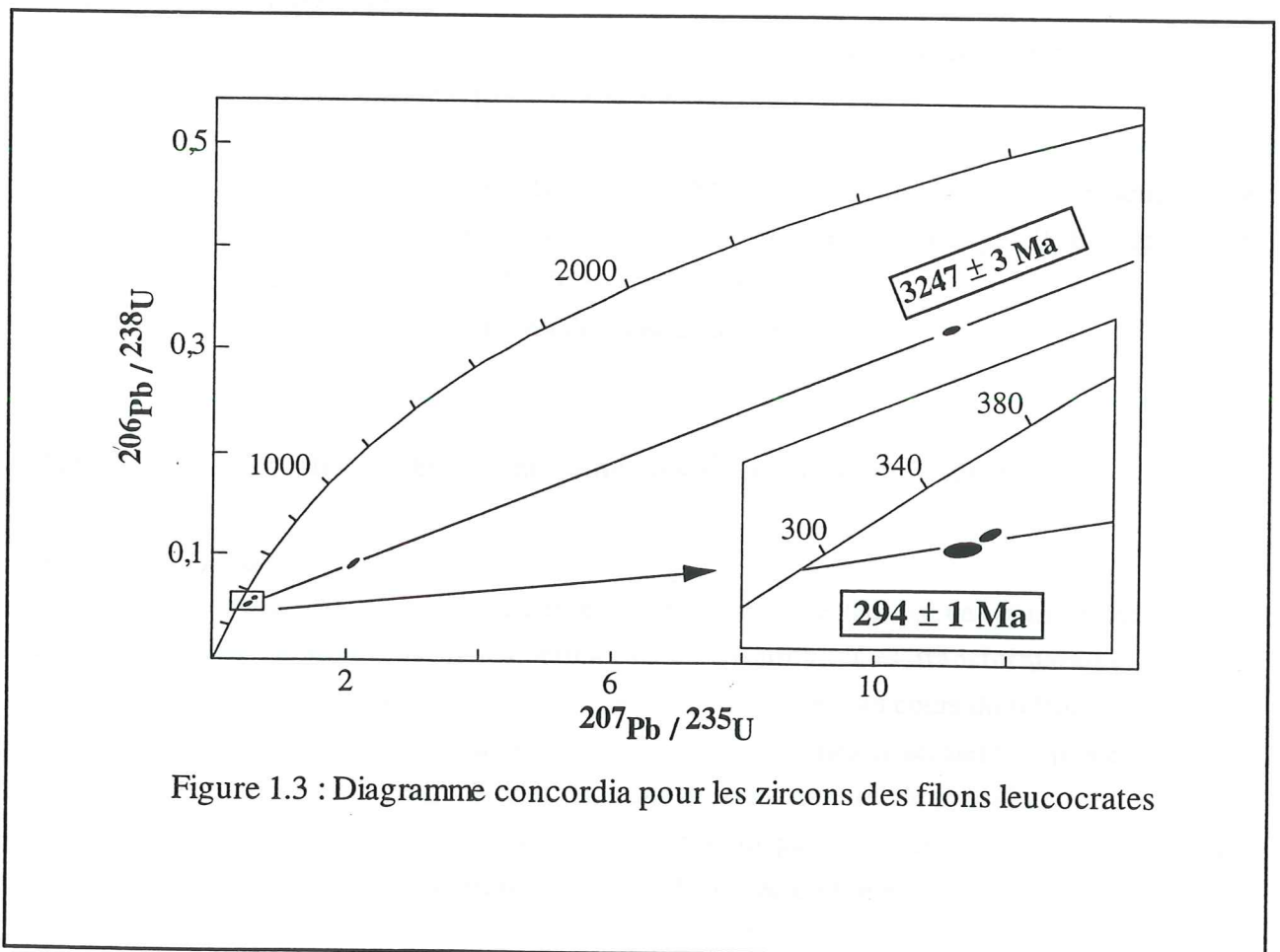
1.2.II.C- Dosage des isotopes :

Les concentrations isotopiques ont été mesurées sur un spectromètre de masse Thomson 206 simple collecteur. Le calcul de la droite de régression a été effectué selon la méthode de York (1966), modifiée d'après Minster et al. (1979).

1.2.III- Résultats :

Les résultats sont intégrés dans l'article intitulé "*The tholéiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin*", soumis à *Earth Planetary Science Letter* et figurant à la fin de ce chapitre.

Dans cet article, nous montrons que les zircons du filon basique qui recoupe les sills, définissent une droite dont les intercepts inférieurs et supérieurs sont respectivement de 294 ± 1 Ma et 3247 ± 3 Ma (Fig. 1.3). Nous discutons la signification géologique de ces âges et leur implication sur le contexte de mise en place du magmatisme du Versoyen.



1.3- CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES :

1.3.I- Techniques analytiques :

Les échantillons analysés proviennent du complexe du Versoyen. Ils ont été prélevés dans deux régions : la première correspond à l'unité du Roignais-Versoyen proche du col de Petit-Saint-Bernard, l'autre se trouve dans la zone de Sion-Courmayeur près du village de Visp.

Le dosage des éléments majeurs a été réalisé par G. Mevelle au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) de Nancy. La précision varie entre 1 et 3%.

Pour les éléments traces, les analyses ont été réalisées :

- au CRPG par G. Mevelle, sur ICP et ICPMS avec une précision inférieure à 3%,
- au Musée de l'Afrique Centrale (Tervuren, Belgique), par L. André, sur ICPMS avec une précision variant entre 1,5 et 3%.

- au laboratoire de géochimie de l'université Paul Sabatier (Toulouse), où j'ai effectué les attaques et les dosages par ICPMS en utilisant les procédures de Valladon et al. (1996), avec une précision supérieure à 10σ pour les éléments compatibles (Cr, Ni, V) et à 3σ pour les éléments incompatibles et les terres rares.

Quelques analyses des terres rares ont été dupliquées dans les laboratoires afin de comparer les résultats. Les variations ne dépassent pas 6% (voir annexe).

J'ai effectué les séparations du Néodyme et du Strontium au laboratoire de géochimie de l'université Paul Sabatier. Les concentrations isotopiques ont été mesurées par P. Brunet, sur un spectromètre de masse de type Finnigan MAT261 multi collecteurs.

L'ensemble des techniques analytiques est détaillée en annexe.

1.3.II- Altération des roches et mobilité des éléments chimiques :

1.3.II.A- Rappels :

Lasserre et Laverne (1976) ont montré que les tholéïtes sont affectées par des transformations liées à des circulations de solutions hydrothermales (spilitisation). Ces transformations prennent immédiatement le relais des processus magmatiques et interviennent au cours du refroidissement des sills. Elles provoquent la serpentinitisation des roches ultrabasiques et seraient responsables de la déstabilisation de l'olivine, du plagioclase et, dans une moindre mesure, du pyroxène.

Le métamorphisme régional est polyphasé. Il se traduit par une recristallisation poussée des paragenèses métamorphiques qui correspondent aux faciès éclogitique, schiste bleu et schiste vert (voir Schürch, 1987 et le chapitre 2 de cet ouvrage). Une forte déformation syn-schiste vert (voir chapitre 3) peut expliquer la rétro-morphose importante de la minéralogie magmatique des tholéïtes en des assemblages à albite \pm épidote \pm actinote \pm chlorite \pm quartz.

Les processus d'altération et de recristallisation, mis en évidence par la présence de ces différentes paragenèses, influent de façon notable sur le chimisme des roches. Les transformations les plus fréquentes sont :

- i)- l'albitisation des plagioclases qui provoque une perte en CaO au profit de Na₂O;
- ii)- l'épidotitisation qui est marquée par des pertes en K₂O et en Rb;
- iii)- la chloritisation qui s'accompagne d'un gain en MgO et d'une augmentation de la perte au feu (hydratation);
- iv)- la calcitisation qui induit une augmentation en CaO et en perte au feu.

La mobilité de certains éléments peut être masquée par des processus opposés. Par exemple, les effets de la calcitisation (gain en CaO) peuvent être compensés par ceux de l'albitisation (perte en CaO). D'un point de vue chimique, les effets de l'altération et des recristallisations ne sont donc pas toujours visibles.

Il est cependant généralement admis que les éléments alcalins à grand rayon cationique ou les alcalino-terreux sont particulièrement sensibles aux processus métamorphiques (Wood et al., 1976; Devore, 1983; Hajash, 1984; Bienvenu et al., 1990). Ces éléments se concentrent essentiellement dans les feldspaths ou dans les verres, qui sont les premiers affectés par les transformations. Lasserre et Laverne (1976) ont ainsi observé un gain en Na, Li, H₂O et une perte en Ca, Sr, K, Ba et Rb. Inversement, certains éléments traces compatibles (comme Cr, V, Ni et Ti) ou incompatibles (comme Y, Nb, Zr, Ta, Hf et les terres rares) sont réputés comme peu ou pas mobiles durant les processus métamorphiques (Winchester et Floyd, 1976; Humphris, 1984; Pearce, 1984). Il faut cependant noter que Zr, Y, Nb et les terres rares légères (La, Ce) peuvent être mobiles en présence de fluides riches en CO₂ ou lors d'une altération hydrothermale (Humphris, 1984; Murphy et Huynes, 1986; Bienvenu et al., 1990). Enfin, il est plus difficile de déterminer la mobilité de la silice, de l'alumine et de certains oxydes comme MgO ou Fe₂O₃.

Les approches présentées dans ce paragraphe ont pour but de tester la mobilité des éléments afin d'essayer de différencier la part du métamorphisme de celle des processus magmatiques (cristallisation fractionnée, contamination, assimilation). L'étude de la mobilité des éléments majeurs et de certains éléments traces compatibles (Cr, Ni et V) est volontairement très sommaire car elle a déjà été réalisée de manière plus complète par Lasserre et Laverne (1976).

1.3.II.B- Le cas du complexe du Versoyen :

Pour appréhender les effets de l'altération et du métamorphisme, plusieurs approches ont été choisies :

- i)- La première approche consiste à comparer les teneurs des éléments à celles de la perte au feu (PF) pour l'ensemble des roches. En effet, la perte au feu est liée à la présence de minéraux hydratés dont l'abondance dépend du degré d'altération de la roche. Une bonne corrélation entre la teneur d'un élément et la perte au feu peut donc être interprétée comme une mobilisation de cet élément au cours des processus d'altération ou de métamorphisme.

On observe une forte corrélation positive pour MnO et une légère corrélation négative pour SiO₂, Al₂O₃ et Na₂O (Fig. 1.4). CaO montre une corrélation positive avec une tendance inverse pour certaines roches ayant une faible perte au feu. Cette double corrélation pour CaO peut être interprétée comme le résultat conjugué des processus d'albitisation et de calcitisation. Enfin les valeurs de K₂O souvent inférieures au seuil de détection, probablement à cause du lessivage, ne permettent pas de corrélation.

Les éléments traces ne montrent pas de corrélation évidente avec la perte au feu (Fig. 1.5).

ii)- La deuxième approche, proposée par Pearce (1984), consiste à opposer des couples d'éléments à l'aide de diagrammes binaires. L'absence de mobilité des éléments se marque par une corrélation positive ou négative entre ces derniers. Ces corrélations peuvent être le reflet de processus magmatiques lorsque l'on utilise des diagrammes basés sur les éléments traces compatibles ou sur les éléments hygromagmatophiles (Treuil et Varet, 1973; Steinberg et al., 1979). Suivant cette méthode, dans des diagrammes de type Harker, les processus de cristallisation fractionnée se traduiront par une droite passant par l'origine des axes alors que les points se répartiront suivant une courbe dans le cas d'une fusion partielle.

Dans les diagrammes de la Figure 1.6, les éléments sont opposés à Zr considéré comme indice de différenciation. On ne remarque aucune corrélation pour P₂O₅, Ni et Nb. Par contre TiO₂, Fe₂O₃, Cr, V, Y et dans une moindre mesure MgO, montrent une corrélation positive avec Zr. Ces éléments ne semblent donc pas avoir été affectés par le métamorphisme. En effet, l'enrichissement en Fe et Cr est sans doute liée à la cristallisation de pyroxènes. La corrélation négative de Fe et Cr, observée pour quelques échantillons, traduit l'accumulation de pyroxènes à la base des sills (Lasserre et Laverne, 1976). D'autre part, l'enrichissement en Y au cours de la différenciation est probablement provoqué par la cristallisation de l'amphibole. Enfin, les fortes corrélations positives de V et Ti sont vraisemblablement liées à la cristallisation tardive des oxydes ferro-titanés.

iii)- La troisième approche consiste à normaliser l'ensemble des roches avec la composition de la roche la moins altérée. Les données sont reportées dans un diagramme étendu (Fig. 1.7.a). Le choix de la roche la moins altérée est délicat, mais il n'est pas primordial, car le but de cette normalisation est de déterminer quels sont les éléments qui présentent les plus grandes variations d'une roche à l'autre. Le méta-gabbro V 92-18 a été choisi comme roche de normalisation car c'est la roche analysée par ICPMS qui présente la plus faible perte au feu. Les éléments à fortes charges ioniques montrent des spectres sub-parallèles entre eux, ce qui signifie que ces éléments ne sont probablement pas mobilisés lors des processus métamorphiques. Par contre, les éléments lithophiles comme Rb, Ba, et Sr montrent de grandes anomalies positives. Ces éléments ont certainement été affectés par le métamorphisme, ils ne reflètent vraisemblablement pas la composition magmatique primaire de ces roches.

Si on normalise l'ensemble des roches avec la composition des pyroxènes, les résultats (Fig. 1.7.b) sont assez similaires : les roches totales montrent en effet des compositions proches de celles des clinopyroxènes (notamment pour les terres rares, y compris les terres rares légères). Elles sont par contre généralement enrichies en éléments lithophiles.

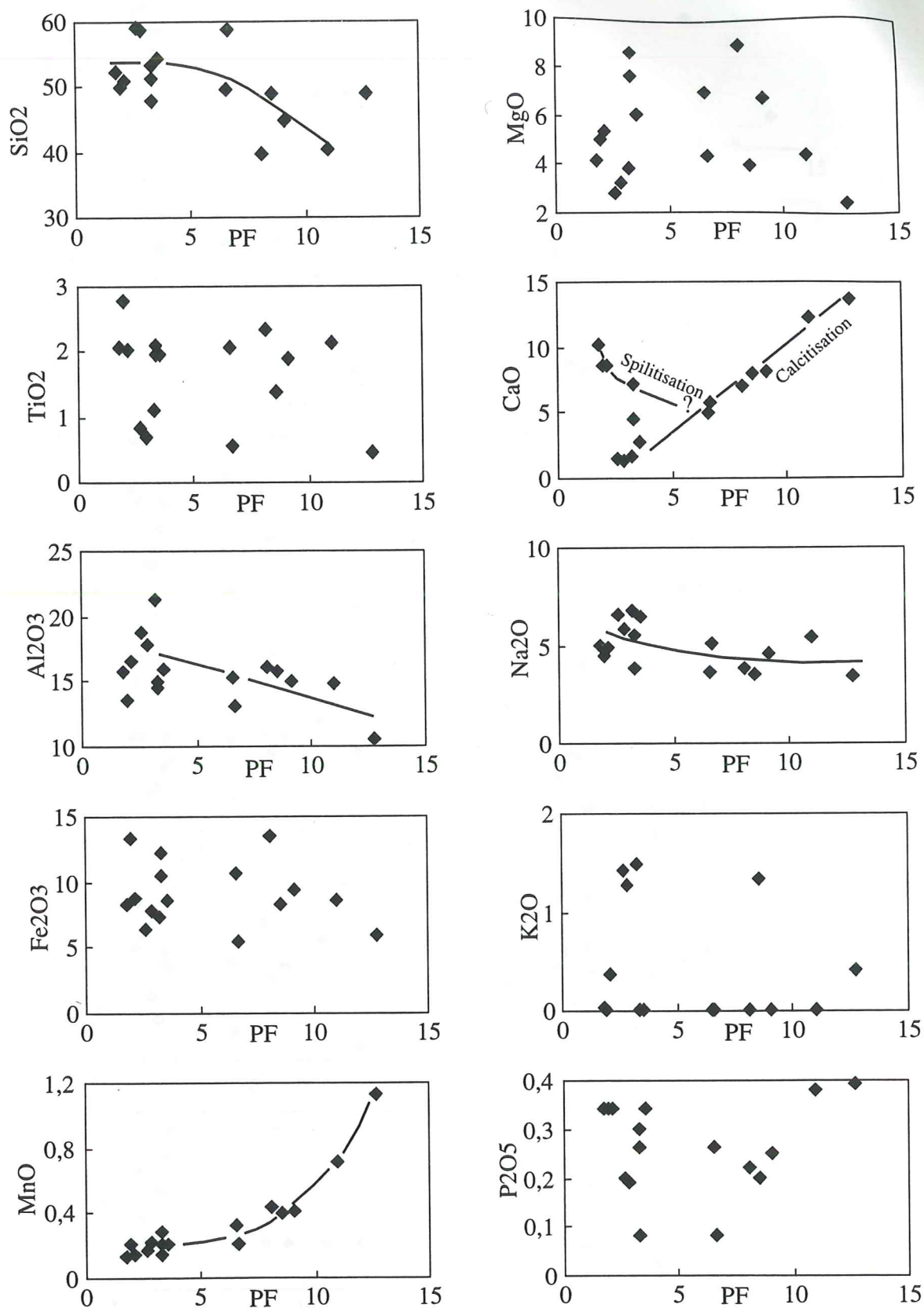


Figure 1.4 : Diagrammes de variations des éléments majeurs en fonction de la perte au feu (PF) pour les tholéïtes du complexe du Versoyen

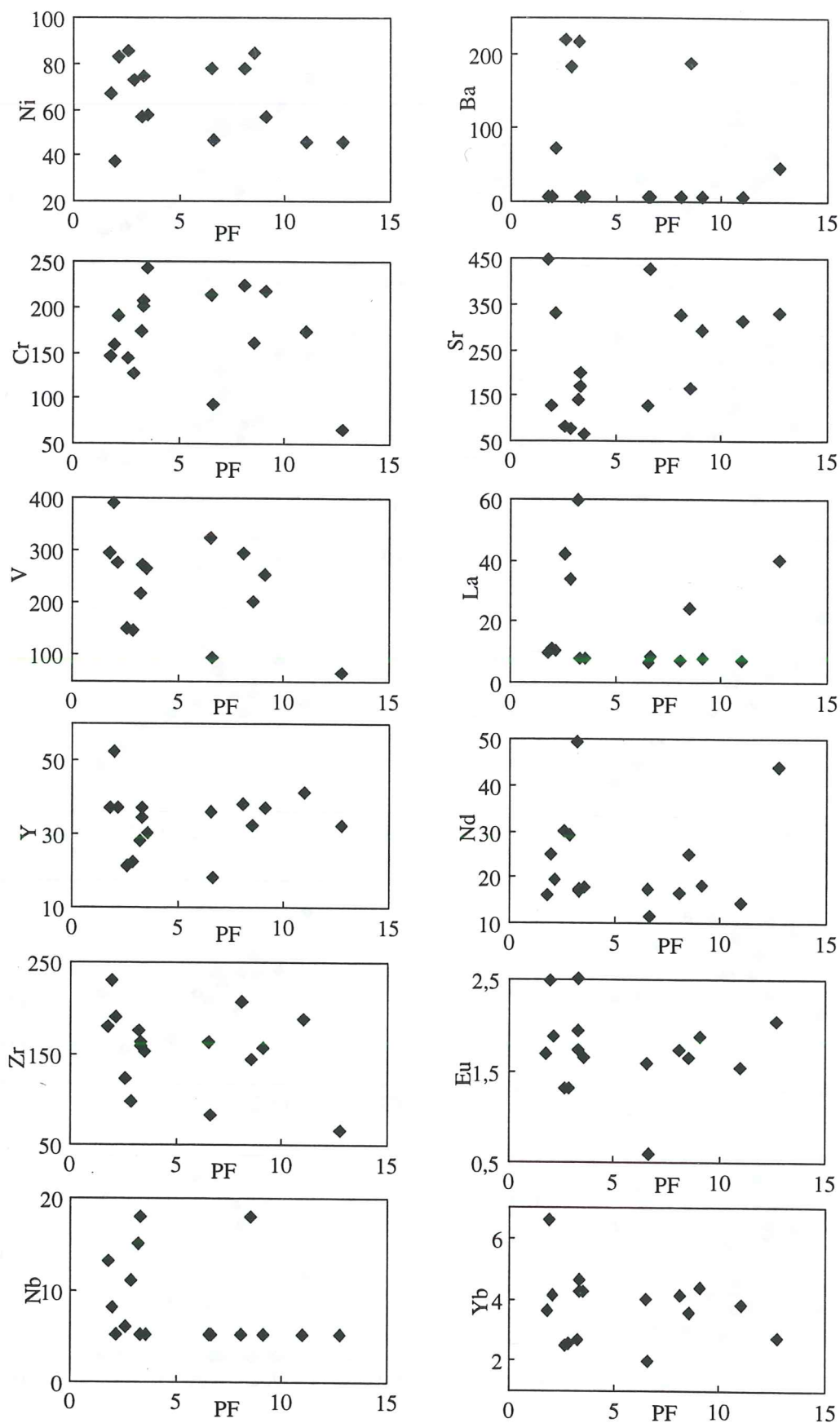


Figure 1.5 : Diagrammes de variations d'éléments traces en fonction de la perte au feu (PF) pour les tholéïtes du complexe du Versoyen

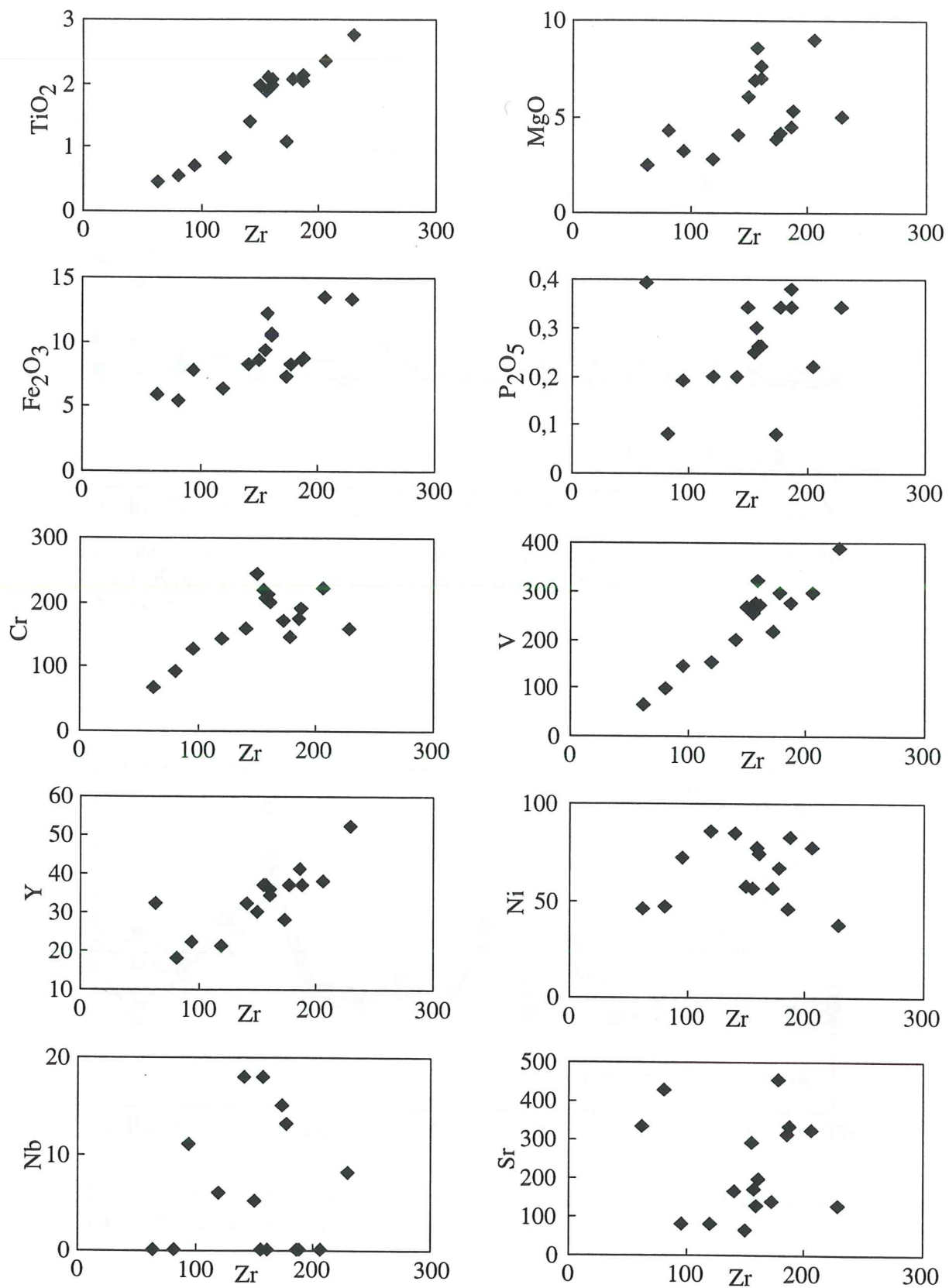


Figure 1.6 : Diagrammes de corrélation entre éléments traces pour les tholéïtes du complexe du Versoyen.

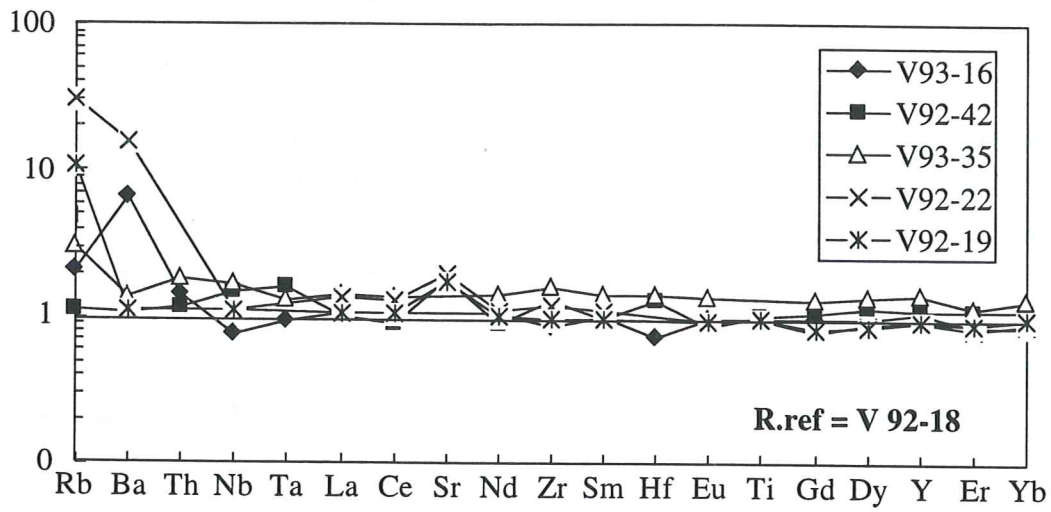


Figure 1.7.a : Diagramme de normalisation par rapport à l'échantillon le plus frais (R.ref) des cœurs de sills et des basaltes en coussins du complexe du Versoyen.

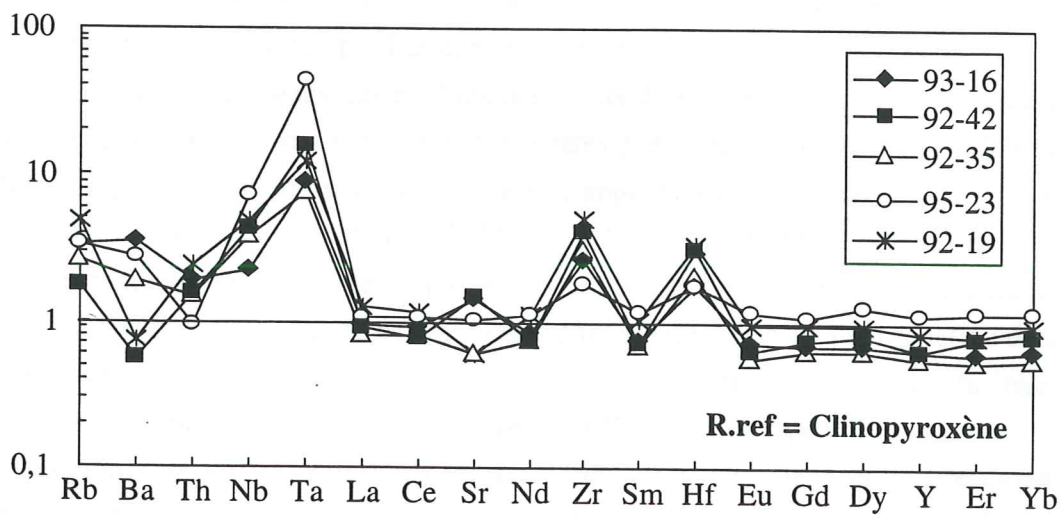


Figure 1.7.b : Diagramme de normalisation par rapport au clinopyroxène des cœurs de sills et des basaltes en coussins.

En conclusion, les différents épisodes métamorphiques qui ont affecté les tholéïtes du Versoyen ont provoqué la mobilité de certains éléments majeurs et traces (Si, Al, Mn, Na, K, P, Ni, Nb, Rb, Ba, Sr). Il faut noter que les teneurs en Rb et Sr ayant été modifiées, les erreurs se reporteront sur les rapports isotopiques du Sr. Lors de l'étude géochimique, ces éléments ne seront donc utilisés qu'avec la plus grande circonspection.

En revanche, les éléments comme Mg, Fe, Ti, Cr, V, Y, les terres rares (y compris les terres rares légères), Ta, Th et Hf seront considérés comme représentatifs des processus magmatiques. Le néodyme et le samarium n'ayant pas été mobilisés, les rapports isotopiques du Nd seront considérés comme représentatifs de la composition originelle du magma.

1.4.- RÉSULTATS :

Les résultats de l'étude géochimique sont regroupés dans une note intitulée "*The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin*". Cannic, S., Lapierre, H., Schärer, U. et Mugnier, J.L., soumis à Earth Planet. Sci. Lett.

1.4.I- Résumé des résultats :

L'étude des éléments majeurs confirme l'affinité tholéïtique des roches ignées du complexe du Versoyen, mise en évidence par Lasserre et Laverne (1976).

Les basaltes en coussins, les gabbros des cœurs de sill, les clinopyroxènes séparés et les roches différenciées présentent des spectres de terres rares plats caractéristiques des MORB transitionnels (T-MORB). Quelques gabbros des cœurs de sill, appauvris en terres rares légères, s'apparentent aux basaltes de ride médio-océanique (N-MORB). Les rapports $\epsilon_{Nd}(294Ma)$ varient de +5,6 à +9, suggérant un mélange entre une source appauvrie (de type MORB) et une source moins appauvrie (de type OIB). Cette interprétation est confirmée par le diagramme Ti/Y en fonction de Zr/Y (Fig. 1.8), où les laves en coussins et les gabbros des cœurs de sill se répartissent le long du "mantle array" entre les pôles correspondant aux basaltes de type MORB et ceux de type OIB.

Les bords de sill sont enrichis en Th, U et terres rares légères et présentent des rapports $\epsilon_{Nd}(294Ma)$ négatifs, interprétés comme la trace d'une contamination crustale. Les bords de sill présentent des spectres de terres rares semblables aux spectres des schistes noirs encaissants. D'autre part, dans le diagramme Ti/Y en fonction de Zr/Y (Fig. 1.8), les bords des sills ont des compositions proches de celles des schistes noirs. La contamination crustale des épontes des sills semble par conséquent provoquée par l'assimilation de sédiments encore meubles au moment de la mise en place du magma.

Les filons basaltiques qui recourent les panneaux de socle sont enrichis en terres rares légères et présentent les plus faibles teneurs en terres rares lourdes. Ces filons sont proches des tholéïtes continentales (Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Leur rapport $\epsilon_{Nd}(294Ma)$ proche de +1

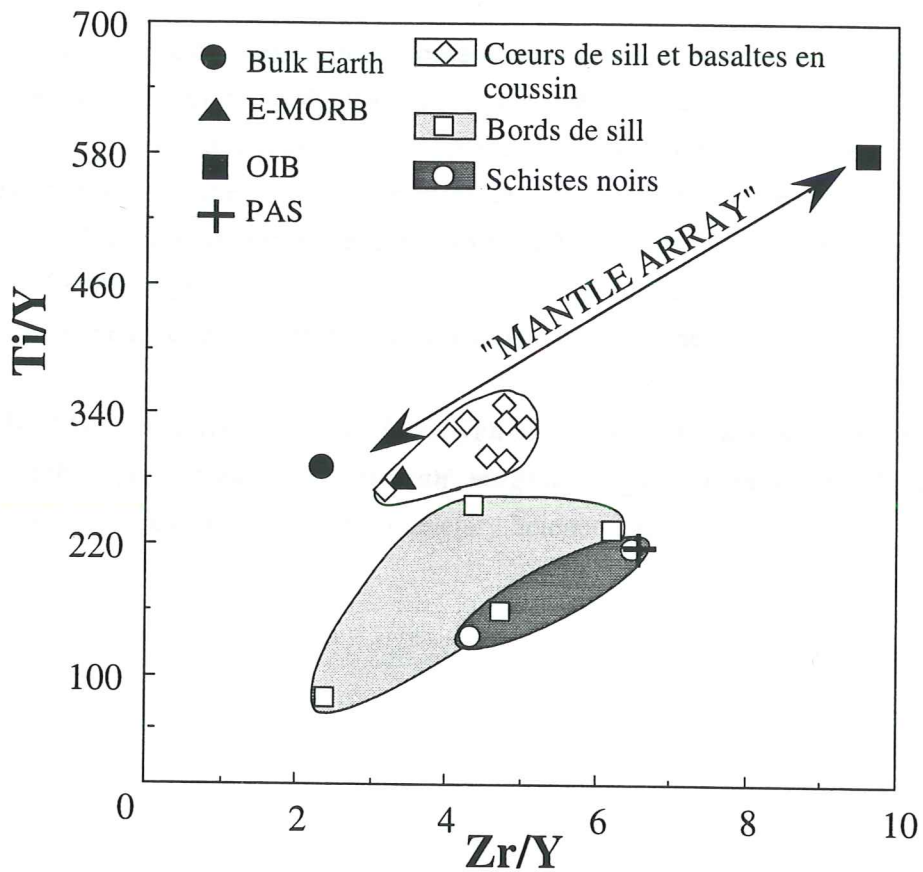


Figure 1.8 : Répartition des tholéïtes du complexe du Versoyen dans le diagramme Ti/Y en fonction de Zr/Y (Brewer et al., 1992). Compositions moyennes des MORB enrichis (E-MORB), des basaltes d'île océanique (OIB) et des schistes post-archéens (PAS).

reflète probablement une influence crustale. Ces basaltes pourraient correspondre à un magmatisme précoce mis en place dans un bassin installé sur une croûte continentale amincie, ou contemporain du magmatisme tholéitique, mais émis sur la marge continentale du bassin en cours d'océanisation.

En résumé, cette étude géochimique affine les interprétations géodynamiques antérieures, qui faisaient du complexe du Versoyen un domaine continental aminci ou en début d'océanisation, avec des arguments en faveur de l'océanisation plus marqués en allant vers le NE. Mais cette océanisation "avortée" que nous proposons ne correspond pas aux schémas paléogéographiques classiques proposés pour le domaine valaisan. En effet, les datations, malheureusement peu nombreuses que nous avons obtenues, intègrent le complexe du Versoyen dans la fin du cycle géodynamique hercynien. Ceci souligne l'importance des structures héritées à la fois de l'évolution téthysienne et de celle hercynienne antérieure, lors de l'histoire alpine de la chaîne.

1.4.II- *The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, Western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin.*

L'article qui suit est soumis à Earth Planetary Science Letters.

The tholeiites of the Versoyen complex (Valaisan domain, Western Alps). Latest Carboniferous-earliest Permian magma emplaced in a small oceanic basin

Sébastien Cannic^a, Henriette Lapierre^a, Urs Schärer^b and Jean-Louis Mugnier^a

^a ERS 125, Université J. Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, F-38031, Grenoble cedex, France

^b Laboratoire de Géochronologie, Université Paris 7 and IPGP, 2 place Jussieu, F-75251, Paris cedex 05, France

Abstract

The mafic-ultramafic assemblages of the Versoyen complex exposed in the Valaisan domain (Western Alps), mark the boundary between the Internal and the External domains. They represent key elements in the geodynamic evolution of the European margin.

The base of the Versoyen complex is formed of sills and laccoliths associated with black shales, while pillow basalts and tuffs predominate at the uppermost levels. Locally, basaltic dikelets intruded leucocratic gneiss. Ultramafic-mafic cumulates form the bottom of the thickest intrusions while diabases are present along the chilled margins. All these rocks have been affected by a polyphase metamorphism under eclogitic to blueschist and greenschist facies conditions. Magmatic textures have been destroyed and the igneous mineralogy is seldom preserved.

Zircons extracted from a felsic dike of the Versoyen complex define concordia intercept ages of 294 ± 1 and 3247 ± 3 Ma, which may be interpreted to reflect Archean primary zircon formation in the magma source material and dike emplacement in Paleozoic times, respectively. Given the high sensitivity of these intercept ages to differences in common Pb corrections, uncertainties are probably larger and in consequence, an emplacement age of 294 ± 10 Ma is probably more realistic.

The mafic rocks of the Versoyen complex show tholeiitic to alkali-transitional affinities. The pillow basalts and the sill cores have flat REE patterns characteristic of N-MORB and T-MORB. Their $\epsilon_{\text{Nd}}(294\text{Ma})$ ratios range from +5.6 to +9 which suggest a mixing of N-MORB and OIB sources. The sill margins show Th, U and LREE-enrichments and negative $\epsilon_{\text{Nd}}(294\text{Ma})$ ratios. These features are likely related to crustal contamination when hot mafic magmas intruded unconsolidated sediments rich in water. The high Th, U, LREE abundances and low $\epsilon_{\text{Nd}}(294\text{Ma})$ ratio of the basaltic dikelet is probably related to crustal contamination occurring during the magma ascent.

The age and the geochemical characteristics of the Versoyen rocks are compatible with a tholeiitic magma emplaced into a small oceanic basin in the vicinity of a continent.

These new data imply to reconsider the geodynamical evolution of the European margin during the Late Hercynian and Alpine history.

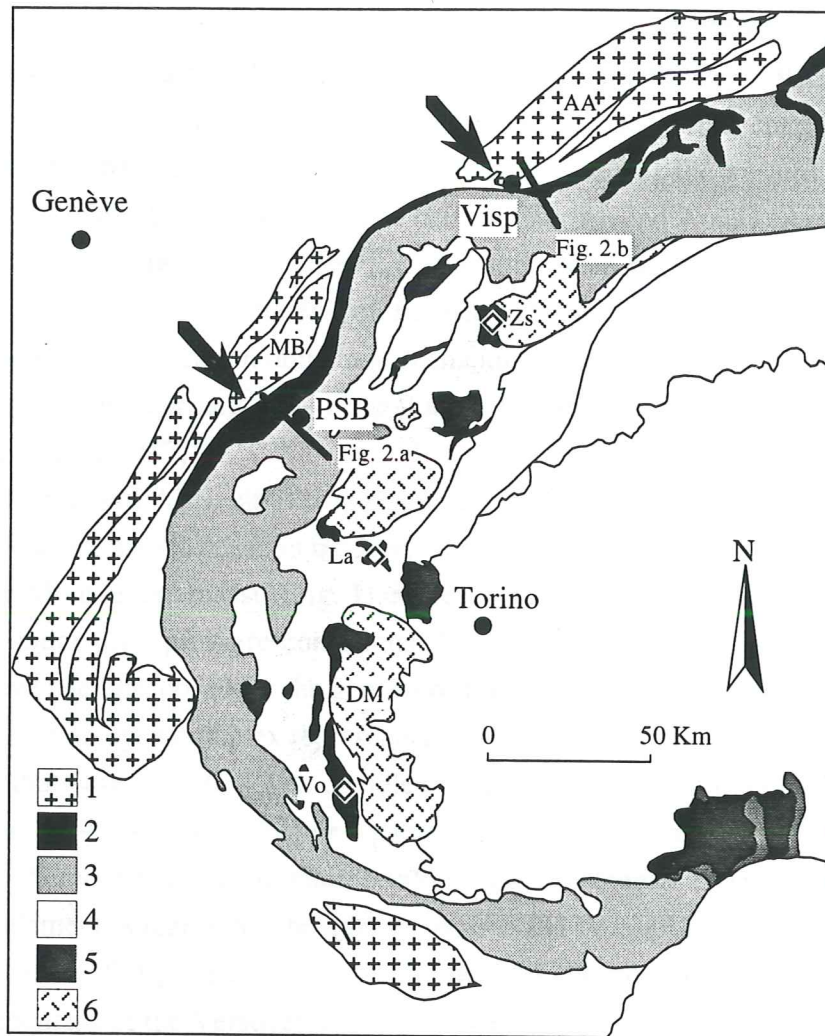


Fig.1: Main units in the western Alps.

Arrows mark locations of the studied areas. Full lines show locations of figures 2.a (Petit-Saint-Bernard pass France-Italy) and 2.b (Visp, Switzerland).

External zone: 1- External crystalline massifs.

Lower Penninic nappes: 2- Valaisan domain, 3- Briançonnais and Sub-Briançonnais domains.

Upper Penninic nappes: 4- "Schistes lustrés", 5- Ophiolitic suites, 6- Internal crystalline massifs.

AA- Aar massif, DM- Dora Maira, MB- Mont Blanc, La- Lanzo, Vo- Viso, Zs- Zermatt-Saas

1- Introduction

The Alps are classically presented as the product of convergence and collision of Eurasia and Africa plates. If the N-S convergence and collision between Eurasia and Africa accounts well for the building of the Central and Eastern Alps [Milnes, 1978; Milnes and Pfiffner, 1980], it is less evident how the N-S oriented westwardly convex western Alps were formed. Different geodynamic models have been proposed for the Western Alps. In the most classical model, the western Alps were formed during the (1) N-S to NW-SE trend convergence between Europe and Apulia [Argand 1922, Pavoni 1961, Tapponnier 1977, Vialon et al. 1989], (2) closure of an oceanic domain followed by an eastward subduction and (3) collision between Eurasia and Africa. The oceanic suture is nowadays exposed along the Piemont-Ligurian domain as dismembered meta-ophiolitic suites *i.e.*, Chenaillet and Monviso massifs and Zermatt-Saas zone [Lemoine 1980, Bertrand et al. 1982, Colombi & Pfeifer 1986, Lagabrielle 1987].

However, in the western Alps, ultramafic-mafic igneous rocks are not restricted to the Piemont-Ligurian domain, but are also exposed in the lower Penninic units. The Versoyen complex located in the vicinity of the Mont-Blanc massif (Fig. 1), represents the greatest ultramafic-mafic assemblage metamorphosed under high pressure conditions [Schürch, 1986; Cannic et al., 1996]. Different interpretations have been proposed for the genesis of the Versoyen complex. For Loubat [1968] and Antoine [1971], the Versoyen complex represents an ophiolitic suite developed in a basin floored by oceanic crust. In that case, the Versoyen complex could be represented a klippe of Piemont-Ligurian domain [Schöeller 1929, Bocquet 1974] or a part of an oceanic domain *i.e.*, the Valaisan domain, distinct from the Piemont-Ligurian domain [Antoine 1971, Stampfli 1993]. However, major and compatible trace elements suggest that the igneous rocks could be emplaced in an intra-cratonic basin [Lasserre & Laverne 1976]. Thus, the distribution and the composition of the igneous and sedimentary components of the Versoyen complex as well as its age and the chemistry of its igneous components are salient for testing these various interpretations and for geodynamic evolution of the western Alps.

However, the Versoyen complex presents two major problems:

- The age of the magmatism remains unknown.
- The magmatic affinity of the metaigneous rocks is poorly defined and their source(s) are not characterized.

This paper focuses on the age, petrology, trace element and Nd-Sr isotopic geochemistry studies of the Versoyen igneous rocks. The studied areas are located near the Petit Saint Bernard pass (PSB, Fig. 1) along the border between France and Italy and near Visp (Switzerland). These new data will allow us to determine the geologic significance of the Versoyen complex and precise the geodynamic evolution of the Western Alps.

2- Geological setting (Fig. 2) :

The axial zone of the Alpine belt is classically divided into external and internal zones following the paleogeographic setting of the rocks. The Valaisan domain represents the north-western part of the internal zone. This domain is composed of the Valaisan series, *i.e.*, Valaisan flysch (or "flysch de Tarentaise", Antoine, 1971) and of the igneous and sedimentary pile of the Versoyen complex.

Near the PSB pass (France-Italy), the southern termination of the Valaisan domain is bounded to the E and to the W by two major thrusts which are the Briançonnais Front (BF) and the Penninic Front (PF) respectively (Fig. 2a). The Valaisan domain forms an imbricated thrust sheet with SE dipping nappes [Barbier, 1951; Trümpy, 1955; Butler, 1984]. In this area, the Versoyen complex is presently composed by a 400-500 m thick sediments, mafic and ultramafic rocks. The complex is bounded to the East by the Petit Saint Bernard unit. The metamorphic history of the Versoyen complex is polyphased. During the magmatic cooling, the rocks were affected by an alteration due to water circulation (spilitisation of Lasserre and Laverne, 1976). The Alpine orogeny is responsible for the eclogitic event and the retromorphic stages under blueschist and greenschist facies conditions [Schürch, 1986; Cannic et al., 1996].

Near Visp (Switzerland), coeval rocks of the Versoyen complex are highly deformed. They consist of an igneous and sedimentary pile less than 200 m thick (Fig. 2b), composed of mafic layers and ultramafic rocks [Dietrich and Oberhänsli, 1975]. They are tectonically associated with the Visperterminen serie ("zone houillère"). They are affected by a sub-horizontal axial plane cleavage fold pattern [Escher et al., 1987; Jeanbourquin, 1994]. The major metamorphic event seems epizonal to mesozonal [Colombi, 1989; Jeanbourquin and Burri, 1991].

The ages of the Valaisan flysch, the calcareous slates of the Petit Saint Bernard unit and the Versoyen complexe remain uncertain. The Valaisan flysch is assumed to be Senonian to Campanian [Antoine, 1971] or Priabonian age [Gély, 1989]. The age of the calcareous slates of the Petit Saint Bernard unit ranges from Late Triassic to Liassic [Antoine, 1971]. For Antoine [1971], the calcareous slates of the Petit Saint Bernard could represent the basement of the Versoyen complex which in turn could represent the base of the Valaisan flysch. However, this assumption remains questionable because of the tectonic overlap of the Petit Saint Bernard unit on the Versoyen complex [Antoine, 1971; Fudral, 1973; Lasserre and Laverne, 1976]. The Versoyen complex is a geochronological desert and the sediments associated with the igneous rocks have never yielded paleontologic relicts. The Versoyen complex is assumed to be Late Jurassic-Early Cretaceous age, however, this age has been determined with undirectely data and is still a matter of debate (see discussion).

3- Lithostratigraphic sequence (Fig. 3)

The upper levels of the lithostratigraphic succession of the Versoyen complex near the PSB pass are composed of pillow basalts, pillow breccias, mafic tuffs and black shales. However, the major part of the sequence consists of a succession of mafic sills and/or laccoliths interbedded with sediments which are composed of black shales, arkoses or greywackes [Antoine 1971].

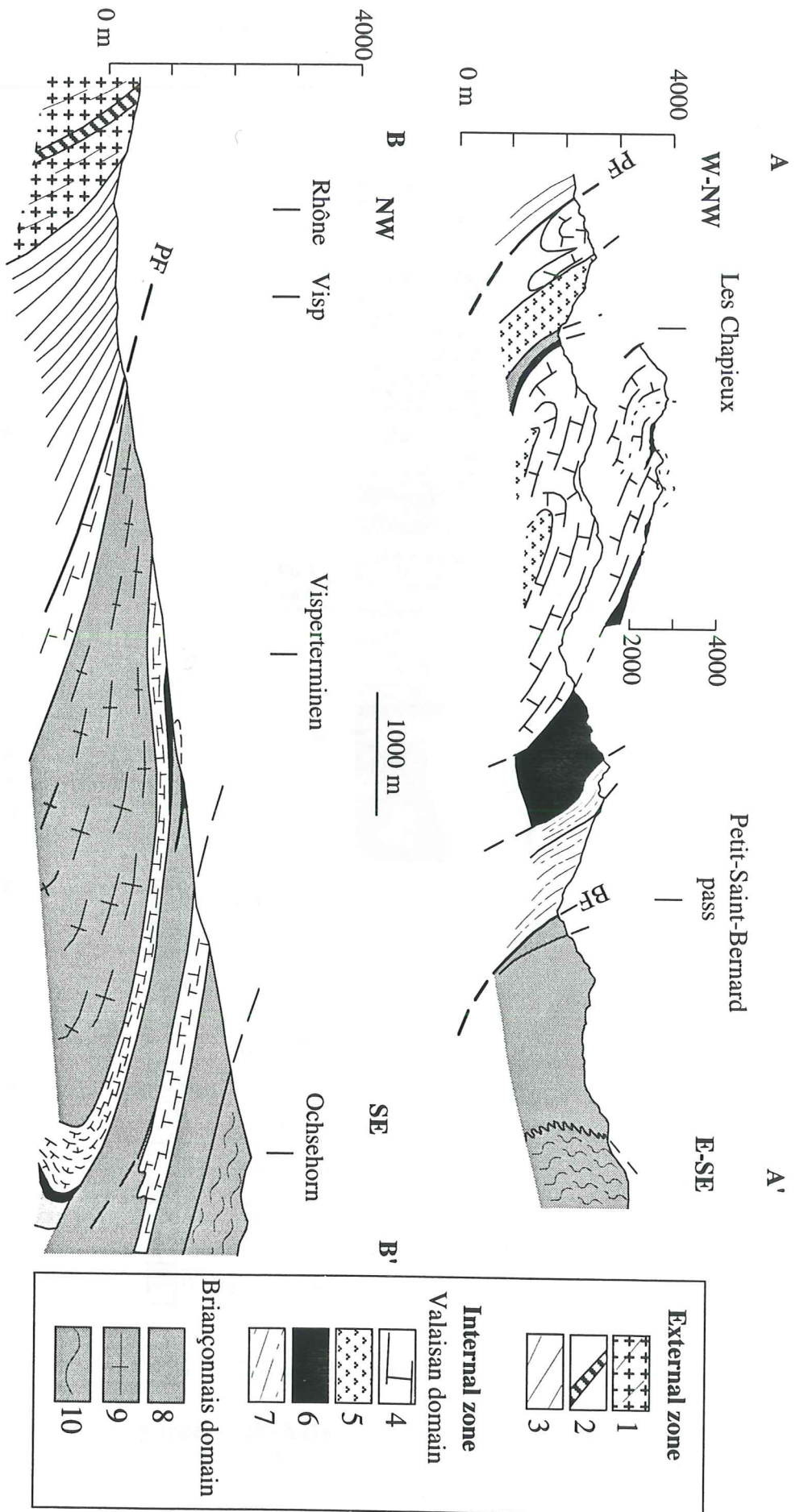


Fig. 2: NW-SE geological cross sections through the Versoyen complex (Locations are shown in the figure 1: AA'- Petit-Saint-Bernard pass, France-Italy; BB'- Visp, Switzerland.
 1- External crystalline massifs (Aar and Mont Blanc massifs), 2- Porphyric dykes, 3- Sedimentary cover, 4- "Flysch de Tarentaise", 5- Quartzie, 6- Versoyen complex, 7- Calcareous slates of the Petit Saint Bernard unit, 8- Lower "zone Houillère" (Petit-Saint-Bernard, Vispertennen and Lower Stalden), 9- Mt Leone deck and Fäldbach zone, 10- Grand Saint Bernard nappe (Rutor and Upper Stalden).
 PF- Penninic Front, BF- Briançonnais Front.

Versoyen complex

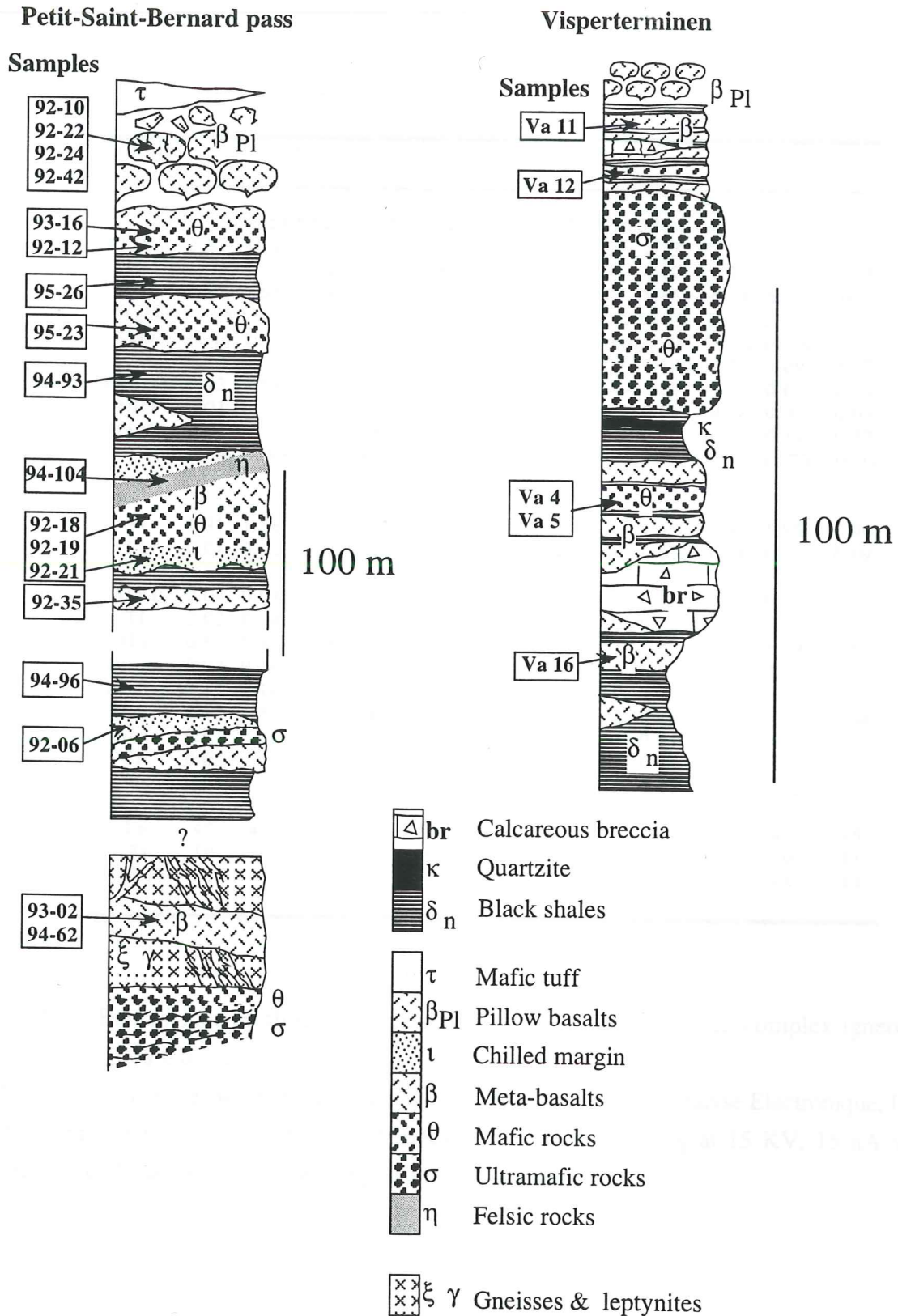


Fig. 3: Restored lithostratigraphic sequences of the Versoyen complex near the Petit-Saint-Bernard pass and Visperterminen. The location and the name of the samples are listed in the left of the sequences.

Sample	93-16					92-18				95-23		93-43
SiO₂	51.11	50.54	50.28	48.85	49.72	52.79	51.85	51.76	52.07	50.24	51.01	50.87
Al₂O₃	2.83	3.12	3.19	3.41	3.23	1.94	2.06	2.00	2.23	3.02	2.83	2.49
TiO₂	1.04	1.31	1.38	2.12	1.98	0.58	0.64	0.62	0.69	0.98	0.88	0.93
FeO	5.84	5.91	6.24	6.51	6.22	5.22	5.81	5.87	5.65	6.49	6.24	6.7
MgO	14.88	15.82	15.93	15.78	15.82	16.4	16.95	16.87	16.13	16.08	15.95	15.53
CaO	21.12	20.9	20.65	20.82	20.74	21.42	20.3	20.68	21.44	21.02	20.76	20.96
MnO	0.16	0.16	0.19	0.22	0.16	0.2	0.17	0.26	0.19	0.22	0.09	0.22
Cr₂O₃	0.43	0.68	0.76	0.32	0.33	0.52	0.64	0.71	0.63	0.6	0.66	0.24
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.05	0.12	0.01	0.08	0.00	0.03
Na₂O	0.64	0.39	0.46	0.43	0.41	0.47	0.36	0.32	0.36	0.44	0.31	0.37
Σ	98.06	98.83	99.08	98.46	98.61	99.63	98.83	99.21	99.4	99.17	98.73	98.34
Si	1.91	1.88	1.86	1.82	1.85	1.94	1.92	1.91	1.92	1.86	1.90	1.90
ALIV	0.08	0.12	0.13	0.17	0.14	0.06	0.08	0.09	0.07	0.14	0.10	0.09
AlVI	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
Ti	0.03	0.04	0.04	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	0.83	0.88	0.88	0.88	0.88	0.90	0.94	0.93	0.89	0.89	0.89	0.87
Fe 3+	0.02	0.04	0.06	0.1	0.06	0.02	0.04	0.06	0.03	0.11	0.03	0.05
Fe 2+	0.17	0.14	0.13	0.10	0.14	0.14	0.14	0.12	0.15	0.09	0.16	0.16
Ca	0.85	0.83	0.82	0.83	0.83	0.84	0.81	0.82	0.85	0.83	0.83	0.84
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.30	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
En	45	46	46	46	46	47	49	48	46	46	46	45
Fs	10	10	10	11	10	8	9	9	9	10	10	11
Wo	45	44	44	43	44	45	42	43	45	44	44	44

Table 1: Representative clinopyroxene compositions of the Versoyen complex igneous rocks. Formula based on 6 oxygens.

Microprobe analyses were carried out at the Laboratoire de Micro Analyse Electronique, Université de Lausanne (Switzerland), on a CAMEBAX microprobe operating at 15 KV, 15 nA and using natural minerals as standards. The integration time was 20s.

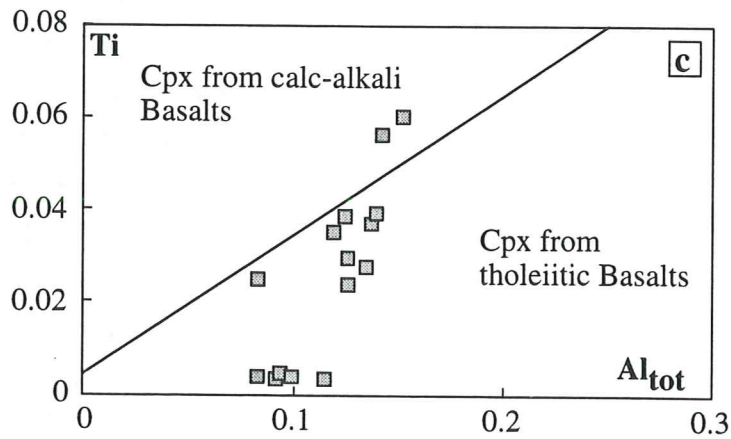
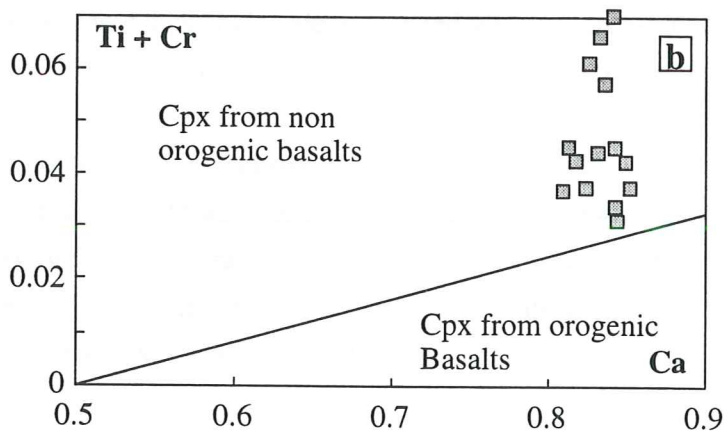
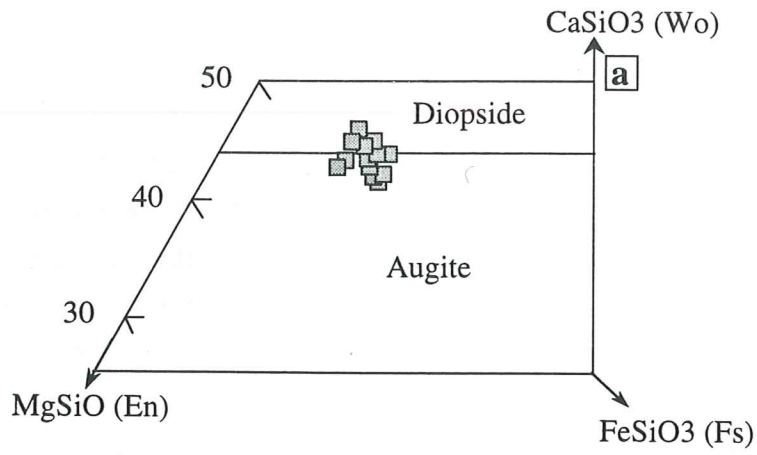


Fig. 4: (a) Phenocryst clinopyroxene composition of the Versoyen complex igneous rocks, on part of Ca-Mg-Fe pyroxenes diagram, after the nomenclature of Miromoto (1988). (b) and (c) Discrimination diagrams after Leterrier et al. (1982), for clinopyroxene phenocrysts of the Versoyen complex igneous rocks.

The thickness of the sills and/or laccoliths ranges from 0.5 to 40 m. Cumulate gabbros or ultramafic rocks are located at the base of the thickest sills, just above the lower chilled margin, while the uppermost part is composed of dolerite located immediately beneath the upper chilled margin. The mafic sills are locally intruded by small felsic dikes which do not show chilled margin. This suggests that these felsic dikes intruded the mafic rocks within hot igneous rock. Metamorphic basement composed of leucocratic gneiss and leptynite occurs along the SE boundary of the Versoyen complex. These metamorphic rocks are intruded by 0.1 to 5m broad basaltic dikelets. Two tectonic slices caught within the black shales and located at the vicinity of the leucocratic gneiss, are formed of serpentinized ultramafic bodies. The lithostratigraphic sequence near Visp shows similar lithologies. However, the serpentinized ultramafic bodies are more developed and are intruded by gabbroic rocks. The black shales are associated with calcareo-dolomitic breccias, conglomerates and quartzites which could correspond to siliceous pelagic limestones.

4- Petrology of the Versoyen igneous rocks

The hydrothermal alteration and the Alpine metamorphism have destroyed the igneous textures. The primary igneous mineralogy is replaced by the metamorphic paragenesis. The most common assemblage is albite \pm clinozoisite \pm actinolite \pm chlorite \pm sphene \pm phengite \pm ilmenite \pm quartz [Loubat 1968]. However, doleritic to cumulate textures and augitic pyroxene are preserved in the less metamorphosed rocks.

- The cumulate metagabbros show heteradcumulate (92-18, Va-5, Va-11) to mesocumulate (92-19, 92-35, Va-12) textures. The igneous euhedral plagioclase replaced by albite forms isolated laths or adcumulate clots. The plagioclase is surrounded by euhedral to anhedral clinopyroxene generally altered to omphacite, actinolite and/or chlorite. The clinopyroxene exhibits augite to Mg-rich diopside compositions (Tab. 1 and Fig. 4a). Clinopyroxene compositions are indicative of the magmatic affinity of the rocks in which they occur [Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982]. In Ti+Cr versus Ca plot [Leterrier et al., 1982], all the clinopyroxenes fall in the anorogenic field (Fig. 4b). They show homogeneous Ca content but their Ti+Cr contents are variable. In Ti versus Al_{total} plot (Fig. 4c), they cluster in the tholeiitic field.

- The dolerites occur as both sill margins (93-16, 92-06, 91-12, 92-16, 92-21) and as pillow basalts (92-10, 92-22, 92-24, 92-42). They are characterized by doleritic to intersertal textures and an important variation in the grain size. They consist of plagioclase laths pseudomorphosed in albite. The other primary mineralogy is completely replaced by the metamorphic paragenesis.

- The aphyric basalts occur as dikelets (93-03, 94-62) intruding the gneiss. They are characterized by albite microlites and a groundmass completely replaced by chlorite.

- The felsic rock (94-104) is characterized by euhedral plagioclase laths now replaced by albite. The patches between the plagioclases are filled with chlorite, actinolite and quartz. This felsic rock includes igneous zircons and thus, is Zr-enriched compared to the other mafic rocks (see Tab. 3).

- In the less deformed ultramafic rocks, olivine and Cr-rich spinel appear to be cumulus phases while pyroxene is intercumulus. Olivine and orthopyroxene are generally replaced by antigorite and

chrysotile \pm talc respectively. Clinopyroxene is rarely preserved. Most frequently, it is altered to blue Na-rich amphibole which is in turn replaced by green hornblende or even actinolite. The serpentinized ultramafic bodies were interpreted as the remnants of depleted mantle by Loubat (1984). However, the occurrence of ultramafic rocks at the base of the thickest sills associated with cumulate metagabbro suggest that a part of the serpentinized ultramafic rocks could be olivine and clinopyroxene cumulates. In the Visp area, serpentinites show mylonitic microstructure with chrysotile \pm talc tabular porphyroblasts in a serpentinized groundmass. These serpentinites could represent altered layered peridotite.

The crystallization sequence observed in the mafic rocks is: olivine \rightarrow plagioclase \rightarrow clinopyroxene \rightarrow Ti-Fe oxide.

5. U/Pb ages

5.1. Analytical procedure

The zircons were dissolved for four days in HF 50% at 220°C in Teflon pressure capsules [Krogh, 1973], and a mixed ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U isotope tracer was added prior to dissolution. ID and IC measurements were carried out using a Thomson 206 instrument equipped with a Faraday and Secondary Electron Multiplier collector system. Mass-discrimination was determined by regular measurements of the NBS 981 common Pb standard, yielding 0.1 ± 0.05 %/amu for both U and Pb isotope ratios. Pb and U were loaded simultaneously with silicagel and phosphoric acid on a single Re-filament and run between 1350-1450° C for Pb^+ , and between 1450-1550° C for UO_2^+ [Schärer and Gower, 1988]. Plagioclase was washed in HCl 6N and dissolved in HF 50% at 180°C in a Teflon beaker for one day. Chemical procedures were carried out corresponding to Krogh [1973] for zircon, and by a modified procedure after [Manhès et al., 1978] for plagioclase. Regression lines were calculated after [York, 1966] modified for correlated errors by [Minster et al., 1979].

5.2. Dating results

Table 2 list the U-Pb analytical results obtained on four zircon fractions extracted from one of the felsic dikes (sample 94-104) that intrudes the Versoyen complex in the Petit-Saint-Bernard section (Fig. 2). Zircon is rare in these dikes and in consequently, only about 0.20 mg of zircon, reflecting about 100 grains could be extracted from a 20 kg rock sample. Moreover, many of these grains were metamict and some showed old cores. The totality of these zircons was used for dating in selecting four different size fraction with a first fraction consisting of the largest, euhedral and inclusion-free grains, followed by grain fraction of increasingly lower quality. This is clearly expressed by increasingly higher common Pb between fraction 1 and 4 (Table 2) and in particular, the high value of fraction No 4. This latter fraction was composed of highly metamict grains carrying abundant opaque inclusions and hence, high common Pb. Uranium concentrations lie between 719 and 878 ppm, radiogenic Pb between 37 and 271 ppm, and common Pb between 1.0 and 14 ppm. The four zircon fractions reveal surprisingly large differences in ages ranging from 1832 to 293 Ma for

Table 2. U-Pb analytical results for zircon and plagioclase from a felsic dike (sample 94-104) of the Versoyen complex

Sample (a)	Weight (mg)	Element abundances			206Pb 204Pb measured (d)	Radiogenic Pb (e) in atomic %			Atomic ratios (e)			Apparent ages in Ma			
		U ppm (b)	Pb _{rad} ppm (b)	Pb _{com} pg (ppm) (c)		206Pb	207Pb	208Pb	206Pb	207Pb	207Pb	206Pb	207Pb	207Pb	
									238U	235U	206Pb	238U	235U	206Pb	
<i>zircon</i>															
(1) 9 large euhedral, transparent, medium-metamict brownish grains	0.0393	719	271	74 (1.2)	8004	75.20	18.33	6.47	0.3287	11.05	0.2438	1832	2527	3145	
(2) 31 small euhedral, transparent, colorless grains	0.0768	878	85.6	115 (1.0)	3502	81.66	13.41	4.93	0.09249	2.095	0.1643	570	1147	2500	
(3) 54 very small euhedral, transparent, mainly colorless grains	0.0715	875	43.5	198 (2.1)	1018	85.72	5.41	8.87	0.04960	0.4320	0.06318	312	364	714	
(4) 7 small euhedral to subhedral, translucent metamict grains, carrying opaque inclusions	0.0139	822	39.3	204 (10.9)	186.7	86.45	5.46	8.09	0.04809	0.4183	0.0630	303	355	711	
<i>plagioclase</i>															
						Atomic ratios			Initial ratios at 294 Ma						
						206Pb	207Pb	208Pb	238U	235U	206Pb	207Pb	208Pb		
						204Pb	204Pb	204Pb	204Pb	204Pb	204Pb	204Pb	204Pb		
						(d)	(d)	(d)	(d)	(d)			(f)		
5) euhedral to subhedral milky grains	1.450	0.388	0.011	990 (0.680)	18.434	15.541	39.126	36.410	0.2641	16.735	15.452	38.141			

- a Very small grains: < 50 μm, small grains: 50-100 μm long, medium size: 100-150 μm long, and large grains > 150 mm long.
- b Corrected for mass-discrimination, isotopic tracer contribution, 15 pg of Pb blank, 1 pg of U blank.
- c Common Pb (in 10⁻¹²g and ppm), corrected for mass-discrimination and isotope tracer contribution.
- d Corrected for mass-discrimination and isotope tracer contribution.
- e Corrected for mass-discrimination, isotopic tracer contribution, 15 pg of Pb blank, 1 pg of U blank, and initial Pb having an isotopic composition of 3.24 Ga old average continental crust [Stacey and Kramers, 1975]. For discussion see text.
- f ²⁰⁸Pb (²³²Th) is calculated from ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb measured.
- g Decay constants used are from ref. [Jaffey et al., 1971] as recommended by IGC [Steiger et al. 1977].

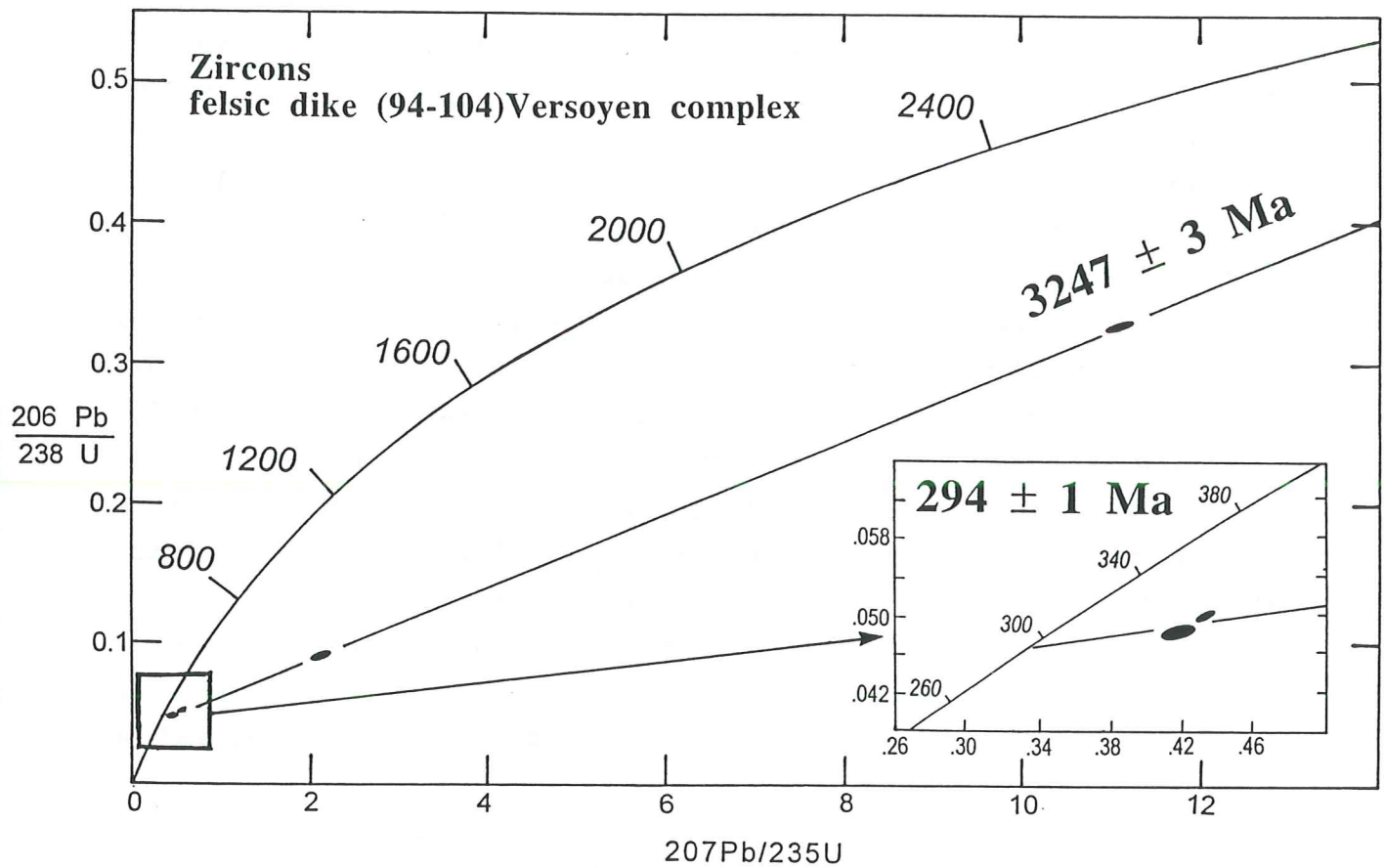


Fig. 5: U-Pb concordia diagram for zircons of the tholeiitic rocks. The data define a chord with concordia intersects at $294 \pm 1 \text{ Ma}$ and $3247 \pm 3 \text{ Ma}$.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, from 312 to 2527 Ma for $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, and from 461 to 3145 Ma for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. In the concordia plot (Fig. 5) they define a linear regression line that intercepts the concordia curve at 294 ± 1 Ma and 3247 ± 3 Ma.

These intercept ages are obtained in correcting the individual data with a common Pb isotopic composition corresponding to a Pb model composition of 3.24 Ga old average continental crust [Stacey and Kramers, 1977] in assuming that all grains have coevally incorporated initial common Pb during primary crystallization. This would mean that episodic Pb-loss occurred at 294 Ma in relation to partial or total recrystallization of 3.25 Ga old zircons, without a take-up of common Pb from the matrix. The presence of microscopically detectable old grains in some of the zircons substantiates that zircon has newly crystallized. Although this model is by far the most likely explanation for the zircon pattern observed, we have analyzed plagioclase for U-Pb (Table 2) to constrain initial Pb isotopic compositions at the time of re-crystallization, and to evaluate its influence on the ages. If this Pb isotope signature is used to correct the zircons, corresponding intercept ages are 311 ± 1 Ma and 3239 ± 3 Ma, with both intercepts being statistically different from those obtained in using a 3.25 Ga old initial Pb. Since this latter regression requires that all common Pb in zircon was incorporated around 300 Ma, it is not realistic, because the preservation of old zircon cores clearly document re-equilibration was only partial. On the other hand, the test illustrates that the intercept ages are highly sensitive to the common Pb correction and in consequence, caution is required in using the very precise intercept ages to deduce the age of the rock.

6- Geochemistry of the meta-igneous rocks

6.1- Sampling and analytical procedures:

The variation in composition of the Versoyen mafic rocks was investigated by analyzing 22 rocks. Clinopyroxenes were separated from a cumulate gabbroic sill core (95-23).

Rock powder samples were prepared using only agate mortars in order to avoid any contamination such as Co, Ta and Nb.

Major and minor elements were analyzed by G. Mevelle at the Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) of Nancy. Relative standard deviations are less than 2 %.

Trace elements and Rare Earth Elements (REE) were analyzed by ICP-MS using two different techniques: acid dissolution and fusion with Lithium borates. The samples were measured at the Laboratoire of the Department of Geology, Musée de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, with analytical errors of 1.5 to 3 % and at the Laboratoire de Géochimie de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France, following the procedure of Valladon et al. [1996].

Before dissolution, the separated clinopyroxenes were cleaned up with HCl (2N) and washed using MillQ™ water (leaching method). Dissolution of 100 mg of sample was carried out with HF (22.6N) + double-distilled HNO₃ (13N) + HClO₄ (11.6N) mixture. This mixture was heated at 100°C during 2h. After cooling, the solution was evaporated to dryness. The residue was dissolved with double-distilled HNO₃.

For the fusion with Lithium borates, 100 mg of powdered rock are weighted in a Pt crucible with 320 mg of Lithium metaborate and 80 mg Lithium tetraborate (Fluka). After careful mixing of the powders, the crucible is heated for fusion at 1000°C. After cooling, 8 ml double-distilled HNO₃ and HF are added for the dissolution of the glass.

The final dilution to 30 ml aliquot, with MillQTM water and after addition of internal standards (In-Re), corresponds to a total dilution of 3000. The precision of the technique is better than 10σ for compatible elements (Cr, V, Ni) and 3σ for all the REE and incompatible elements.

Results are summarized in Table 3.

6.2- Effects of oceanic alteration and Alpine metamorphism in the chemistry of the Versoyen igneous rocks:

The incompatible trace elements have been classified in two groups LFSE (Low Field Strength Element) and HFSE (High Field Strength Element). The REE and HFSE (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta) are usually considered to be immobile during hydrothermal alteration and metamorphism of mafic rocks with the notable exception of Eu [Pearce & Cann 1973, Jahn et al. 1980], whereas the mobility of the LFSE (K, Rb, Sr, Ba and Th) during low to moderate temperature alteration is well known [Pearce & Cann 1973, Hart et al. 1973].

Generally, hydrothermal alteration and metamorphism of the igneous rocks are mainly expressed by high Loss On Ignition (LOI). In most of the analyzed rocks, LOI ranges from 2 to 6 wt %. However, some rocks have very high values which range between 9 and 13 wt %. The highest values of LOI correlate with the lowest values of SiO₂. These SiO₂-depletions are easily explained by the mobility of silica in the most altered samples. The highest values of LOI correlates with the MnO and CaO abundances. For example, the 92-12 doleritic margin shows the greatest LOI (12.78 wt%), MnO (1.12 wt%) and CaO (13.57 wt%) contents. It is generally admitted that calcite-rich rocks have anomalous Light Rare Earth Elements (LREE) enrichments [Ludden and Thompson, 1978; 1979; Humphris, 1984]. CaO-rich sample 92-12 displays with the other rocks similar LREE levels. This suggest that the LREE were not mobile in spite of the CaO-rich fluids.

Thus, the polyphased metamorphism which has affected the Versoyen complex precludes the use of major elements for the characterization of the affinities of the igneous rocks with the exception of TiO₂, MgO and Fe₂O₃. In the following sections, these possibly mobile elements are only presented as informative data, but are not used in the geochemical discussions. In contrast, REE, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta are preferentially used.

6.3- Major element composition:

Sill cores and pillow basalts show a wide range of SiO₂ (44-52 wt %), Al₂O₃ (13.21-16.51 wt %), Fe₂O₃ (8.24-13.28 wt %) and MgO (4.08-8.53 wt %) contents. The Al₂O₃, Fe₂O₃ and MgO values, compared to those of various tholeiitic basalts, support the tholeiitic nature of the magmatism. However, TiO₂ content (≥ 1.42 wt %, Table 2) is rather high when compared to those of the tholeiitic rocks. If we except the high-LOI samples (93-16, 92-12, 92-16 and 92-42), the sill margins

Unit Location	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB
	Core of sills						Pillow-basalts				Felsic rock	Dikelets	
Sample	92-18	92-19	92-35	93-16	95-23	95-23	92-10	92-22	92-24	92-42	94-104	93-02	94-62
Facies	MG2	MG2	MG2	MD2	MG3	Cpx3	MD1	MD1	MD1	MD2	PG3	MB2	MB
SiO ₂	47.84	49.81	49.46	44.56	-	-	51.06	50.95	52.2	40.32	48.65	30.52	30.66
TiO ₂	2.08	2.75	2.04	1.87	-	-	1.95	2.02	2.04	2.12	2.15	0.09	0.1
Al ₂ O ₃	14.5	13.51	15.21	14.88	-	-	14.86	16.51	15.73	14.73	16.66	17.36	17.2
Fe ₂ O ₃	12.21	13.28	10.58	9.32	-	-	10.5	8.71	8.24	8.6	10.53	19.38	17.35
MnO	0.2	0.2	0.32	0.4	-	-	0.28	0.14	0.13	0.71	0.19	0.23	0.27
MgO	8.53	4.97	6.94	6.84	-	-	7.59	5.25	4.08	4.41	7.04	20.3	23.2
CaO	7.03	8.53	4.91	8.03	-	-	4.49	8.5	10.16	12.13	7.9	1.15	0.57
Na ₂ O	3.75	4.44	3.54	4.51	-	-	5.44	4.8	5	5.33	3.82	Traces	Traces
K ₂ O	Traces	Traces	Traces	Traces	-	-	Traces	0.35	0.03	Traces	0.03	Traces	0.02
P ₂ O ₅	0.3	0.34	0.26	0.25	-	-	0.26	0.34	0.34	0.38	0.25	0.1	0.08
LOI	3.38	1.99	6.59	9.14	-	-	3.37	2.17	1.84	11.05	2.8	10.76	10.45
Σ	99.82	99.82	99.78	99.8	-	-	99.8	99.74	99.79	99.78	100.02	99.89	99.9
Ni ppm	166	37	77	56	162	139	74	82	66	45	123	566	439
Cr	206	157	212	217	1958	1570	199	189	145	173	147	3.78	3.01
V	285	315	269	300	822	652	270	273	294	240	249	60	83.2
Y	39	55	37	42	74	67	34	37	37	43	37	6.1	-
Zr	158	250	158	133	92	50	162	188	178	206	191	97	151
Nb	4.53	7.60	5.91	3.5	11.4	1.58	<5	<5	13	6.8	6.09	9.8	9.24
Ba	4.43	6.2	16	29	23.2	8.38	<5	70	<5	4.71	23	11	1.3
Sr	170	125	127	290	214	207	197	329	453	312	310	9.93	0.85
Rb	0.47	1.41	0.77	0.97	0.96	0.29	5	14	5	0.51	0.56	4.91	4.67
Co	35	22	28	28	34	38	33	26	26	30	26	19	27
Zn	85	103	79	79	72	72	81	70	55	65	82	364	321
Cu	55	52	58	58	56	10.3	63	41	51	79	36	2.93	2.42
Zr/Ti	0.0125	0.0204	0.0096	0.0109	-	-	0.0138	0.0155	0.0145	0.0162	0.0148	0.1796	0.2517
Ti/Y	320	300	331	267	-	-	344	328	331	296	349	89	-
Zr/Y	4.05	4.55	4.27	3.17	1.24	0.75	4.76	5.08	4.81	4.79	5.16	15.9	-
Nb/Y	0.12	0.14	0.15	0.08	0.15	0.024	<0.15	<0.13	0.35	0.16	0.16	1.61	-
La	7.1	10.00	6.40	7.5	8.48	7.92	7.51	9.8	9.28	7.3	8.87	17.1	-
Ce	21	29	19.40	22	26.2	24.5	22	27	22	19	25	35	-
Pr	3.43	4.85	3.14	3.56	4.46	4.13	-	-	-	3.1	3.64	4.15	-
Nd	17.7	25.00	16.6	18.6	24.64	22	17.25	19.11	16.03	16.1	17.71	14.9	-
Sm	5.4	7.60	4.96	5.46	8.4	7.32	5.57	5.99	5.64	5.3	5.03	3.02	-
Eu	2.04	2.72	1.59	1.98	3.26	2.82	1.72	1.87	1.68	1.77	1.73	0.4	-
Gd	7.2	9.44	6.39	7.03	10.98	10.1	5.68	5.79	5.87	7.5	6.45	2.54	-
Dy	7.9	10.57	6.95	7.74	13.98	11.24	6.87	7.08	6.84	8.9	6.9	1.33	-
Ho	1.68	2.18	1.43	1.62	2.82	2.43	-	-	-	1.88	1.39	0.16	-
Er	4.8	5.60	3.68	4.15	8.04	6.88	4.16	3.98	3.68	5.3	4.23	0.45	-
Yb	4.48	5.69	3.44	3.92	7.14	6.13	4.21	4.07	3.62	4.88	3.74	0.68	-
Lu	0.67	0.83	0.51	0.6	0.96	0.92	0.65	0.65	0.63	0.71	0.57	0.11	-
Hf	4.39	6.16	3.86	3.24	3.26	1.84	-	-	-	5.77	4.52	3.98	-
Ta	0.29	0.38	0.23	0.27	1.3	0.03	-	-	-	0.47	0.55	1.17	-
W	0.15	1.42	0.75	1.58	-	-	-	-	-	<0.10	-	1.43	-
Pb	3.97	6.70	4.90	6.5	3.8	2.27	-	-	-	4.94	4.01	9.4	-
Th	0.36	0.66	0.40	0.51	0.26	0.27	<5	<5	<5	0.41	1.14	17.58	-
U	0.1	0.37	0.1	0.16	0.6	0.06	-	-	-	0.1	0.3	2.94	-
Sm/Nd	0.31	0.32	0.30	0.29	0.34	0.33	0.32	0.31	0.35	0.33	0.28	0.2	-
(La/Yb) _N	1.14	1.26	1.33	1.37	0.85	0.93	1.28	1.73	1.84	1.07	1.70	18.04	-
Eu/Eu*	1.01	0.94	0.94	0.99	1.05	1.01	0.94	0.98	0.9	0.87	0.94	0.45	-

Table 3: Major and trace elements of igneous and sedimentary rocks of the Versoyen complex near the Petit Saint Bernard pass (PSB) and Visp. MG- Metagabbros, FG- Flasergabbros, MD- Metadolerites, MB- Metabasalts, FS- Felsic rock, MS- Metasediments.

¹ Concentrations determined by ICP in CRPG, Nancy, France.

² V, Y, Zr, Nb, Ba, Rb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U and REE analyzed in the "Musée Royal d'Afrique Centrale", Tervuren, Belgique.

³ V, Y, Zr, Nb, Ba, Rb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U and REE analyzed in the "Laboratoire de géochimie", Université P. Sabatier, Toulouse, France.

Unit	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	PSB	Visp	Visp	Visp	Visp
Location	Margin sills				Black shales			Core of sills			
Sample	92-06	92-12	92-16	92-21	94-96	94-93	95-26	VA 5	VA 11	VA 12	VA 16
Facies	MD1	MD2	MD1	MD2	MS3	MS3	MS3	MG3	MD3	MG3	FG3
SiO ₂	53.24	48.81	48.78	58.75	52.56	54.12	57.52	47.23	49.38	49.82	50.26
TiO ₂	1.08	0.44	1.38	0.68	0.72	0.89	0.9	1.44	1.42	1.57	1.7
Al ₂ O ₃	21.26	10.5	15.66	17.76	17	20.1	20.93	14.96	16.29	14.93	14.98
Fe ₂ O ₃	7.19	5.84	8.14	7.69	5.3	6.76	7.82	9.66	10.2	9.52	8.89
MnO	0.14	1.12	0.39	0.22	0.39	0.24	0.26	0.13	0.15	0.15	0.13
MgO	3.75	2.41	3.97	3.2	2.94	3.82	2.78	6.36	6.76	5.61	5.77
CaO	1.51	13.57	7.83	1.31	8.17	3.2	0.11	12.59	9.1	9.17	9.84
Na ₂ O	6.75	3.32	3.47	5.8	1.16	0.86	0.77	3.08	2.75	4.92	4.64
K ₂ O	1.47	0.4	1.33	1.27	2.06	3.19	3.59	0.15	0.71	0.52	0.19
P ₂ O ₅	0.08	0.39	0.2	0.19	0.25	0.24	0.16	0.24	0.21	0.24	0.22
LOI	3.3	12.78	8.6	2.93	9.28	6.36	4.99	3.98	2.86	3.4	3.23
Σ	99.77	99.58	99.75	99.8	99.83	99.78	99.82	99.82	99.83	99.85	99.85
Ni ppm	56	45	84	72	76	91.6	93.4	111	48.8	86.1	33.6
Cr	172	65	159	126	124	134	132	324	287	235	314
V	216	69	200	144	139	170	166	316	246	269	305
Y	28	33	32	26	31	25	18.49	35.1	32.4	35.1	34.7
Zr	174	77	142	123	132	165	573	115	133	120	136
Nb	15	15.4	18	17.6	18	21.9	21.5	4.3	4.1	4.4	5.2
Ba	215	69	16	286	190	352	382	14	92.5	33.8	13.7
Sr	137	329	162	77	131	94	68.9	235	178	167	135
Rb	61	24	63	68	102	160	188	3.3	23.9	12.6	4.7
Co	9.00	13	26	26	20	26.3	18.6	41.9	37	30.5	33.6
Zn	83	100	49	37	62	57.6	135	78.2	95.3	72.5	65.8
Cu	10	33	19	11	5.2	7.8	48.2	58	18.8	65.6	41.8
Zr/Ti	0.0268	0.0292	0.0171	0.0301	0.0305	0.0308	0.1062	0.0133	0.0156	0.0127	0.0133
Ti/Y	231	80	259	157	140	214	292	246	263	268	294
Zr/Y	6.21	2.33	4.4	4.73	4.26	6.6	30.99	3.28	4.1	3.42	3.92
Nb/Y	0.54	0.47	0.56	0.68	0.59	0.87	1.16	0.12	0.13	0.13	0.15
La	59.31	38	23.77	38	39.88	35.07	37.5	5.87	7.87	3.06	3.6
Ce	129	92	46	83	86	78	83	16	20	10	12.3
Pr	-	10.4	-	8.6	8.56	7.85	8.12	2.51	2.91	1.85	2.23
Nd	49.24	44	24.54	33	31.91	28.72	29.71	13.37	14.51	10.51	11.85
Sm	9.62	8.8	6.19	6.05	5.67	5.12	5.04	4.11	4.06	3.58	3.98
Eu	2.54	1.97	1.63	1.46	1.72	1.03	1.08	1.54	1.39	1.21	1.38
Gd	7.9	8.4	6.85	5.5	5.54	4.69	4.05	5.24	4.91	4.82	5.23
Dy	6.25	6.8	6.11	4.98	5.11	4.53	3.5	6.54	5.98	6.41	6.68
Ho	-	1.27	-	1.01	1.04	0.89	0.7	1.31	1.21	1.32	1.38
Er	2.87	3.22	3.35	2.87	3.03	2.81	2.09	3.78	3.52	3.8	3.73
Yb	2.63	2.79	3.55	2.8	2.78	2.64	2.28	3.44	3.31	3.3	3.15
Lu	0.39	0.4	0.63	0.42	0.38	0.4	0.36	0.46	0.46	0.43	0.43
Hf	-	2.52	-	4.11	3.8	4.71	14.48	1.02	0.36	0.65	0.41
Ta	-	1.12	-	1.29	1.18	1.4	1.42	0.26	0.31	0.31	0.42
W	-	<0.1	-	1.12	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	23	-	3.07	11.04	10.77	6.69	1.52	6.9	1.86	0.78
Th	18	8.5	<5	13.3	11.01	13.39	12.86	0.61	0.96	0.39	0.26
U	-	1.98	-	2.79	2.15	2.7	1.94	0.22	0.41	0.12	0.15
Sm/Nd	0.19	0.20	0.25	0.18	0.18	0.18	0.17	0.31	0.28	0.34	0.34
(La/Yb) _N	16.18	9.77	4.8	9.73	10.29	3.53	11.80	1.22	1.70	0.67	0.82
Eu/Eu*	0.9	0.71	0.77	0.78	0.95	0.65	0.74	1.02	0.96	0.90	0.93

Table 3: Major and trace elements of igneous and sedimentary rocks of the Versoyen complex near the Petit Saint Bernard pass (PSB) and Visp. MG- Metagabbros, FG- Flasegabbros, MD- Metadolerites, MB- Metabasalts, FS- Felsic rock, MS- Metasediments.

¹ Concentrations determined by ICP in CRPG, Nancy, France.

² V, Y, Zr, Nb, Ba, Rb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U and REE analyzed in the "Musée Royal d'Afrique Centrale", Tervuren, Belgique.

³ V, Y, Zr, Nb, Ba, Rb, Hf, Ta, W, Pb, Th, U and REE analyzed in the "Laboratoire de géochimie", Université P. Sabatier, Toulouse, France.

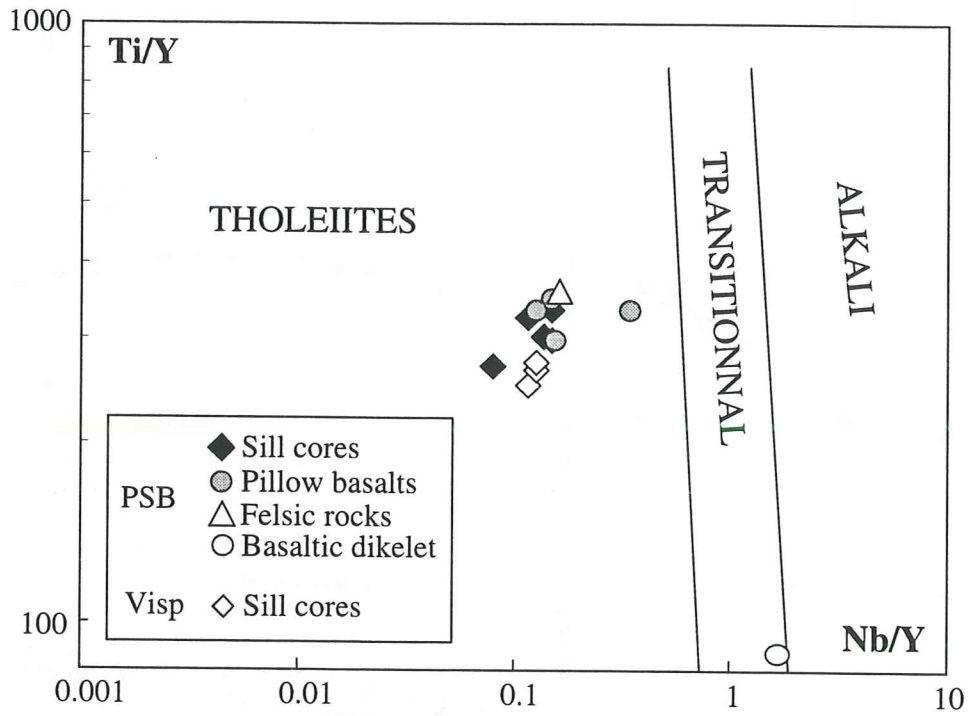


Fig. 6: Ti/Y versus Nb/Y tectonomagmatic discrimination diagram for the Versoyen complex igneous rocks (after Pearce, 1982).

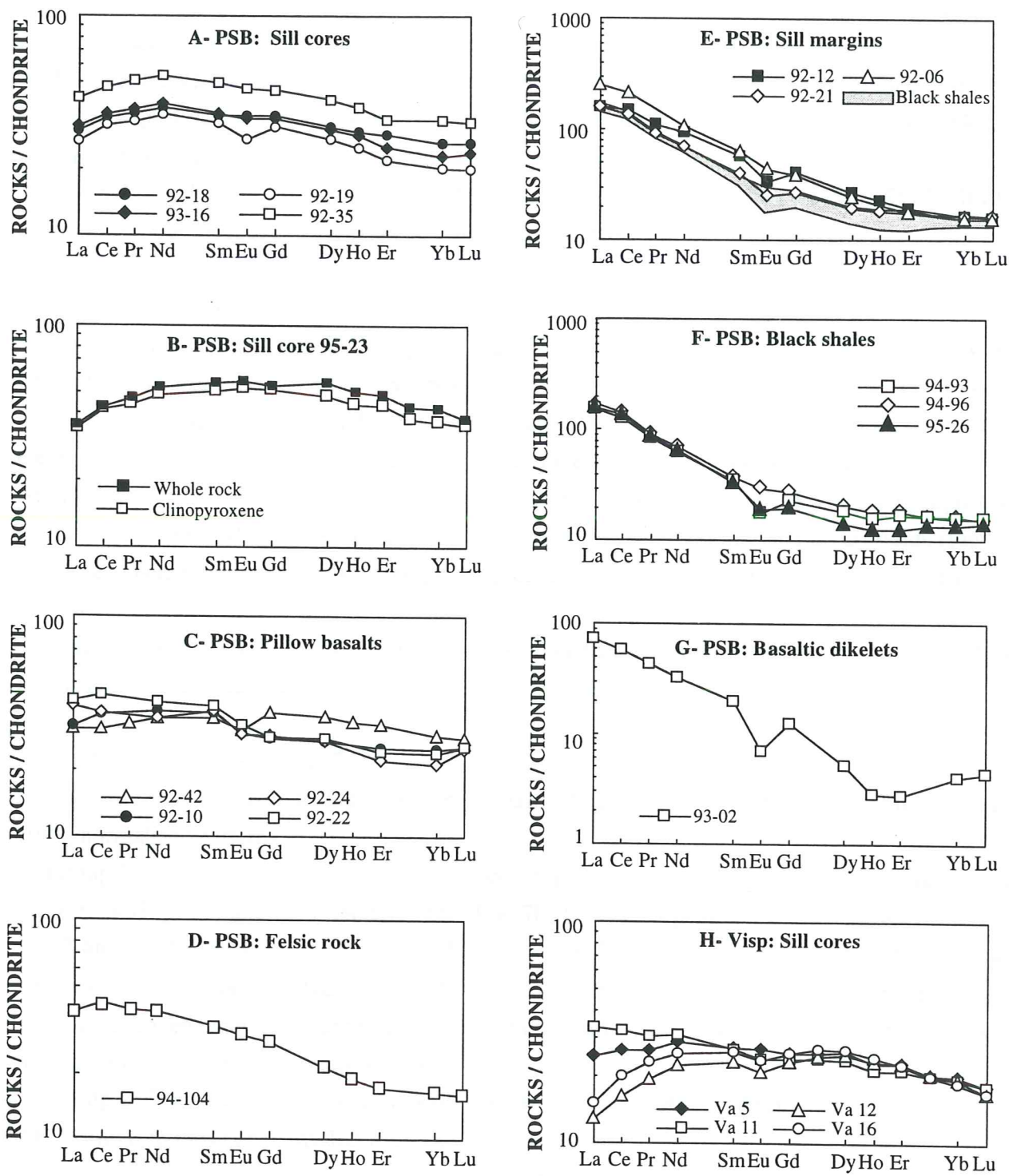


Fig. 7: Chondrite (C1)- normalized (after Sun and Mc Donough, 1989) REE patterns for the Versoyen complex igneous and sedimentary rocks.

and the pillow basalts show high SiO₂ and Al₂O₃ contents while the cores of the sills are Mg-rich. Sill cores from the PSB pass and Visp display similar compositions. However, the sills of Visp are Fe₂O₃-depleted with respect to the sills of the PSB pass.

The felsic rock shows a mafic composition (SiO₂ = 49 wt%) in spite of the presence of quartz. The high Al₂O₃ value of this rock is supported by the albite abundance. The TiO₂, Fe₂O₃ and MgO-contents are similar to those of the gabbroic cores.

The basaltic dikelets are SiO₂- and TiO₂-poor, MgO-, Al₂O₃- and Fe₂O₃-rich. The high LOI contents of these rocks are likely related to the abundant chlorite of the groundmass.

6.4- Trace element abundances:

The tholeiitic sills (cores and margins), the pillows basalts and the felsic rock show low Ni-contents (≤ 166 ppm) suggesting that rocks are not primitive mantle-derived melts. The basaltic dikelet shows respectively high Ni (> 430 ppm) and low Cr-V contents. In diagrams using trace elements considered immobile during alteration and metamorphism processes, such as Ti/Y versus Nb/Y [Pearce 1982], the majority of the samples clusters in the tholeiitic field with the exception of the basaltic dikelet which falls in the transitional field between tholeiitic and alkali fields (Fig. 6). These results are in agreement with the petrological and geochemical data of Lasserre and Laverne [1976].

Finally, the separate clinopyroxene shows similar trace element abundances to those of the gabbroic host rock with the exception for Nd and Ba.

6.5- REE patterns (Fig. 7):

Four groups have been distinguished on the basis of the REE chondrite [Sun and Mc Donough, 1989] normalized patterns.

Group 1: The (gabbroic and doleritic) sill cores (Fig. 7a), the doleritic pillow basalts (Fig. 7c), the felsic rock (Fig. 7d) and the clinopyroxene (Fig. 7b) from PSB pass and most samples from Visp (Va-5 and Va-11 in Fig. 7h), exhibit flat REE patterns ($[La/Yb]_N = 1.14$ to 1.84). This latter are typical of tholeiitic melts of Transitional-MORB (T-MORB) affinity [Sun and Mac Donough, 1989]. The clinopyroxene and their gabbroic host rock show similar REE patterns. This indicates that REE were not mobile during the metamorphism.

Group 2: Two gabbroic sills from Visp display depleted LREE patterns ($[La/Yb]_N = 0.67$ to 0.82) similar to those of N-MORB [Sun and Mac Donough, 1989].

Group 3: The doleritic sill margins from the PSB pass (Fig. 7e) are more enriched in LREE ($[La/Yb]_N = 4.8$ to 16.2) and comparable to Enriched-MORB (E-MORB). These REE patterns of the black shales (Fig. 7f), are similar to those of the doleritic sill margins.

Group 4: The basaltic dikelet (Fig. 7g), shows the highest LREE enrichment ($[La/Yb]_N = 18$) with respect to the Heavy Rare Earth Elements (HREE). Moreover, this basalt exhibits the lowest HREE abundances. The basaltic dikelet show with continental tholeiites from the Colombia River similar REE pattern [Basaltic Volcanism Study Project, 1981].

6.6- Spiderdiagrams (Fig. 8):

These 4 groups are also evident in the Primitive Mantle normalized patterns for moderately to highly incompatible elements.

Group 1 displays a flat pattern (Fig. 8a, 8b, 8c, 8d and 8f). Pillow basalts are Ta, Zr and Hf-enriched. The sill cores from the PSB pass and Visp localities exhibit similar patterns with U enrichment for most rocks. However the samples from the PSB pass show relatively higher HFSE contents than those from Visp locality (9 to 11 and 5 to 8 times Primitive Mantle abundance, respectively). Clinopyroxene is depleted in Th, U, Nb, Zr and Hf but the host rock is less depleted in Nb, Zr and Hf. In the Ti/Y versus Zr/Y diagram (Fig. 9), the sill cores fall along the Mantle Array. The group 1 clusters near the MORB field and shows compositions between MORB and Oceanic Island Basalts (OIB).

Group 2 (Fig. 8f), is the less LFSE-enriched and thus shows N-MORB affinities.

In contrast, group 3 (Fig. 8e), shows a LFSE enrichment and Nd, Ta, Zr, Hf, Ti-depletion. Its patterns are similar to those of the black shales (Fig. 8f). In the Ti/Y versus Zr/Y diagram (Fig. 9), the sill margins and the black shales exhibit similar ratios to those of the post Archean schist [Brewer et al. 1992]. Moreover, the Sm/Nd ratios (0.18 to 0.25) of the sill margins are similar to those of the black shales (Sm/Nd = 0.18) and pelites (Sm/Nd = 0.21, Faure 1986). Thus, the chemical composition of sill margins could likely be related to assimilation of sediments because they intruded into unconsolidated pelitic sediments.

Group 4 (Fig. 8d) is characterized by the lowest HFSE concentrations and by Th, U, Ta, Hf and Gd-enrichments. It is generally admitted that Th and U concentrate in the upper crust [Rollinson, 1993]. Thus, these high Th and U contents could be related to crustal contamination. However, the alteration of the sample (LOI > 10 wt %) could be responsible for a part of these element enrichments.

In summary, the tholeiitic rocks (whole rocks and clinopyroxene) of the Versoyen complex show flat REE patterns and their incompatible trace element abundances fall in the range between N-MORB and T-MORB. This difference could be explained in two ways: variation of the mantle source or different ratios of partial melting.

The chilled margins of the sills are LREE enriched compared to their cores. These enrichments are likely related to crustal contamination when hot mafic magmas intruded unconsolidated sediments rich in water.

The geochemistry of the basaltic dikelet is similar to those of continental tholeiites known to be contaminated by continental crust.

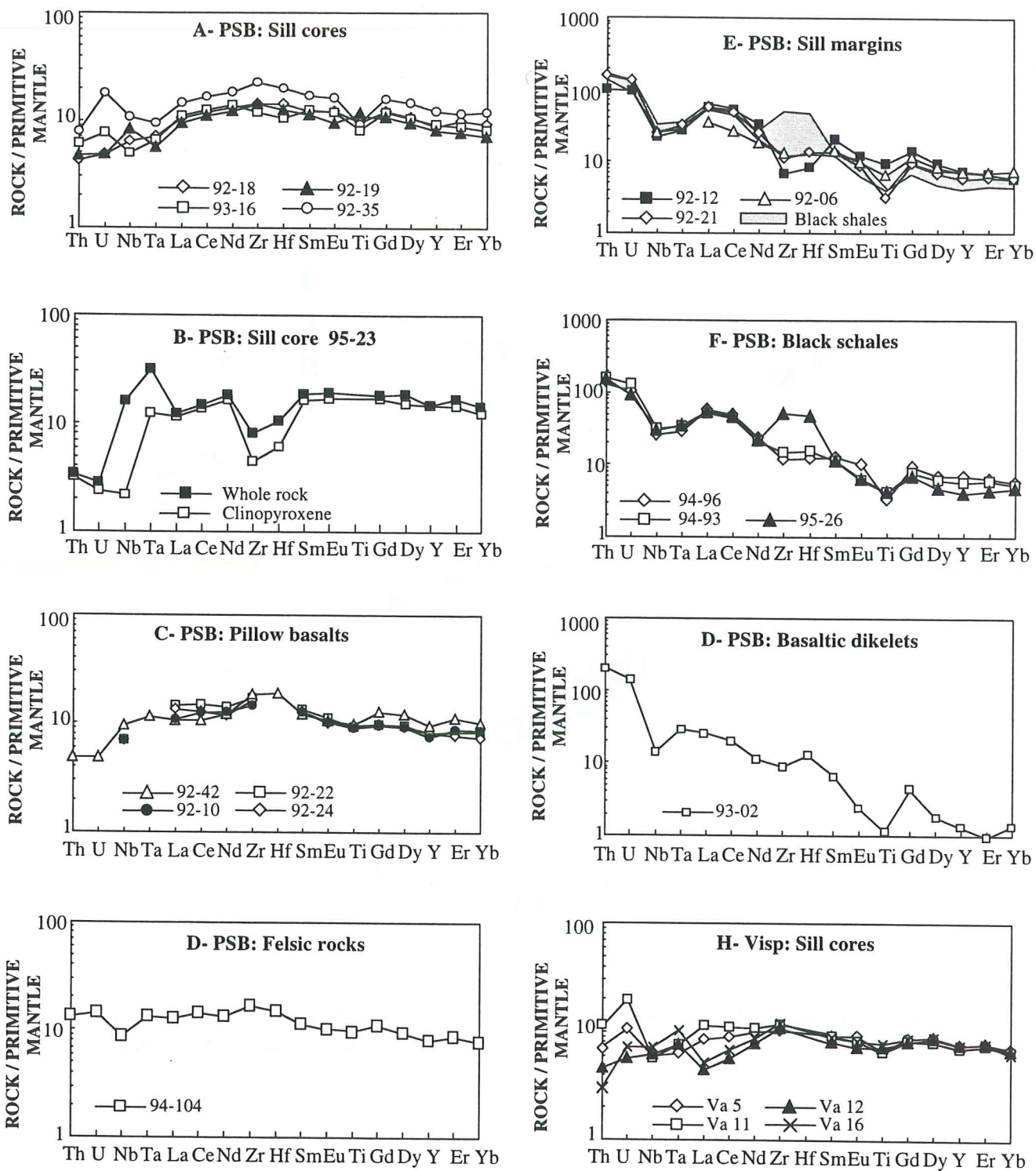


Fig. 8: Primitive mantle-normalized (after Sun and Mc Donough, 1989) spiderdiagrams for the Versoyen complex igneous and sedimentary rocks.

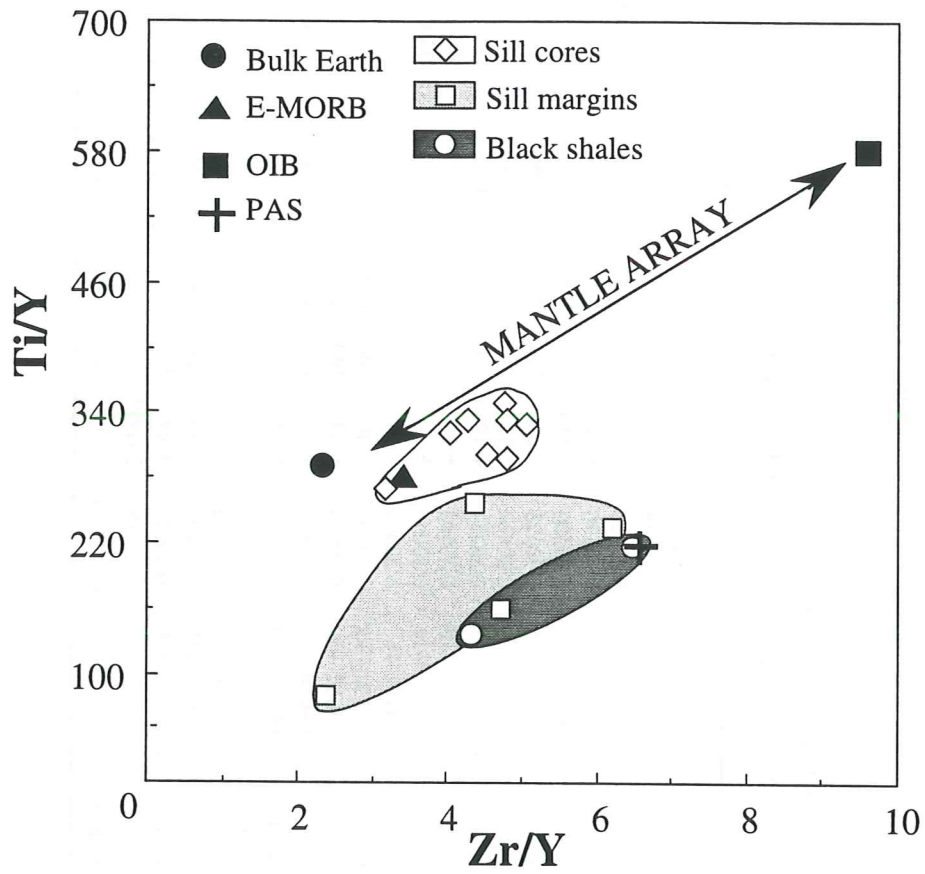


Fig. 9; Ti/Y versus Zr/Y for the Versoyen complex igneous and sedimentary rocks after Brewer et al. (1992).

N°	Localisation	Sample	Sr	Rb	87Rb/86Sr (87Sr/86Sr)norm	87Sr/86Sr (294Ma)	εSr (294Ma)	Nd	Sm	147Sm/144Nd (143Nd/144Nd)norm	143Nd/144Nd (294Ma)	εNd (294Ma)
92-18	PSB	Gabbroic core	170	0.47	0.708000 ±26	0.70797	+ 54	17.7	5.40	0.184	0.513038 ±4	+ 8
92-19	PSB	Gabbroic core	125	1.41	0.706632 ±10	0.70650	+ 33	25	7.60	0.196	0.513026 ±7	+ 7.6
93-16	PSB	Doleritic core	290	0.97	0.706666 ±11	0.70663	+ 35	18.6	5.46	0.177	0.513050 ±6	+ 8.7
95-23	PSB	Gabbroic core	214	0.96	0.706701 ±17	0.70665	+ 35	24.6	8.4	0.198	0.513036 ±8	+ 7.4
95-23	PSB	Clinopyroxene	207	0.29	0.706475 ±20	0.70646	+ 33	22	7.32	0.152	0.513087 ±9	+ 8.6
92-10	PSB	Doleritic pillow	197	5	0.708616 ±13	0.70831	+ 59	17.2	5.57	0.195	0.513049 ±5	+ 8.1
92-22	PSB	Doleritic pillow	329	14	0.707025 ±9	0.70652	+ 33	19.1	5.99	0.189	0.513016 ±6	+ 7.6
92-24	PSB	Doleritic pillow	453	5	0.707136 ±12	0.70700	+ 40	16	5.64	0.213	0.513027 ±5	+ 7
92-42	PSB	Doleritic pillow	312	0.51	0.709355 ±4	0.70934	+ 74	16.1	5.30	0.199	0.512982 ±6	+ 6.6
93-02	PSB	Basaltic dykelet	33	4.91	0.711378 ±24	0.70547	+ 77	14.9	3.02	0.123	0.512557 ±7	+ 1.2
94-104	PSB	Felsic rock	310	0.56	0.707992 ±15	0.70797	+ 54	17.7	5.03	0.172	0.513190 ±10	+ 8.4
92-06	PSB	Doleritic margin	137	61	0.710591 ±37	0.70525	+ 16	49	9.62	0.118	0.512123 ±8	- 7.1
92-21	PSB	Doleritic margin	77	68	0.712085 ±14	0.70495	+ 11	24.1	6.30	0.158	0.512054 ±10	- 9.9
94-93	PSB	Black shales	94	160	0.717657 ±27	0.69732	- 97	28.7	5.12	0.108	0.512064 ±27	- 7.9
95-26	PSB	Black shales	69	188	0.706701 ±17	0.67400	- 213	29.7	5.04	0.103	0.512069 ±52	- 7.6
Va.5	Visp.	Gabbroic core	235	3.31	0.705467 ±17	0.70530	+ 15	13.4	4.11	0.186	0.513031 ±5	+ 8.1
Va.11	Visp.	Gabbroic core	178	23.9	0.706893 ±12	0.70529	+ 16	14.5	4.06	0.169	0.512872 ±6	+ 5.6
Va.12	Visp.	Gabbroic core	168	12.6	0.706332 ±14	0.70544	+ 18	10.5	3.58	0.206	0.513057 ±8	+ 7.8
Va.16	Visp.	Gabbroic core	135	4.72	0.706687 ±12	0.70627	+ 30	11.8	3.98	0.203	0.513113 ±4	+ 9

Table 4: Rb-Sr and Sm-Nd analytical data of the tholeiitic suites from the Versoyen complex. Rb, Sr, Nd and Sm concentrations were determined by ICPMS (refer to Table 3).

(87Sr/86Sr)norm is normalized to 87Sr/86Sr = 8.3752, and (143Nd/144Nd)norm to 0.7219 [Wasserburg et al., 1981]. Analytical uncertainties are ± 2σ for 87Sr/86Sr and 143Nd/144Nd, and are given in the table. Decay constant used are: λ (87Rb) = 0.0142 Ga-1 and λ (147Sm) = 0.00654 Ga-1. For the initial εNd calculation we used: (147Sm/144Nd)CHUR = 0.1967, and a present day value of (143Nd/144Nd)CHUR = 0.512638. For initial εSr we used: (87Rb/86Sr)UR = 0.0827, and a present day (87Sr/86Sr)UR = 0.7045.

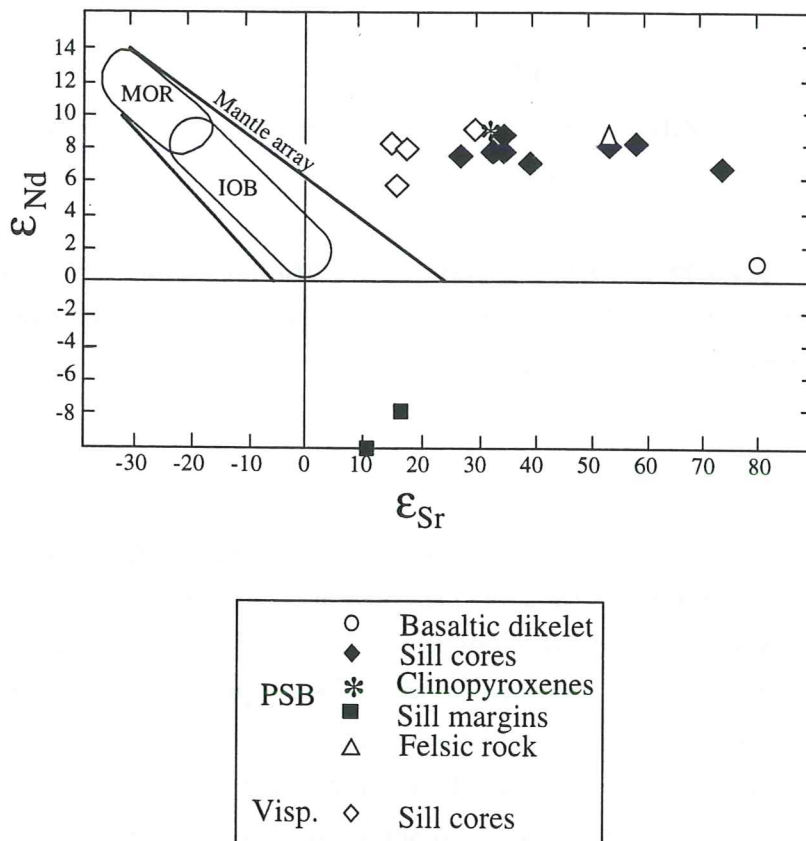


Fig. 10: ϵ_{Nd} (T=294Ma) and ϵ_{Sr} (T=294Ma) plot for the Versoyen complex igneous and sedimentary rocks.

7- Nd and Sr isotopic compositions

7.1- Analytical procedures:

Nd and Sr isotopic compositions were determined on a Finnigan MAT261 multicollector mass spectrometer at the Laboratoire de Géochimie de l'Université Paul Sabatier in Toulouse.

Dissolution of ~ 100 mg samples was realized in closed teflon screw cap vessels with a HF-HClO₄ mixture and converted to chloride form using HCl. Chemical separation of Sr was carried out on a AG50W (200-400 mesh) cationic ion exchange column. NBS standard was measured with a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of 0.71025 (mean of 200 ratios) corresponding to an external reproductibility of 0.00003.

Nd separation was carried out using two stages exchange reverse chromatography AG50WX8 cationic ion exchange column, followed by HDEHP orthophosphoric column. Results on La Jolla Nd standard yielded ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511850 ± 8 (mean on 39 runs) corresponding to an external reproductibility of 0.00001.

7.2- Results:

The Sr and Nd compositions are given in Table 4. An age of 294 Ma has been taken to calculate the initial Sr and Nd ratios in agreement with the U/Pb age (see paragraph 2).

In the ε_{Sr}-ε_{Nd} diagram (Fig 10), all the tholeiitic rocks show a wide range of positive ε_{Sr}(T=294Ma) ratios (+11 up to +74). Acid leaching of the clinopyroxene did not change significantly its ε_{Sr} ratio compared to that of the host rock. A sill core from Visp locality (Va-5) shows the lowest ε_{Sr} ratio which falls near the Mantle Array. However, this ε_{Sr} ratio cannot reflect the mantle source composition because of the low grade metamorphism which affects these rocks. The shift of the ε_{Sr} ratios towards high values reflects radiogenic Sr enrichments linked to the alteration and metamorphism processes which affect the Versoyen complex.

The ε_{Nd}(T=294Ma) ratios are more reliable because Nd-Sm are less mobile than Rb-Sr during alteration and metamorphism. These ratios provide significant informations about the magma source(s) and the crustal contamination. The ε_{Nd} ratios show a wide range of values from -9.9 to +9.

The sill margins show the lowest ε_{Nd} ratios (-7.7 and -9.9) which correlate with the highest Th contents (13 and 18 ppm). This suggests that the sill margins assimilated sediments during their emplacement.

The sill cores (92-18, 92-19, 93-16, Va-5, Va-12 and Va-16), the pillow basalts (92-10 and 92-22), the felsic rock, the gabbro (95-23) and the clinopyroxene exhibit the higher ε_{Nd} ratios which fall in the range of N-MORB. The clinopyroxene and their gabbroic host rock exhibit different ε_{Nd} ratios of +8.6 and +7.4 respectively. The difference in Nd composition between the clinopyroxene and the host rock, cannot be related to alteration or metamorphic processes because, as we have shown in a previous section, both mineral and host rock show similar REE patterns. The difference in Nd composition suggests that a contamination process occurred after the crystallization of the

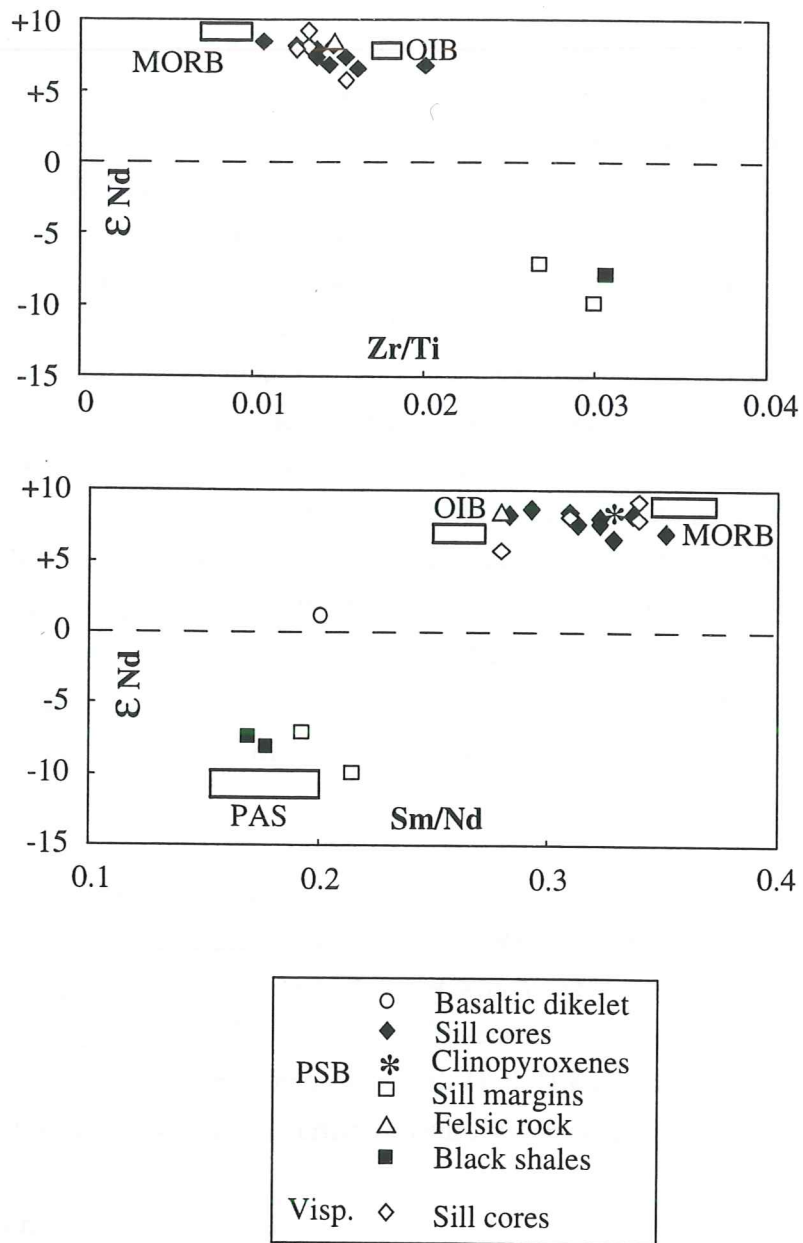


Fig. 11: ϵ_{Nd} ($T=294\text{Ma}$) versus Sm/Nd and Zr/Ti plots for the Versoyen complex igneous and sedimentary rocks.

clinopyroxene. This contamination cannot be related to mantle source or magmatic chamber contamination processes because they occur during the late stages of the magmatic evolution of the tholeiitic rocks. The contamination could be explained by an assimilation process of the wall of the sills during the cooling of the magma.

One sill core (Va-11) and two pillow basalts (92-24 and 92-42) show rather homogeneous ϵ_{Nd} ratios which range between +5 to +7. These values are lower than those of N-MORB but fall within the range of Oceanic Island Basalts [De Paolo, 1989].

Finally, the basaltic dikelet displays the lowest ϵ_{Nd} ratios of + 1.2. We have mentioned previously that this lava shares with the continental flood tholeiites similar LREE enriched patterns. Thus, this basalt likely derived from a mantle source which has suffered crustal contamination.

In the ϵ_{Nd} ratio versus Sm/Nd plot, the tholeiitic rocks fall between the N-MORB and OIB fields (Fig. 11). The sill core Va-11 with the lowest ϵ_{Nd} ratios (+5.6), shows a Sm/Nd ratio similar to OIB. Moreover, their high Zr/Ti and Zr/Y (Fig. 9) ratios approach those of OIB. The clinopyroxene and the sill cores with ϵ_{Nd} ratios of +9 have high Sm/Nd ratios and low Zr/Ti and Zr/Y ratios similar to those of N-MORB. This wide range of values correlated with the Sm/Nd, Zr/Ti and Zr/Y ratios, suggest a mixing of N-MORB and OIB sources. However, a contamination related to assimilation of sediments cannot be exclude.

In summary, the mafic rocks of the Versoyen complex show tholeiitic to alkali-transitional affinities. The pillow basalts and the sill cores have flat REE patterns characteristic of N-MORB and T-MORB. Their ϵ_{Nd} ratios range from +5.6 to +9 which suggest a mixing of N-MORB and OIB sources. The sill margins show Th, U and LREE-enrichments and negative ϵ_{Nd} ratios. This suggests crustal assimilation by sediments. The high Th, U, LREE abundances and low ϵ_{Nd} ratio of the basaltic dikelet is probably related to crustal contamination occurring during the magma ascent.

8- Discussion

8.1- Nature of the mantle source of the Versoyen tholeiites

We have shown in a previous section that almost all the igneous rocks of the Versoyen complex are N-MORB tholeiites with the exception of the basaltic dikelets which intrude the leucocratic gneisses (Fig. 3) and display continental flood tholeiitic affinities. These basalts either could represent the early products of the Versoyen igneous activity in a basin still floored by continental crust or were contemporaneous with the other rocks of the Versoyen complex but emplaced along the continental margins of the basin.

The trace element and Nd isotopic compositions of the Versoyen tholeiites suggest that these rocks were either generated by the mixing of two mantle sources, *i.e.*, a N-MORB and an OIB or by the crustal assimilation during the sill emplacement.

The igneous rocks of the Versoyen complex have been considered by numerous workers [Loubat, 1968; Schürch, 1986; Stampfly, 1993] as an ophiolitic suite because of the presence of serpentinized ultramafic associated with gabbros, dolerites and pillow basalts.

In the Petit-Saint-Bernard pass area, the tholeiitic rocks of the Versoyen complex do not show the characteristics of ophiolitic suites generated by sea floor spreading along mid-oceanic ridge because:

- (i) The magmatism is reduced to mafic sills and pillow basalts rocks emplaced within crustal-derived sediments.

- (ii) Diabase dikes or layered gabbros are absent.

- (iii) Sediments are crustal-derived and differ significantly from the siliceous-rich and/or Fe- and Mn-rich pelagic sedimentary rocks deposited on ocean floor.

- (vi) The serpentinites do not show clearly metamorphic textures developed under mantle conditions. The only preserved textures are cumulate which indicate that the serpentinites are likely altered cumulate ultramafic rocks located within the thickest intrusions.

These above mentioned features suggest that near the Petit-Saint-Bernard pass, the tholeiitic magma was emplaced in a small basin in the vicinity of a continent.

In the Visp locality, the Versoyen complex presents more similarities with ophiolitic suites, because serpentinized peridotites show blastomylonitic textures and siliceous metasedimentary levels are present within the black shales. This suggest that in this locality, the Versoyen complex could be generated by sea floor spreading. Thus, the opening of the Versoyen basin appears to extend eastward while this basin seems do not extend southward beyond the Tarentaise.

8.2- Age and origin of the felsic dikes

The latest Carboniferous-earliest Permian age measured on the felsic rock appears very different from the late Mesozoic age usually admitted for the Versoyen complex. This implies a critical review of the different arguments of dating.

The age of the Versoyen tholeiites is considered to be Late Jurassic-Early Cretaceous. However, this age is not well constrained. 2.5 km NW of the PSB pass, a conglomerate rests on the calcareous slates of the Petit-Saint-Bernard unit [Antoine, 1971] and consists of recrystallized limestone cobbles and pebbles in a slaty matrix. This matrix yielded recrystallized belemnites of Liassic to Middle Jurassic age [Schoeller, 1929]. The conglomerate is overlain by a sill of the Versoyen complex that includes blocks of recrystallized limestones [Loubat, 1968; Lasserre et Laverne, 1976]. These blocks are assumed to be similar to those in the conglomerate [Loubat, 1968; Antoine et al., 1973; Lasserre et Laverne, 1976; Loubat et Delaloye, 1984]. This assumption led Antoine [1971; 1972] to assign a Late Jurassic to Early Cretaceous age to the Versoyen complex. However, the similarity of the inclusions with those found in the conglomerate does not be verify. The limestones caught in the sill never yielded fossils. Moreover, the sill shows also recrystallized limestones dikelets. This feature indicates that the limestones postdate the magmatisme of the Versoyen complex. Finally, the stratigraphic relation between the conglomerate and the Versoyen complex could be discussed. The contact between the sill and the conglomerate seems to be tectonic.

U-Pb data obtained on four different size fractions show that zircons in this intrusion are composed of two components: (1) Archean, about 3.24 Ga old primary grains and (2) zircons that have re-crystallized at 294 Ma, overgrowing old grains. Such a pattern substantiates that the dike magma was formed in uppermost Carboniferous-lowermost Permian times including melts derived from very old continental crust material. Similar data have been reported for plagiogranitic dikes intruding the mantle complex of the Ligurian Alps [Borsi et al., 1996] where MORB-type melts extracted very old zircon components during latest stages of rifting prior to oceanic crust formation. A similar scenario seems to apply for the Versoyen case.

Concerning dike emplacement, the lower zircon intercept at 294 ± 1 Ma reflects its age, however, caution is required relative to its precision, because it is very sensitive to the common Pb correction applied. An uncertainty limit is given by alternative common Pb corrections defining an age of 311 Ma as an upper, but unlikely boundary value (see discussion above). No definite answer about accuracy can be given in our case, however, in taking into account possible error propagation, a maximal age uncertainty of ± 10 m.y. certainly includes the real age of felsic dike formation in the Versoyen complex.

The U/Pb ages obtained on the felsic rock are preliminary data because the analyzed zircons come from a single felsic rocks and solely 4 fractions of zircon have been analyzed. However, the zircon bearing felsic rock shares with the Versoyen tholeiites similar trace element and Nd compositions, suggesting that this felsic rock is cognetic with the Versoyen tholeiites. Thus, the age of the Versoyen tholeiitic magma is likely 294 Ma.

We have shown previously that the tholeiitic sills intruded unconsolidated sediments. Thus, the pelitic sedimentation is contemporaneous with the tholeiitic magmatism, and a Carboniferous age can be assigned to both the sedimentary and igneous components of the Versoyen Complex.

8.3- Geodynamic implications

These new geochronological and geochemical data imply to reconsider the setting of the Versoyen Complex and its part in the geodynamic evolution of Hercynian domain during the Late Paleozoic.

The tholeiites of the Versoyen complex emplaced during the late stages of the Hercynian orogeny. It is generally admitted that from the Late Viséan and up to the Early Permian, the Variscan belt is characterized by syn to post-thickening crustal extension [Ménard and Molnard, 1988; Malavielle et al., 1990; Burg et al, 1994]. This extension leads to crustal thinning and emplacement of within-plate calc-alkali and shoshonitic magmas [Bebien, 1976; Banzet et al., 1984; 1986; Ouazzani and Lapierre, 1986; Ménot, 1987; Finger et al. 1990; Schaltegger and Corfu 1995]. Moreover, Mattauer and Matte [1996] and Stampfli [1996] show that Carboniferous basins may be related to strike-slip major ductile faults. The Versoyen tholeiites emplaced during the last stages of the crustal thinning above a very thin continental crust or oceanic crust, in a pull-apart basin context.

The Versoyen complex and the Valaisan flysch show distinct metamorphic evolutions, *i.e.*, eclogitic and greenschist facies, respectively [Cannic et al. 1996; Goffé and Bousquet, in press] and are presumably separated by a tectonic contact. This implies that the Versoyen complex and the

Valaisan flysch have different geological stories and paleogeographic settings. In that case, what is the geological signification of the Valaisan domain, considered to be formed of the Versoyen complex and Valaisan flysch? The plate tectonic models of the Alpine chain must now integrate the development of the Versoyen complex during Carboniferous and thus, before the opening of the Piemont-Ligurian oceanic domain and not during the same time or after, as previously proposed.

References

- Basaltic Volcanism Study Project, 1286, Pergamon Press, Inc., New-York, 1981.
- P. Antoine, La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse., PhD, Grenoble, 367, 1971.
- P. Antoine, Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse, *Géol. Alpine* 48, 5-40, 1972.
- P. Antoine, H. Loubat and N. Vatin-Pérignon, Hypothèses nouvelles sur la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais), *Geol. Alpine* 49, 21-39, 1973.
- E. Argand, La tectonique de l'Asie, in: *Congres of Bruxelles (Bruxelles)*, 1922.
- G. Banzet, O. Rouer and H. Lapierre, Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du Col de la Croix-de-fer (massifs cristallins externes, Alpes), *Bull. Soc. géol. France* 7, 1269-1280, 1984.
- R. Barbier, La prolongation de la zone sub-Briançonnaise de France en Italie et en Suisse. Les conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays, *Trav. Lab. géol. Grenoble* 29, 3-46, 1951.
- J. Bertrand, B. Courtin and M. Vuagnat, Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite de Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et Province de Turin, Italie), *Ophioliti* 2/3, 155-196, 1982.
- J. Bébien, dualité du volcanisme des cordillères de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique au Cénozoïque et de l'Europe moyenne varisque au Dévono-Dinantien, *C.R. somm. Soc. géol. fr.* 6, 261-264, 1976.
- J. Bocquet, Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métasédiments d'âge alpin dans les Alpes françaises, PhD, Grenoble, 490, 1974.
- L. Borsi, U. Schärer, L. Gaggero and L. Crispini, Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piemont-Ligurian basin, *Erath Planet. Sci. Lett.* 140, 227-241, 1996.
- T. S. Brewer, J. M. Herg, C. J. Hawkesworth, D. Rex and B. C. Storey, Coast Land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts, B. C. Storey Alabaster, T. and R. J. Pankhurst, eds., 185-208, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 1992.
- J. P. Burg, J. Van Den Driessche and J. P. Brun, Syn- to post-thickening extension: mode and consequences, *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 1019-1032, 1994.
- R. W. H. Butler, Balanced cross-section and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion, *J. Struct. Geol.* 6, 603-606, 1984.
- S. Cannic, J. M. Lardeaux, J. L. Mugnier and J. Hernandez, Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France), *Eclogae geol. Helv.* 89, in press, 1996.
- A. Colombi and H. R. Pfeifer, Ferrogabbroic and basaltic meta-eclogites from the Antrona mafic-ultramafic complex and the Centovalli-Locarno region (Italy and Southern Switzerland)- first results, *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 99-110, 1986.
- A. Colombi, Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrale (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno), *Mem. Soc. géol. Lausanne*, 1989.
- D. J. De Paolo, Neodymium Isotope Geochemistry, *Minerals and Rocks*, eds., 187, Berlin, Heidelberg, New-york, 1988.
- V. Dietrich and R. Oberhänsli, Die pillow-laven des Vispertales, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 79-87, 1975.
- G. Faure, The Sm-Nd method of dating, *Principles of isotope Geology* 12, 200-216, 1986.
- F. Finger and H. P. Steyrer, I-type granitoids as indicators of Late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen, *Geology* 18, 1207-1210, 1990.
- S. Fudral, Contribution à l'étude de le l'unité de Moutiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux, PhD, Grenoble, 129, 1973.
- J. P. Gely, Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France), PhD, Chambéry, 343, 1989.

- B. Goffé and R. Bousquet, Ferrocapholite, chloritoid and lawsonite in metapelite of the Versoyen and Petit-Saint-Bernard units (Valaisan zone, Western Alps), *Bull. Suisse in presse*,
- S. R. Hart, A. J. Erlank and E. J. D. Kable, Sea floor basalt alteration: some chemical and strontium isotopic effects, *Contrib. Miner. Petrol.* 44, 219-230, 1974.
- S. E. Humphris, The mobility of rare earth elements in the crust, P. Henderson, eds., 510, Amsterdam, Oxford, New-York, Tokyo, 1984.
- A. H. Jaffey, K. F. Flynn, L. E. Glendenin, W. C. Bentley and A. M. Essling, Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U , *Phys. Rev. C.* 4, 1889-1906, 1971.
- B. Jahn, B. Auvray, S. Blais, R. Capdevila, J. Corniket, R. Vidal and J. Harmeurt, Trace elements geochemistry and petrogenesis of finish greenstone belts, *J. Petrol.* 21, 201-244, 1980.
- P. Jeanbourquin and M. Burri, Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan, *Eclogae Geol. Helv.* 84, 463-481, 1991.
- P. Jeanbourquin, The lower Penninic nappes in the Western Alps: The link between Helvetic and Penninic, *J. Struct. Geol.* 16, 895-898, 1994.
- T. E. Krogh, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations, *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485-494, 1973.
- Y. Lagabrielle, Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques, PhD. Thesis, Brest, 350, 1987.
- J. L. Lasserre and C. Laverne, Le volcanisme tholeiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie, PhD, Grenoble, 252, 1976.
- M. Lemoine, Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the Western Alps possible indicators of oceanic fracture zones and associated protusions in the Jurassic-Cretaceous Thetys, *Arch. Sci. Genève* 33, 103-115, 1980.
- J. Leterrier, R. C. Maury, P. Thonon, D. Girard and M. Marhal, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 139-154, 1982.
- H. Loubat, Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" Savoie (France). Province d'Aoste (Italie), PhD, Archives des sciences de Genève, 28, 247-265, 1968.
- H. Loubat and M. Delaloye, La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire avec mobilisats et adinoles, *Géol. Alpine* 60, 45-76, 1984.
- J. N. Ludden and G. Thompson, Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts, *Nature* 274, 147-149, 1978.
- J. N. Ludden and G. Thompson, An evaluation of the behavior of rare earth elements during weathering of sea floor basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 85-92, 1979.
- J. Malavielle, P. Guihot, S. Costa, J. M. Lardeaux and V. Gardien, Collapse of thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St Etienne Late Carboniferous basin, *Tectonophysics* 177, 139-149, 1990.
- G. Manhès, J. F. Minster and C. J. Allègre, Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Séverin amphoterite: consequence for early solar system chronology, 39, 14-24, 1978.
- M. Mattauer and P. Matte, Le bassin stéphaniens de St Etienne n'est pas lié à une extension tardi-hercynienne généralisée, c'est un pull-apart sur décrochement dextre, in: 16^{ème} RST (Orléans), 55, 1996.
- G. Ménard and P. Molnar, Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Pleozoic European Basin and Rnage province, *Nature* 334, 235-237, 1988.
- R. P. Ménot, Magmatisme paléozoïque et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varique Ouest-Européenne, Ph. D. Thesis, Lyon, Rennes, 465, 1987.
- A. G. Milnes, Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps): a field study, *Eclogae Geol. Helv.* 73/1, 19-33, 1978.
- A. G. Milnes and O. A. Pfiffner, Tectonic evolution of the central Alps in the cross section St Gallon-Como, *Eclogae Geol. Helv.* 73/2, 619-633, 1980.
- J. F. Minster, L. P. Ricard and C. J. Allègre, ^{87}Rb - ^{87}Sr chronology of enstatite meteorites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 420-440, 1979.
- E. G. Nisbet and J. A. Pearce, Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings, *Contrib. Miner. Petrol.* 63, 149-160, 1977.
- H. Ouazzani and H. Lapiere, Le magmatisme carbonifère de la zone Briançonnaise (Alpes internes). Essai sur la lecture des magmatismes calco-alcalins tardifs dans les chaînes de collision continentale, *C.R. Acad. Sci. Paris* 302, 1171-1176, 1986.
- N. Pavoni, Faltung durch horizontal verschiebung, *Eclogae Geol. Helv.* 54, 515-534, 1961.
- J. A. Pearce and J. R. Cann, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300, 1976.
- J. A. Pearce, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, R. S. Thorpe, eds., 525-547, Wiley and sons, Chichester, 1982.

- U. Schaltegger and F. Corfu, Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology, *Geodyn. Acta* 8, 82-98, 1995.
- U. Schärer and C. F. Gower, Crustal evolution in eastern Labrador: constraints from precise U-Pb ages, *Precambrian res.* 38, 405-421, 1988.
- H. Schoeler, La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère, *Bull. Carte géol. France* 175, 422, 1929.
- M. F. Schürch, Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe, PhD, Genève, 153, 1987.
- G. M. Stampfli, Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ?, *Eclogae Geol. Helv.* 86/1, 1-45, 1993.
- G. Stampfli, The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides, *Eclogae geol. helv.* 89, 13-42, 1996.
- R. H. Steiger and E. Jäger, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362, 1977.
- S. S. Sun and W. F. Mac Donough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes, *Geol. Soc. Spec. pub. Magmatism in the ocean basin*, 42, 313-345, 1989.
- P. Tapponnier, Evolution tectonique du système alpin en méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique, *Bull. Soc. Geol. France* 7, 437-460, 1977.
- R. Trümpy, Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines, *Bull. Soc. géol. France* 6, 217-231, 1955.
- M. Valladon, M. Polvé and B. Dupré, ICP-MS chemical analysis of geological samples. A new method for interferences and shift corrections, *Geostandards Newsletter*, in press.
- P. Vialon, P. Rochette and G. Ménard, Indentation and rotation in the western Alpin arc, M. P. Conrad Dietrich, D. and R. G. Park, eds., 329-338, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, London, 1989.
- G. J. Wasserburg, S. B. Jacobsen, D. J. De Paolo, M. T. Mc Culloch and T. Wen, Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundance in standard solutions, *Geoch. Cosmoch. Acta* 45, 2311-2323, 1981.
- D. York, Least squares fitting of a straight line, *Can. J. Earth Sci.* 44, 1079-1086, 1966.

CHAPITRE 2

Chapitre 2 : ÉVOLUTION P-T-t DE L'UNITÉ DU ROIGNAIS-VERSOYEN

2.1- INTRODUCTION :

Au cours de ce deuxième chapitre, nous présentons dans un premier paragraphe les résultats de l'étude des paragéneses métamorphiques dans le complexe du Versoyen. Ces résultats ont été publiés aux *Eclogae Geologicae Helvetiae* dans un article intitulé "Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France)". Cette étude a permis de déterminer les conditions de pression et de température des stades éclogitique, schiste bleu et schiste vert. Dans un deuxième paragraphe, la synthèse bibliographique des données concernant le métamorphisme du flysch de Tarentaise et des calcschistes du Petit-Saint-Bernard permet de préciser l'extension du métamorphisme éclogitique. Enfin, au cours du troisième paragraphe, nous présentons les résultats inédits des datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ces datations réalisées sur des phengites liées aux paragéneses métamorphiques, permettent d'établir l'évolution Pression-Température-temps (P-T-t) du domaine valaisan au cours de la rétro-morphose des éclogites.

2.2 MINÉRALOGIE MÉTAMORPHIQUE ET CONDITIONS P-T DU COMPLEXE DU VERSOYEN :

Nous ne traiterons, dans ce paragraphe, que les minéraux-clés susceptibles de caractériser les conditions Pression-Température (P-T) des métamorphismes.

Les compositions chimiques des minéraux métamorphiques ont été analysées à la microsonde électronique au Laboratoire de Micro Analyse Électronique de Lausanne (Suisse).

La microsonde utilisée est une CAMEBAX SX 50 équipée de 5 spectromètres permettant l'analyse électronique en dispersion de longueur d'onde (Wavelength Dispersive Spectrometry), complétés d'un spectromètre permettant celle en dispersion d'énergie (Energy Dispersive Spectrometry). Les standards utilisés correspondent à des étalons naturels (voir annexe). L'acquisition des données et les corrections PAP, effectuées suivant la méthode de Pouchou et Pichoir (1984), ont été réalisées à l'aide du programme QUANTIVIEWTM 2.0 de CAMECA Co. (Version Sun).

Tholéïtes

Façès Mineralogie	Bas degré	Schiste vert	Schiste bleu	Eclogite
Quartz				
Pumpellyite				
Prehnite				
Chlorite		-----		
Calcite		-----		
Stilpnomelane		-----		
Tourmaline		-----		
Albite			-----	
Actinote				
Epidote			-----	
Sphène				-----
Glaucophane 2		-----		
Phengite				
Omphacite				
Grenat				
Glaucophane 1				
Rutile				

Métasédiments

Façès Mineralogie	Bas degré	Schiste vert	Schiste bleu	Eclogite
Quartz				
Calcite				
Chlorite		-----		
Albite			-----	
Actinote				
Epidote				
Chloritoïde		-----		-----
Lawsonite				
Glaucophane				-----
Sphène				-----
Phengite				
Paragonite			-----	
Jadeite				
Fe-carpholite				
Grenat				

Tableau 2.a : Tableau récapitulatif des minéraux rencontrés et des différentes paragenèses métamorphiques dans les tholéïtes et les métasédiments du complexe du Versoyen (modifié d'après Schürch, 1987 et Goffé et Bousquet, sous presse).

2.2.I- Paragénèses métamorphiques :

Le complexe du Versoyen est affecté par un métamorphisme régional, polyphasé, de type éclogitique, schiste bleu et schiste vert. Les différentes paragénèses, récapitulées dans le tableau 2.a, sont les suivantes :

- Omphacite ± grenat ± glaucophane 1 ± zoïsite-clinozoïsite ± rutile ± quartz dans les tholéites et grenat ± jadéite ± chloritoïde ± ferrocapholite¹ dans les métasédiments pour le faciès éclogitique.
- Glaucophane 2 ± phengite ± épidote ± albite dans les tholéites et Glaucophane 2 ± phengite ± épidote ± lawsonite dans les métasédiments pour le faciès schiste bleu.
- Actinote ± albite ± chlorite ± grenat magnésien ± stilpnomélane ± quartz ± tourmaline pour le faciès schiste vert.

2.2.II- Données expérimentales et évaluation des conditions P-T :

2.2.II.A- Le Stade éclogitique :

Stabilité de la glaucophane :

Le champ de stabilité de la glaucophane à haute pression serait limité entre 24 et 28 Kb (Koons, 1982) par la réaction :

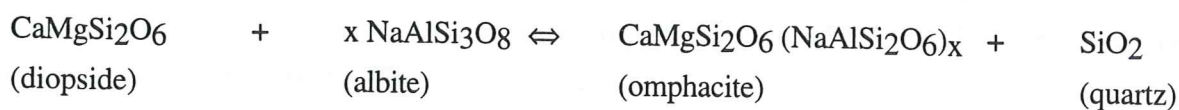


La limite de température se situe vers 550-600°C pour des pressions entre 10 et 24Kb (Maresch, 1977; Koons, 1982). A basse pression, la limite inférieure de stabilité se situe vers 4Kb (Maresch, 1977).

Le développement de la glaucophane dans les paragénèses métamorphiques des roches du Versoyen **limite donc la température à 550-600 °C** (Maresch, 1977).

Stabilité de l'omphacite :

L'omphacite est un terme intermédiaire de la solution solide jadéite-diopside (Jd-Di). Associée au grenat et en absence du plagioclase, elle est caractéristique des éclogites (Smith, 1983). L'omphacite n'est généralement pas liée à une réaction entre pôles purs, mais plutôt à l'équilibre :



¹ Goffé et Bousquet (sous presse)

La proportion de jadéite dans l'omphacite a tendance à augmenter avec la pression. La composition de l'omphacite est donc un indicateur barométrique (Holland, 1980). Cependant, Kushiro (1969) a montré que cette composition ne varie plus en fonction de la pression lorsque toute l'albite a disparu. En absence d'albite, l'omphacite ne permet donc qu'une estimation minimale de la pression. De plus, à partir d'une composition Jd₅₀-Di₅₀, le champ de stabilité de l'omphacite est très proche de la droite de réaction produisant la jadéite, ce qui limite l'utilisation des omphacites comme baromètre (Fig. 2.1).

La composition des omphacites du Versoyen varie de Jd₃₃ à Jd₄₇. Une telle composition correspond à une **pression minimale de l'ordre de 13 Kb** pour une température de 500°C.

Échanges Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène :

Des réactions d'échange de cations (principalement Fe-Mg) peuvent avoir lieu entre minéraux à l'équilibre chimique. Il est classiquement admis que la répartition de Fe et Mg entre le grenat et le clinopyroxène suit la réaction d'échange :



Cette répartition ne dépend que très peu de la pression. De nombreux travaux expérimentaux ont abouti à une multitude d'équations thermobarométriques (Raheim et Green, 1974; Ellis et Green, 1979; Ganguli, 1979; Saxena, 1979; Powel, 1985; Krogh, 1988). L'équation de Krogh (1988) a été retenue pour deux raisons: i) la composition des grenats utilisés par Krogh est proche de la composition des grenats des tholéites du Versoyen, ii) l'équation de Krogh (1988) tient compte des cations Mn²⁺, Na⁺ et Fe³⁺ qui entrent dans la composition du grenat, contrairement aux équations établies par Raheim et Green (1974) ou par Ellis et Green (1979).

Cette équation est la suivante :

$$T (^{\circ}\text{C}) = [(-6173(X_{\text{Ca}})^2 + 6731 X_{\text{Ca}} + 1879 + 10P(\text{Kb})) / (\text{Ln}Kd + 1,393)] - 273$$

avec $Kd = (\text{Fe}^{2+} / \text{Mg})_{\text{Grt}} / (\text{Fe}^{2+} / \text{Mg})_{\text{Cpx}}$

et $X_{\text{Ca}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe} + \text{Mg})$ du grenat

Le recoupement des thermobaromètres "proportion de jadéite dans les omphacites" et "échange Fe-Mg entre grenat et omphacite" indique une **température de 450°C ± 25 pour une pression minimale de l'ordre de 13 Kb** (Fig. 2.1).

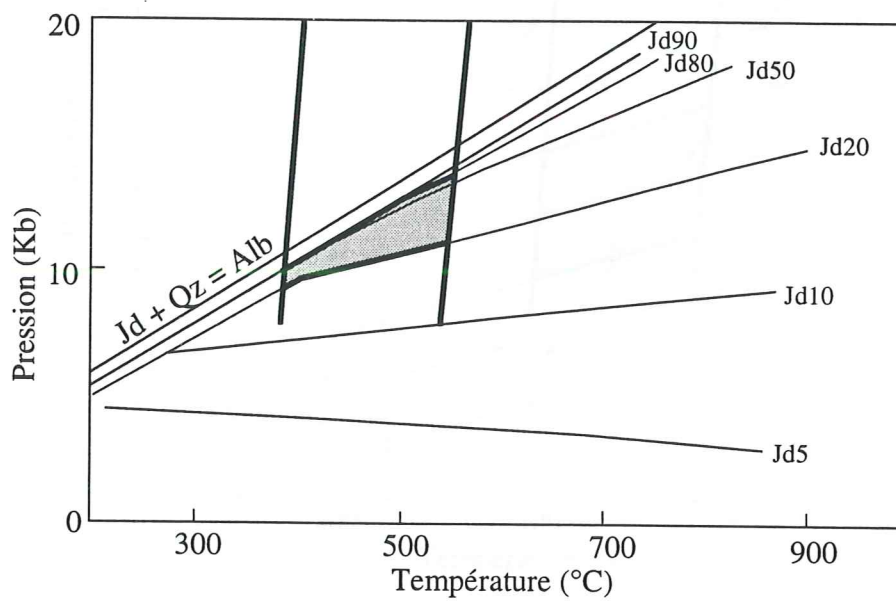


Figure 2.1 : Résultats thermobarométriques pour l'assemblage grenat-omphacite (Krogh, 1988). Champ de stabilité de l'omphacite d'après Holland (1983). Jd : jadéite, Jd50 : % de jadéite des omphacites, Qz : quartz, Alb : albite

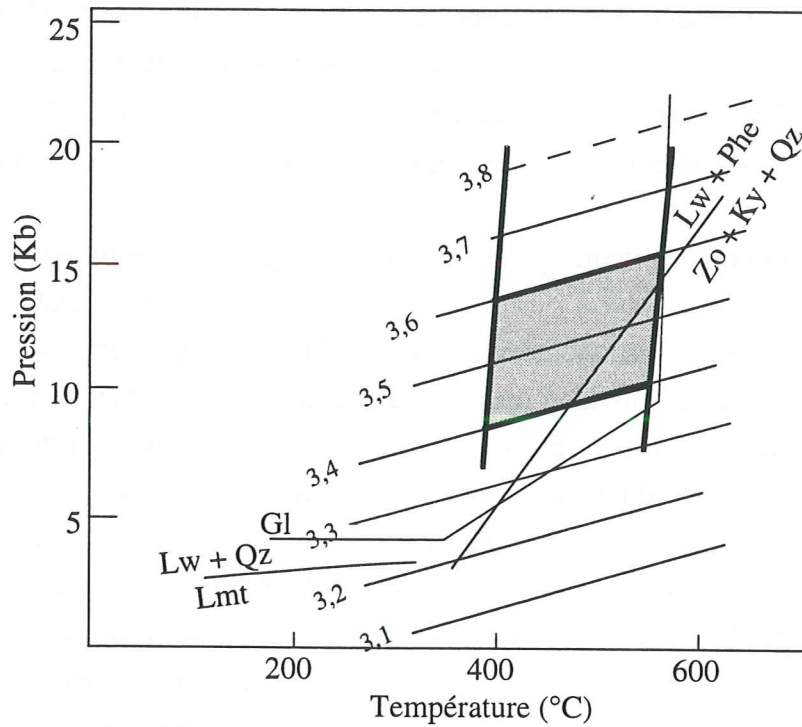


Figure 2.2 : Résultats thermobarométriques pour l'assemblage grenat-omphacite (Krogh,1988). Champ de stabilité de la phengite d'après Massone (1981), de la lawsonite d'après Nitsch (1972) et de la glaucophane d'après Maresch (1977). Gl : glaucophane, Qz : quartz, Lw : lawsonite, Lmt : laumontite, Zo : zoïsite, Ky : kyanite, Phe : phengite, (3,4) : taux de substitution phengitique.

Stabilité des phengites :

Les phengites représentent le terme intermédiaire de la solution solide muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ - céladonite $KAlMg(Si_4O_{10})(OH)_2$. Les phengites montrent différentes substitutions qui sont les suivantes :

- Échange $Fe^{2+} \Leftrightarrow Mg$ entre un pôle magnésio-céladonite et ferro-céladonite.
- Échange $Fe^{3+} \Leftrightarrow Al^{VI}$ entre un pôle Al-céladonite et ferri-céladonite.
- Échange $Na \Leftrightarrow K$ entre muscovite et paragonite.
- Échange $Mg\ Si \Leftrightarrow Al^{IV}\ Al^{VI}$ entre le site tétraédrique (la teneur en Si^{4+} augmente lorsque l'on s'éloigne du pôle "muscovite") et le site octaédrique (introduction de Mg dans le site).

Cette dernière substitution, appelée substitution "phengitique", dépend des conditions P, T de formation (Velde, 1965).

En 1967, Velde fut le premier à réaliser des expériences sur la stabilité des phengites en fonction de leur teneur en Si^{4+} et en présence de feldspath potassique, de phlogopite et de quartz. Ces expériences ont été réalisées à des pressions inférieures à 10Kb pour des températures comprises entre 300 et 600°C. Velde (1967) montre que la substitution phengitique a une signification thermo-barométrique à basse température et une valeur thermométrique pour les températures supérieures à 400°C. Cependant, la teneur en Si^{4+} des phengites dépend de la paragenèse (Brown, 1968; Guidotti, 1973). En fait, la substitution phengitique n'est maximale que si d'autres phases potassiques et ferromagnésiennes sont présentes.

En utilisant les mêmes assemblages que Velde (1967), Massone (1981) reprend les travaux expérimentaux sur les phengites pour des pressions atteignant 30Kb et des températures variant de 350 à 700°C (Fig. 2.2). Ses résultats montrent que le taux de substitution phengitique a une valeur barométrique sur toute la gamme de températures avec une tendance à sous-estimer les pressions pour les assemblages de haute pression et une tendance inverse pour les associations de basse pression.

Ses travaux confirment que les phengites sont de bons indicateurs des conditions métamorphiques. Lorsque les phases potassiques et ferromagnésiennes n'existent pas, il est toujours possible d'utiliser la teneur en Si^{4+} des phengites comme indicateur d'une pression minimale.

Les taux de substitution phengitique des roches du Versoyen varient de 3,4 à 3,6 ce qui donnent une **pression minimale de 8-15Kb** en accord avec les résultats précédents (Fig. 2.2). La variation des taux de substitution est compatible avec une baisse de la pression correspondant à l'évolution rétrograde du métamorphisme éclogitique.

2.2.II.B- Évolution rétrograde :

Stabilité de la lawsonite :

Les travaux expérimentaux ont montré que la lawsonite apparaît à basse pression à partir de la laumontite ($P < 2,5Kb$, $200 < T < 350^\circ C$) et disparaît vers 470°C pour 10Kb au profit de la zoisite et

d'un silicate d'alumine (Fig. 2.2; Newton et Kennedy, 1963; Nitsch, 1972; Heinrich et Althaus, 1980).

La présence de lawsonite rétrotransformée en zoïsite indique que **la baisse de pression s'effectue sans variation importante de la température** ($T \geq 400^\circ\text{C}$ pour $P = 8\text{Kb}$).

Stabilité des amphiboles calciques :

Les travaux expérimentaux (Shido et Miyashiro, 1959; Brown, 1977) ont montré qu'il existe une corrélation entre les teneurs en Na du site M4 des amphiboles calciques (composante "crossite") et la pression. La teneur en Na du site M4 est d'autant plus forte que la pression est élevée (Fig. 2.3).

La rétrotransformée de la glaucophane en actinote dans les tholéïtes du Versoyen marque le franchissement des 6Kb pour une température de 400°C . Les actinotes ont des teneurs en Na qui varient entre 0,8 et 0,15, ce qui correspond à une **baisse de la pression de 6 à moins de 2Kb**.

La fin de l'évolution rétrograde est marquée par l'apparition de la chlorite, de la prehnite et de la pumpellyite (Tab. 2.a).

2.2.III- L'évolution tectono-métamorphique des tholéïtes du Versoyen :

2.2.III.A- Présentation :

Dans le cadre d'un article (Cannic et al., 1996), nous avons présenté les paragenèses métamorphiques et l'évolution P-T des tholéïtes du complexe du Versoyen. Cette évolution est caractérisée par :

- un stade éclogitique HP-BT ($P > 13\text{ Kb}$ pour $425 < T < 470^\circ\text{C}$);
- une décompression vers le faciès schiste bleu, sans baisse importante de la température;
- à partir de 6-7 Kb, une diminution de pression et de température pour atteindre les conditions P-T de sub-surface.

Nous présentons ensuite l'évolution tectonique du complexe du Versoyen et discutons de son implication sur l'exhumation des éclogites.

2.2.III.B- Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France).

L'article qui suit est paru dans *Eclogae Geologicae Helvetiae*.

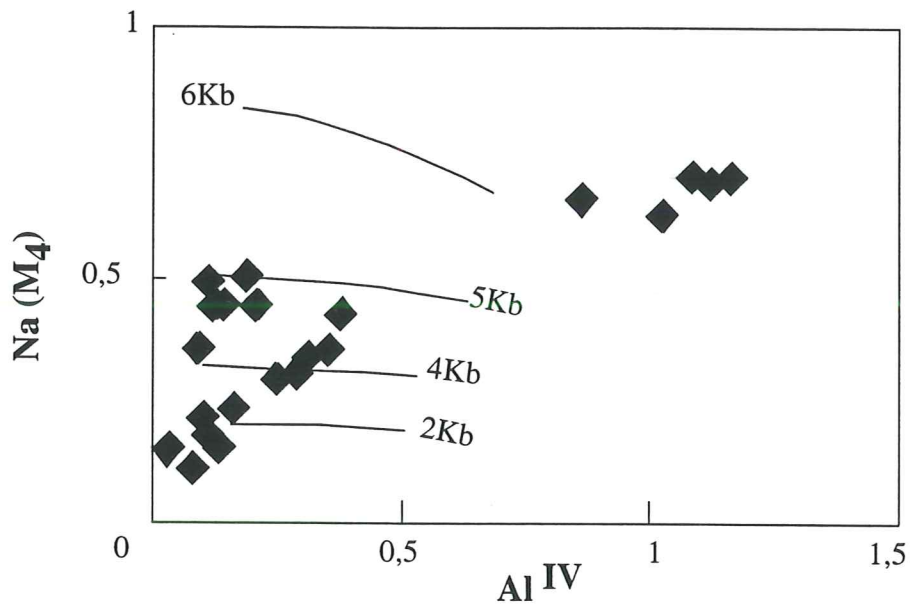


Figure 2.3 : Compositions des amphiboles calciques du Versoyen dans un diagramme Al^{IV} - $Na (M_4)$ permettant l'estimation de la pression (Brown, 1977).

Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France)

SÉBASTIEN CANNIC¹, JEAN-MARC LARDEAUX²,
JEAN-LOUIS MUGNIER¹ & JEAN HERNANDEZ³

Key words: Eclogitic metamorphism, P-T path, normal ductile fault, Roignais-Versoyen Unit, Valaisan domain, Western Alps

ABSTRACT

The Roignais-Versoyen Unit (Western Alps, France) offers the best preserved example of ultramafic-mafic rocks affected by eclogitic metamorphism in the Valaisan domain during the Alpine orogenesis. The Roignais-Versoyen unit is composed of the Valaisan flysch and the igneous sedimentary pile of the Versoyen (Versoyen complex).

The Versoyen complex shows three metamorphic stages which are characterized by: (1) A high-pressure – low-temperature (HP-LT) eclogitic stage giving rise to the development of omphacite ± Fe-garnet ± glaucophane 1 ± zoisite ± rutile ± quartz in the metagabbros and Fe-garnet ± jadeite ± chloritoid in the metasediments. (2) A blueschist stage producing the development of glaucophane 2 ± phengite ± zoisite-clinozoisite in the metagabbros and glaucophane 2 ± zoisite-clinozoisite ± lawsonite in the metasediments. (3) A greenschist stage corresponding to the growth of actinolite ± albite ± chlorite ± Mn-garnet ± stilpnomelane ± quartz ± tourmaline and of prehnite ± pumpellyite. Petrographical study allows to estimate the P-T condition of the eclogitic stage and the retro-morphic evolution under blueschist and greenschist facies conditions.

New structural data allow to precise a part of the tectonic evolution of the Roignais-Versoyen unit. Stretching lineation, extensional crenulation cleavage and drag folds verging to the SE indicate a top to the SE shearing under greenschist facies conditions. The location of the deformation allows to interpret the Versoyen complex as a normal ductile shear zone. In the Versoyen complex, earlier (under pre-greenschist facies conditions) deformation has been observed: the distribution of the textures within the laccoliths indicates a succession of normal and inverted limbs. This succession is explained by the presence of isoclinal folds verging to the NW.

We outline the relationships between the post-eclogitic evolution and the exhumation processes and we discuss the significance of the eclogitic facies metamorphism in the metamorphic zoneography of the Western Alps.

RESUME

L'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France) représente le meilleur exemple de métamorphisme éclogitique ayant affecté le domaine valaisan au cours de l'orogénèse alpine. Cette unité est constituée du flysch valaisan et de la série volcano-sédimentaire du Versoyen.

La série volcano-sédimentaire du Versoyen est affectée par un métamorphisme polyphasé de type éclogitique, puis schiste bleu et schiste vert. Les paragenèses observées sont: (1) omphacite ± grenat ± glaucophane 1 ± épidote ± rutile ± quartz dans les méta-gabbros et grenat ± jadeite ± chloritoïde dans les méta-sédiments pour

¹ ERS CNRS 129, Institut Dolomieu, 15 rue M. Gignoux, F-38031 Grenoble CEDEX

² URA CNRS 726, Université C. Bernard, Lyon I, F-69324 Villeurbanne CEDEX 07

³ UNIL Sciences de la Terre, Lab. de Micro Analyse Electronique, BFSH 12, CH-1015 Lausanne

le faciès écolitique, (2) glaucophane $2 \pm$ phengite \pm épidote \pm albite dans les méta-gabbros et glaucophane $2 \pm$ épidote \pm lawsonite dans les méta-sédiments pour le faciès schiste bleu et (3) actinote \pm albite \pm chlorite \pm grenat magnésien \pm stilpnomélane \pm quartz \pm tourmaline et prehnite \pm pumpellyite pour le faciès schiste vert. Une étude pétrographique a permis d'évaluer les conditions P-T du stade écolitique et de préciser l'évolution rétrograde des métamorphismes schiste bleu et schiste vert.

De nouvelles données structurales ont permis de préciser l'évolution tectonique de l'unité du Roignais-Versoyen. Une linéation d'étirement, des plans d'ECC (extensional crenulation cleavage) et des plis d'entraînement indiquent une déformation en cisaillement contemporaine du métamorphisme schiste vert. La déformation localisée essentiellement au sein de la série du Versoyen, correspond à un jeu normal vers le SE. D'autre part, au sein de la série du Versoyen, une déformation antérieure à cette déformation syn-schiste vert a été mise en évidence: la répartition des textures magmatiques au sein des laccolithes de la série volcano-sédimentaire du Versoyen démontre une alternance de polarité au sein de la série. Cette alternance pourrait être expliquée par un plissement isoclinal affectant la série.

Le jeu en faille normale de la zone du Versoyen permet ainsi d'expliquer une partie des processus d'exhumation responsables de l'évolution P-T de la série du Versoyen. Cependant, l'existence d'un métamorphisme écolitique remet en cause les schémas métamorphiques classiques établis pour les Alpes occidentales.

1. Introduction

Occurrences of eclogites are known for a long time in the Alpine belt (see for references Droop et al. 1990). In the internal zone of the western Alps, eclogites and jadeite-bearing rocks have been studied in details. Their formation is directly related to southwards and eastwards subduction of an oceanic domain and to a collision between Eurasia and Africa (Ernst 1971; Dal Piaz et al. 1972, Caby et al. 1978, Lardeaux et al. 1982, Selverstone 1985, Goffé & Chopin 1986, Pognante 1989a, Polino et al. 1990, Miller 1990). This oceanic closure led to the development of high-pressure (HP) assemblages in both oceanic and continental crusts and related sediments (Chopin 1987, Ballèvre 1986, Pognante 1989b, Lardeaux & Spalla 1991). This stage of the tectono-metamorphic evolution was achieved during early Alpine times (Cretaceous to Eocene age; Dal Piaz 1974, Desmons 1977, Rubie 1984, Oberhänsli et al. 1985, Carpena et al. 1986, Guillet et al. 1986, Hurford & Hunziker 1989). The suture of the oceanic domain is exposed along the Piemont-Ligurian domain as dismembered meta-ophiolitic suites i.e. Monviso and Rocciavré massifs, Suza, Lanzo and Aosta valleys, Zermatt-Saas zone (Ernst & Dal Piaz 1978, Lombardo et al. 1978, Pognante 1979, 1984, Barnicoat & Fry 1986, Colombi & Pfeifer 1986, Lardeaux et al. 1987, Reinecke 1991, Messiga & Scamballeri 1991).

At the scale of the belt, eclogite-facies rocks including locally coesite-bearing assemblages, occur in the axial internal domain of the Alpine chain (i.e. Austroalpine and Penninic nappe systems). However, it must be underlined that eclogitized ultramafic-mafic igneous rocks are not restricted to the Piemont-Ligurian domain but are also exposed in the Valaisan domain (Schürch 1986). The largest mafic body in this domain forms the Roignais-Versoyen Unit (RVU, Mugnier et al. 1993).

The aim of this paper is to precise (i) the location and the characteristics of the different metamorphic parageneses of the RVU and (ii) the tectonic evolution of this unit (particularly the part of tectonics in the exhumation processes of the eclogitic rocks). We discuss the assemblages in terms of pressure-temperature (P-T) path of the RVU and the tectonic implications at the scale of the Alpine belt.

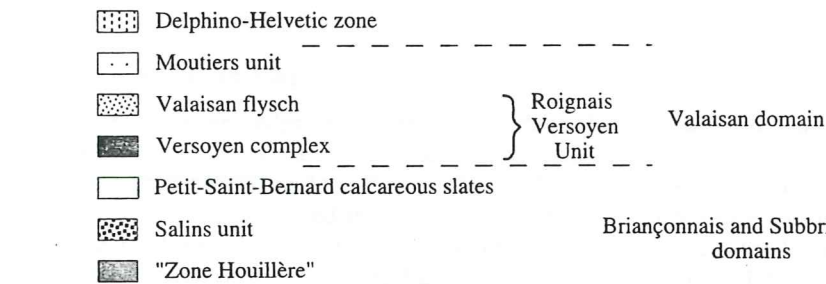
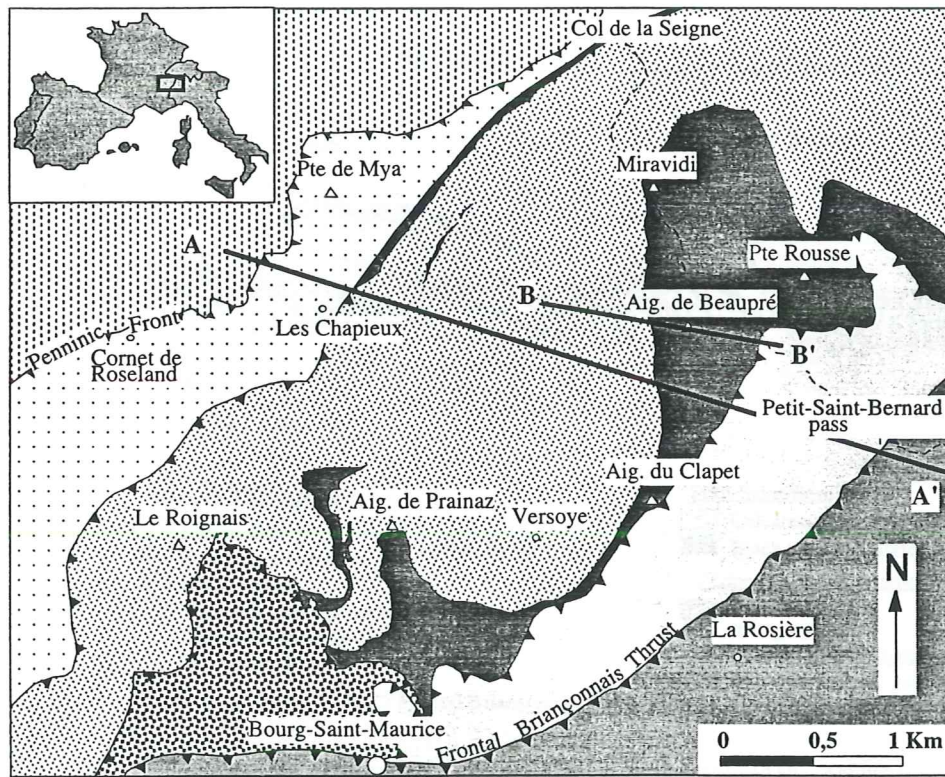


Fig. 1. Geological sketch map of the boundary of the Delphino-Helvetic zone, the Valaisan and Briançonnais domains in the Western Alps. The "Aiguille du Clapet", "Aiguille de Beauré", "Miravidi" and West of the "Pointe Rousse" are the sampling localities of the studied rocks. The locations of the geological sections represented in Figures 2 and 8 are shown by the lines A-A' and B-B' respectively.

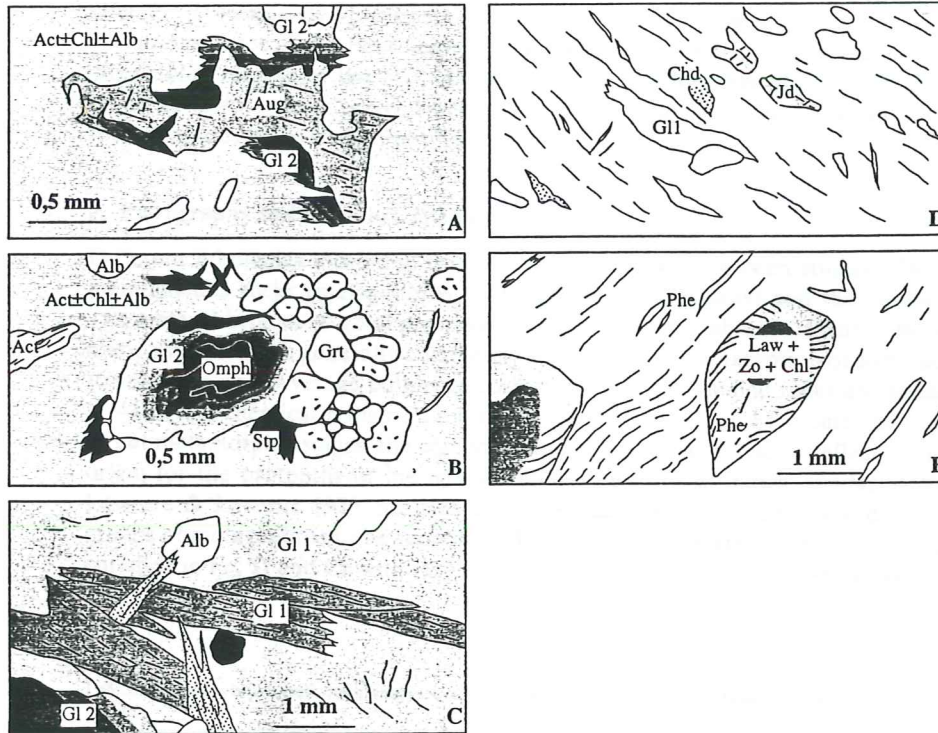


Fig. 3. Magmatic (A) and eclogitic assemblages in the meta-igneous rocks (A, B and C) and in the metasediments (D and E). (A) Relic of augitic pyroxene (Aug) pseudomorphosed in glaucophane 2 (Gl 2). (B) High-P assemblages in gabbros from group 1 with garnet (Grt) in equilibrium with sodic pyroxene (Omph) within an actinolite (Act), chlorite (Chl), stilpnomelane (Stp) and albite (Alb) matrix corresponding to the greenschist facies; porphyroblast of glaucophane 2 grows after sodic pyroxene. (C) high-P assemblage in the gabbros from group 2 with automorph and fine-grained glaucophane 1 (Gl 1). (D) Chloritoid (Chd), glaucophane 1 (Gl 1) and jadeite (Jd) in the glaucophanitic schist. (E) Euhedral relictual lawsonite retromorphosed in phengite (Phe) and chlorite (Chl).

Saint-Bernard unit. This unit is composed of Liassic calcareous slates and black shales (Antoine 1971) which are attributed to the Subbriançonnais domain (Fudral 1980).

At the scale of the belt, in the classical zonations of the Alpine metamorphism (see Frey et al. 1974, BRGM 1980, Goffé & Chopin 1988, Hunziker et al. 1992), the metamorphism of the RVU is usually considered as greenschist facies. However, previous mineralogical investigations have shown the polyphased character of the metamorphic evolution (Lasserre & Laverne 1976, Schürch 1986). Blueschist and eclogite facies were identified in various exposures of the Versoyen complex, especially in the "Aiguille du Clapet" and West of the "Pointe Rousse" areas (Schürch 1986).

The RVU forms an imbricated thrust sheet within a SE dipping stack of nappes (Barbier 1951, Trümpy 1955, Butler 1984). The most prominent compressional features are

(Fig. 2): (i) numerous SE dipping planes (Antoine 1971) leading to the thrusting of the calcareous slates of the Petit-Saint-Bernard above the Versoyen complex, (ii) N 40° isoclinal folds verging to the NW (Lancelot 1979), (iii) foliation plane dipping to the SE (from 20 to 45°) which corresponds to axial plane cleavage in the Valaisan flysch and in the calcareous slates of the Petit-Saint-Bernard.

3. Petrography and bulk-rock chemistry

Different lithologies located in the Versoyen complex, have been studied. They are the meta-igneous rocks (metagabbros, metadolerites, metabasalts) and the metasediments. The metagabbros show good preservation of the primary gabbroic textures, but the magmatic assemblage is generally completely replaced with the exception of some augitic pyroxene (Fig. 3a). Average bulk-rock compositions of the studied rocks are given in table 1. Although chemical redistribution may have affected these lithologies during the different metamorphic stages, the compositional characteristics tend to reflect the magmatic origin for the protoliths of the igneous rocks (tholeiitic affinities, similar to T-MORB, Lasserre & Laverne 1976, Schürch 1986, Cannic et al. 1993). Chemical data allow two groups of metagabbros to be separated. The group 1 rocks are depleted in Si and Al and enriched in Fe, Ti and Ca with respect to the group 2 rocks. These features are consistent

Tab. 1. Representative bulk-rock analyses of the tholeiitic rocks and the metasediments.

	Tholeiitic rocks		Metasediments	
	Group 1	Group 2	Black shales (1)	Glaucophanitic schists (2)
SiO ₂	49.81	51.06	55.42	49.52
Al ₂ O ₃	13.51	14.86	20.92	18.58
TiO ₂	2.75	1.95	0.97	0.76
FeO tot	13.28	10.05	6.23	5.52
MnO	0.20	0.28	0.19	0.26
MgO	4.97	7.59	3.08	2.88
CaO	8.53	4.49	1.63	4.55
Na ₂ O	4.44	5.54	1.26	7.19
K ₂ O	traces	traces	5.13	0.31
P ₂ O ₅	0.34	0.26	-	0.14
H ₂ O	-	-	-	3.19
CO ₂	-	-	-	2.44

1: Lasserre & Laverne, 1976

2: Schürch, 1987

with the petrographic evidence which suggests that the group 1 rocks contain more rutile and ferrostilpnomelane and are richer in Ti-augite relicts. On the other hand, the higher Na values can be explained by differentiation processes and/or metamorphism in oceanic environment (Lasserre & Laverne 1976).

The eclogitized mafic rocks crop out in several places in the Versoyen complex. Most frequently, the eclogitic assemblages are observed in the largest mafic bodies (metagabbros in the thickest sills located in the "Aiguille du Clapet", in the "Haut vallon de Beaupré" near the "Aiguille du Beaupré", in the "Miravidi" or in the "Pointe Rousse", refer to figure 1 for location). These HP assemblages have been recognized in glaucophanitic schists (in the "Aiguille du Clapet", Schürch 1986) and in the black shales (in the "Haut vallon du Beaupré"). In the small mafic bodies (metabasalts and metadolerites), the observed parageneses correspond to blueschist and greenschist facies.

3.1 Eclogitic stage

The metagabbros are the most suitable to describe the development of the HP minerals in the tholeiitic rocks of the Versoyen complex. Omphacite \pm garnet \pm glaucophane 1 \pm zoisite-clinozoisite \pm rutile \pm quartz are the common minerals in eclogitic metagabbros of the group 1 (Fig. 3b). The main pseudomorphic replacements are (i) omphacite after augite, (ii) Ca-Fe rich garnet after plagioclase and (iii) rutile after Fe-Ti ores. The average grain size of omphacite is 1–2 mm. Some of these have conserved the blasto-ophitic structure of the augitic pyroxene. Garnet appears as cracked crystal, very rich in small inclusions of quartz, amphiboles, phengites. The grain size of glaucophane 1 is 2–4 mm. The eclogitic paragenesis in the metagabbros of the group 2, is characterized by the assemblage omphacite \pm glaucophane 1 \pm zoisite-clinozoisite \pm quartz-rich. The large porphyroblasts of omphacite (3–5 mm) grow after the magmatic pyroxene and are generally pseudomorphosed in glaucophane 2. Zoisite and small (<3 mm) glaucophane 1 are present in the finely-recrystallized matrix (Fig. 3c).

The eclogitic paragenesis recognized in the glaucophanitic schists (metasediments), see table 1 for the bulk rock composition (Schürch 1986), is characterized by the assemblage garnet \pm jadeite \pm chloritoid surrounded by a fine-grained matrix (Fig. 3d). The black shales exceptionally show some relicts of euhedral lawsonite pseudomorphosed in phengite (Fig. 3e).

3.2 Retromorphic stages

The earliest retromorphic assemblage, identified in the meta-igneous rocks, is: glaucophane 2 \pm zoisite-clinozoisite \pm phengite \pm paragonite \pm albite. Glaucophane 2 is different from glaucophane 1: (i) glaucophane 2 grows at the expense of omphacite while the association of glaucophane 1 and omphacite is observed exceptionally, (ii) its grain size (5–8 mm) is longer than the grain size of glaucophane 1, (iii) optically, glaucophane 2 is strongly zoned, with dark cores showing opaque oxide inclusions. The cores usually evolve into blue and pale-blue margins. Glaucophane 2 may correspond to the low-pressure (LP) glaucophane after Ernst (1968). In the metasediments, the retromorphic assemblage is glaucophane 2 \pm zoisite-clinozoisite \pm phengite \pm paragonite. Small (less than 1 mm) zoisite-clinozoisite grows at the expense of relictual lawsonite.

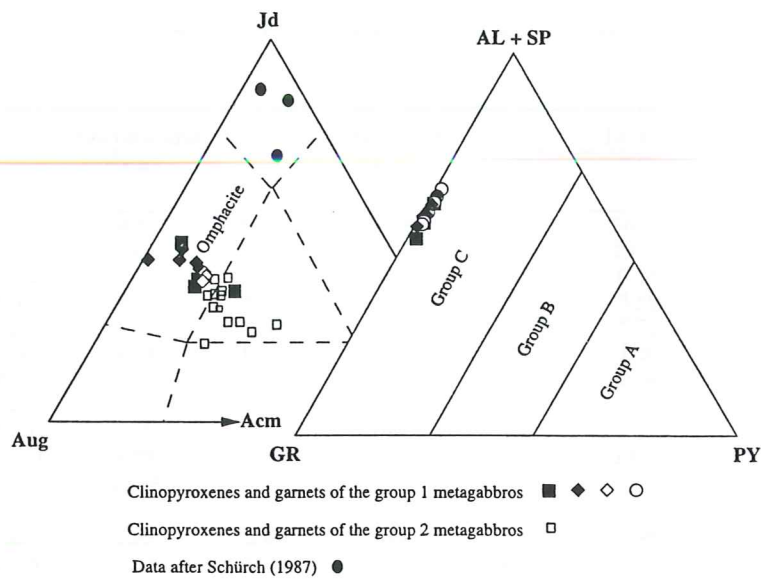


Fig. 4. Average pyroxene and garnet compositions plotted after Essene & Fyfe (1967) and Coleman et al. (1965), respectively. Pyroxene end-members are jadeite (Jd), augite (Aug) and acmite (Acm); garnet end-members are almandine + spessartine (AL + SP), grossular (GR) and pyrope (PY). Also shown are the composition fields (after Coleman et al. 1965) of garnets from eclogites associated with kimberlites and garnet peridotites (group A), of garnets from eclogites associated with gneisses and migmatites (group B), and of garnets from eclogites associated with blueschist (group C).

The end of the retromorphic evolution is characterized by the LP recrystallization under greenschist facies conditions and finally, in very lower grade. The common assemblages are green-amphibole (actinolite-tremolite) \pm albite \pm chlorite \pm Mn-garnet \pm Fe-epidote \pm stilpnomelane \pm quartz \pm tourmaline and prehnite \pm pumpellyite. Large porphyroblasts of actinolite grow after glaucophane 2 and small euhedral actinolites grow at the expense of glaucophane 1 in the fine-grained matrix. The other retromorphic replacements are: chlorite after actinolite and pumpellyite after clinozoisite and/or lawsonite.

In summary, considering the well preserved relictual assemblages, the metamorphic history of the Versoyen complex is characterized by an eclogitic event followed by retrogression under blueschist and greenschist facies conditions.

4. Mineral chemistry and P-T path

The mineral chemistry has been studied in order to estimate the P-T conditions from the metamorphic assemblages. Composition of the metamorphic phases were determined in the Laboratoire de Micro Analyse Electronique, Université de Lausanne, with a CAME-BAX microprobe operating at 15 KV, 15 nA and using natural minerals as standards. The integration time was 20 s. Representative mineral compositions are listed in tables 2 to 6.

Tab. 2. Representative analyses of clinopyroxene in the metagabbros and the glaucophanitic shists (formula based on 6 oxygens).

	Chloromelanite		Omphacite		Jadeite
	93-43	94-82	94-90	94-90	740
SiO ₂	54.53	55.53	53.78	53.90	56.97
Al ₂ O ₃	5.89	11.08	9.25	9.87	19.68
TiO ₂	0.09	0.09	0.04	0.00	0.15
FeO	15.01	6.95	13.40	11.26	5.59
MgO	5.42	5.91	2.96	4.33	0.72
CaO	9.03	11.89	11.67	12.61	1.20
MnO	0.30	0.19	1.07	0.14	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.00	—
NiO	0.00	0.01	0.45	0.00	—
Na ₂ O	9.08	7.64	7.35	7.13	13.91
Σ	99.36	99.33	99.97	99.24	98.26
Si	1.99	2.00	1.98	1.98	1.99
ALIV	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
AlVI	0.24	0.47	0.39	0.41	0.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.29	0.32	0.16	0.24	0.04
Fe 3+	0.41	0.06	0.15	0.12	0.14
Fe 2+	0.05	0.15	0.26	0.23	0.03
Ca	0.35	0.46	0.46	0.50	0.04
Mn	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	—
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	—
Na	0.64	0.53	0.53	0.51	0.94
Jadeite	23.97	47.21	39.13	40.07	79.94
Augite	36.31	46.47	46.95	50.04	6.29
Acmite	39.72	6.31	13.93	9.88	13.77

4.1 Clinopyroxene

Mineral compositions are given in table 2 and plotted in the Jd-Aug-Ac diagram (Fig. 4) of Essene and Fyfe (1967). Generally, the analyzed clinopyroxenes are omphacite in metagabbros of the group 1 and chloromelanite in metagabbros of the group 2. Jadeite contents in omphacite, calculated according the method of Cawthorn and Collerson (1974), range from Jd₃₂ to Jd₄₇. Acmite contents range between 0 to 24% in the metagabbros of the group 1 and between 19 to 34% in the more retromorphosed sample (metagabbros of the group 2, 93-43). Chemical analyses of jadeite in metasediments studied by Schürch (1986), are presented in the same diagram.

Tab. 3. Representative analyses of garnet in the metagabbros (formula based on 6 oxygens).

	Grt 1 94-90.18				Grt 2 94-89.05			
	Cores		Rims		Cores		Rims	
SiO ₂	36.74	37.28	37.05	37.26	37.85	37.02	37.20	37.55
Al ₂ O ₃	20.34	20.59	20.53	20.63	21.46	20.31	20.88	20.79
TiO ₂	0.08	0.13	0.17	0.20	0.22	0.31	0.16	0.15
FeO	22.44	22.21	19.91	20.16	17.82	17.87	19.44	20.17
MgO	0.15	0.15	0.16	0.12	0.34	0.17	0.24	0.27
CaO	13.41	14.29	15.64	15.63	16.96	17.18	15.80	15.38
MnO	6.82	5.92	5.93	6.03	6.58	7.12	6.29	5.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.14	0.03	0.03
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Σ	100.00	100.60	99.46	100.05	101.33	100.18	100.12	100.24
Si	2.96	2.98	2.98	2.98	2.96	2.96	2.96	2.99
Al IV	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01
Al VI	1.90	1.91	1.92	1.92	1.95	1.87	1.93	1.94
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03
Fe 3+	0.09	0.08	0.07	0.07	0.04	0.11	0.06	0.05
Fe 2+	1.42	1.40	1.27	1.28	1.13	1.08	1.23	1.29
Mn	0.47	0.40	0.40	0.41	0.44	0.48	0.42	0.40
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	1.16	1.22	1.35	1.34	1.42	1.47	1.35	1.31
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Y	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X	3.06	3.05	3.04	3.04	3.03	3.07	3.05	3.03
% Alm	47.95	47.47	43.06	43.36	38.07	37.69	41.83	43.54
% Spe	14.76	12.83	12.98	13.13	14.24	15.21	13.72	12.88
% Gros	36.73	39.13	43.32	43.05	46.40	46.43	43.54	42.53
% Pyr	0.56	0.56	0.64	0.46	1.30	0.66	0.92	1.04

4.2 Garnet

Average garnet compositions are given in table 3 (according to the method of Rickwood 1968) and plotted in terms of mole per cent pyrope, almandine + spessartine and grossular in figure 4. The garnet compositions correspond to eclogitic garnets associated with glaucophanitic schist (Coleman et al. 1965).

The garnets in the igneous rocks are almandine-pyrope grossular-spessartine solid solutions with 37 to 47% almandine and 38 to 47% grossular. The chemical compositions of the garnets allow to distinguish two types of garnets: the garnet 1 (94-90) is almandine rich (Alm > 44%) with respect to garnet 2. Occasionally, the garnets 1 are zoned with al-

Tab. 4. Representative analyses of sodic (formula based on 15 = total cations less (Ca+Na+K) and $Fe^{3+} = 46$ - sum of all cation charge assuming all iron as ferrous) and calcic amphiboles (formula based on 13 = total cations less Ca, Na and K).

	Metagabbros			Metasediments		Metagabbros
	Glauco 1	Glauco 2		Cores Glauco	Rims Riebeckite	Actinolite
		Cores Crossite	Rims Glauco			
SiO ₂	52.21	53.23	54.03	56.09	55.64	53.48
Al ₂ O ₃	10.87	8.18	10.17	11.14	1.43	2.05
TiO ₂	0.05	0.07	0.07	0.17	0.05	0.04
FeO	20.93	25.46	21.43	14.63	17.34	13.82
MgO	3.535	2.54	3.56	7.40	13.23	14.98
CaO	2.02	0.70	0.58	0.63	3.62	10.03
MnO	0.23	0.15	0.38	0.10	0.10	0.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02
NiO	0.07	0.05	0.02	0.05	0.00	0.00
Na ₂ O	6.12	6.47	6.61	6.92	5.81	2.01
K ₂ O	0.10	0.03	0.01	0.02	0.00	0.10
Σ	96.15	96.89	96.87	97.17	97.24	96.79
Si	7.66	7.87	7.86	7.87	7.64	7.72
Al IV	0.34	0.13	0.14	0.13	0.36	0.28
Al VI	1.54	1.29	1.61	1.71	0.39	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe 3+	0.55	0.69	0.38	0.26	1.57	0.51
Mg	0.77	0.56	0.77	1.55	1.98	3.22
Mn	0.03	0.02	0.05	0.01	0.04	0.03
Fe 2+	2.10	2.44	2.18	1.44	1.00	1.15
Fe 2+	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
Ca	0.32	0.11	0.09	0.09	0.54	1.55
Na	1.68	1.85	1.86	1.88	1.46	0.45
Na	0.06	0.00	0.00	0.00	0.15	0.11
K	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02

mandine enrichment towards their cores and grossular enrichment towards their rims (sample 94-90.18), then almandine and grossular display an antithetic pattern in the garnet 2 (sample 94-89.05).

4.3 Amphiboles

Alkali amphiboles, which are present in the igneous rocks and glaucophanitic schists show a compositional evolution (Tab. 4 and Fig. 5).

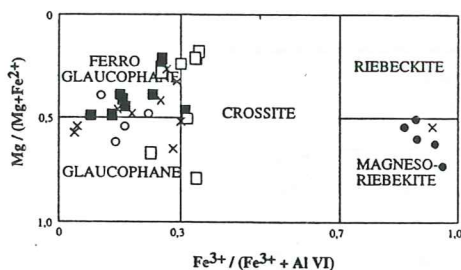


Fig. 5. Composition of the alkali amphiboles from the metagabbros and the metasediments in the Miyashiro-type diagram. Metagabbros: glaucophane 1 (cross symbols), cores and rims of glaucophane 2 (open and full squares respectively). Metasediments: cores of glaucophane 2 (open circles) and rims of glaucophane 2 (full circles).

Tab. 5. Representative analyses of mica (formula based on 12 oxygens with 6 = total cation less Ca+Na+K).

	Phengite			
	Metagabbros		Metasediments	
	93-34	93-21	93-09	94-94
SiO₂	55.58	54.19	50.74	51.11
Al₂O₃	25.92	28.80	35.68	27.95
TiO₂	0.14	0.06	0.21	0.17
FeO	2.75	2.87	0.79	2.42
MgO	4.01	2.89	0.91	3.10
CaO	0.00	0.00	0.02	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02
Na₂O	0.04	0.31	0.92	0.25
K₂O	8.71	9.02	8.18	9.81
Σ	97.15	98.15	97.45	94.85
Si	3.51	3.43	3.21	3.37
Al IV	0.47	0.57	0.79	0.62
Al VI	1.47	1.57	1.86	1.55
Fe	0.15	0.15	0.04	0.13
Mg	0.38	0.27	0.09	0.30
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.04	0.11	0.03
K	0.70	0.73	0.66	0.83
Z	4.00	4.00	4.00	4.00
Y	2.00	2.00	2.00	2.00
X	0.71	0.77	0.77	0.86

Tab. 6. Representative analyses of Lawsonite (formula based on 8 oxygens).

Lawsonite 93-07		
SiO ₂	38.52	38.71
Al ₂ O ₃	31.92	32.04
TiO ₂	0.10	0.00
FeO	0.51	0.47
MgO	0.04	0.00
CaO	17.77	18.09
MnO	0.0	0.00
Na ₂ O	0.03	0.06
K ₂ O	0.00	0.00
Σ	88.89	89.37
Si	2.01	2.01
Al IV	0.00	0.00
Al VI	1.96	1.96
Fe ²⁺	0.02	0.20
Mg	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00
Ca	0.99	1.01
Na	0.00	0.01
K	0.00	0.00
Σ	5.00	5.01

According to the classification of Leake (1978), the cores of the amphiboles are glaucophane and/or Fe-glaucophane in the schists and their rims show a range of composition from riebeckite to Mg-riebeckite. The alkali amphiboles in the metagabbros are crossite in the cores and glaucophane and/or Fe-glaucophane in the rims. The latter chemical evolution could result from the retrogressive evolution during blueschist metamorphism.

Calcic amphiboles (actinolite and actinolite-hornblende) grow at the expense of the alkali amphiboles. The replacement of Na by Ca within the B site of the amphiboles corresponds to the retrogressive evolution under greenschist facies conditions.

4.4 White mica

Phengite and paragonite are the most common micas observed in the RVU. Representative analyses are given in table 5. Large grain size (2–4 mm) porphyroblasts of paragonite coexist with phengites which generally underline the foliation plane. The celadonite substitution in the analyzed phengites from the metasediments and from the metagabbros, ranges between 3.08 and 3.61, with higher values for phengites from tholeiites ($3.40 < \text{Si}^{4+} < 3.56$). In the black shales, phengites occurring as pseudomorphic crystals show lower Si^{4+} values (3.08 to 3.40). These lower values can be the result of the particular chemistry of the black shales which are alumina-rich (chloritoid and chlorite occurrences). The association chloritoid-chlorite limits the celadonite substitution (Chopin 1981).

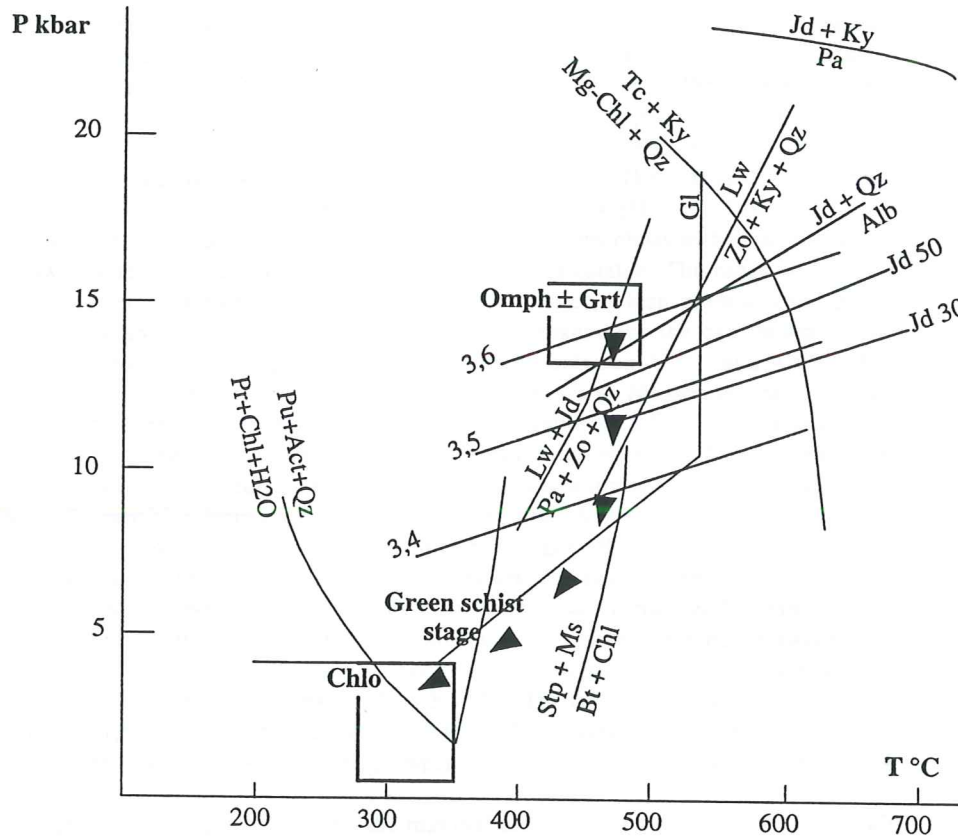


Fig. 6. P-T path of the studied rocks. Glaucofanite (Gl) stability after Maresch (1977). Pump+Act+Qz \rightarrow Pr+Chl+H₂O and Pump+Chl+Qz \rightarrow Czo+Tr+H₂O after Nitsch (1971). Biotite (Bt) stability after Nitsch (1970). Isoleths of Si⁴⁺ content in phengite barometer after Massone & Schreyer (1987), Alb \rightarrow Jd+Qz and stability of the omphacite (Jd₅₀) after Holland (1980). Lawsonite-zoisite transition after Heinrich & Althaus (1980) and Newton & Kennedy (1963). Jd+Ky \rightarrow Pa after Holland (1979). Tc+Ky \rightarrow Mg-Chl+Qz after Massone et al. (1981).

4.5 Lawsonite

Some relicts of lawsonite occur in the black shales. Representative analyses are given in table 6. Two types of occurrences are distinguished: (1) fine-grained (less than 0.2 mm) lawsonite with phengite in the matrix, (2) largest grain size (2–4 mm) euhedral relicts of lawsonite which generally show their cores retromorphosed in zoisite and their rims retromorphosed in phengite.

4.6 *P-T* path of the Versoyen complex (Fig. 6)

In the meta-igneous rocks, the development of glaucophane in the eclogitic parageneses suggests temperatures lower than 550°C. The eclogitic assemblage sodic clinopyroxene ± garnet ± quartz allows the jadeite content in Na-pyroxene (Holland 1980, 1983) and the Fe-Mg exchange equilibria between coexisting garnet-pyroxene pairs (Raheim & Green 1974, Ellis & Green 1979, Ganguli 1979, Saxena 1979, Powel 1985, Krogh 1988) to be used for pressure and temperature determination respectively. The maximal jadeite content of omphacite indicates a minimal pressure of about 13 kb (Holland 1980). The contemporaneous development of garnet and omphacite porphyroblasts within the metagabbros allows the temperature of the eclogitic stage to be calculated. The range of $X^{\text{Gt}_{\text{Ca}}} = 0.43\text{--}0.45$ implies to choose the Krogh (1988) thermometer, which considers the partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between garnet and clinopyroxene for the calculation of K_d . Using this approach, the temperature estimates range between 425°C and 470°C. According to the experimental works of Massonne (1981) and Massonne and Schreyer (1987), the Si^{4+} content of phengites found in the metagabbros (3.4–3.6) indicates a minimal pressure range between 10 and 15 kb for a temperature lower than 500°C. This value is consistent with the occurrence of chloritoid instead of straurolite in the metasediments.

The early transition from lawsonite to zoisite (Heinrich & Althaus 1980) suggests that the decompression is accompanied by a temperature higher than 400 °C. The transition from glaucophane 2 to actinolite indicates a pressure decreasing from 7–8 kb to lower than 4 kb. Using the Na (M4) contents in calcic amphiboles (Shido & Miyashiro 1959, Brown 1977), the compositions of the actinolites suggest a pressure range between 6 to 2.5 kb and the assemblage prehnite ± pumpellyite ± actinolite ± quartz indicates a temperature range between 375° to 200°C (Nitsch 1971). The cation site occupancy thermometer for chlorite and illite (Cathelineau & Nieva 1985, Cathelineau 1988, Schiffman & Fridleifsson 1991) yields a temperature between 275 to 350°C for a pressure lower than 4 kb.

In summary for the eclogitic stage, the minimal pressure is estimated about 13–15 kb for a temperature ranging between 425°C and 470°C. After a decompression without significant temperature decrease, the *P-T* conditions are estimated 6–2.5 kb and lower than 375 °C for the greenschist stage and lower than 4 kb and 275°–350 °C for the lower grade stage.

5. Tectonic evolution

This section focuses on finite strain markers corresponding to the normal ductile shearing and to the earliest folding of the Versoyen complex.

5.1 *Normal shearing in the Roignais-Versoyen unit*

In the Roignais-Versoyen unit, the foliation plane dipping 20–45° towards the SE, is distorted by a later planar fabric (Fig. 7). This SW-NE fabric dips about 40 to 60° towards the SE and took place during the greenschist condition. This planar fabric corresponds to an extensional crenulation cleavage ("ECC"; Platt & Vissers 1980). These ECC represent the ductile microscale shear bands produced by a shearing strain along the axial plane cleavage.

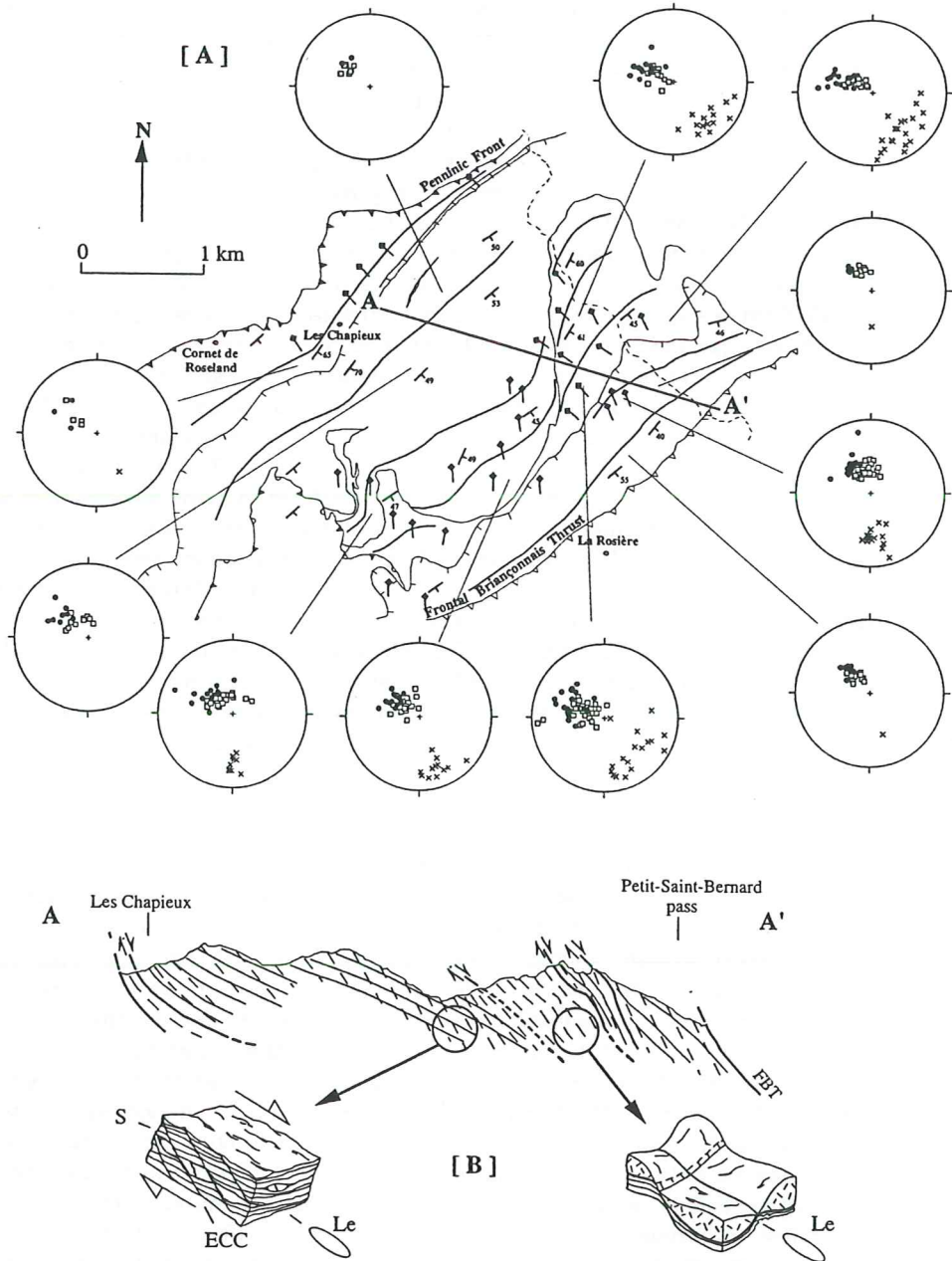


Fig. 7. [A] Trajectories map of the extensional crenulation cleavage and orientation of the stretching lineation in the Roignais-Versoyen Unit. Stereogram of stretching lineation (cross symbols), axial plane cleavage (open squares) and extensional crenulation cleavage (full circles), lower hemisphere (equal area projection). [B] Structural section showing the relation between the axial plane cleavage (S, full line) dipping $20\text{--}45^\circ$ towards the SE and the extensional crenulation cleavage (ECC, dashed lines) dipping $45\text{--}75^\circ$ towards the SE.

A stretching lineation striking N140 to N160° is marked by actinolite, chlorite and phengite. Those minerals correspond to the retrograde greenschist facies metamorphism. The stretching lineation occurs in the Versoyen complex, in the inverted limb of the Valaisan flysch synform, in the black shales of the "Petit-Saint-Bernard" unit (in the "Roc de Belleface") and in the Carboniferous schist in the "vallée des Chapieux" (Fig. 7a). The observation of the ECC in a plane oriented perpendicularly to the foliation plane and parallel to the stretching lineation, allows to interpret this lineation as the direction of movement during the shearing strain in greenschist condition.

The dip of the ECC is steeper than the foliation plane (Fig. 7b). The ECC reveal a regional shearing corresponding to the displacement of the upper units towards the SE. The displacement marks a normal movement along a shear plane dipping towards the SE. The deformation, very strong inside the Versoyen complex, decreases in the Valaisan flysch and in the Petit-Saint-Bernard unit. This finite strain gradient explains the development of the stretching lineation inside the Versoyen complex and the tectonic transposition of the meta-igneous-sedimentary pile. Actually, the Versoyen complex can be considered as a normal ductile shear zone. This movement also generates some N 20–40° drag folds verging to the SE.

The meta-igneous rocks of the Versoyen, the sandstone beds in the Valaisan flysch and the limestone beds in the calcareous slates of the "Petit-Saint-Bernard" are affected by a "chocolate tablet boudinage" (Ramsay & Huber 1987). This bed-thinning is compatible with the normal shearing strain.

The ECC presents the same orientation in normal and inverted limbs of the isoclinal folds. This structural relationship between the ECC and the axial plane cleavage indicates that the top to the SE shearing postdates the thrusting movement towards the NW. A later brittle deformation is characterized by normal faults dipping towards the SE. This brittle deformation succeeds the normal ductile shearing.

5.2 *Isoclinal folds in the Versoyen complex*

In spite of the tectonic transposition of the Versoyen complex, it is possible to recognize earlier structural features: a NW-SE cross section through the Versoyen complex shows a succession of laccoliths and black shales dipping to the SE. This succession although apparently expressing the original sedimentary and magmatic pattern (Loubat 1984, Schürch 1986) is more complex (Fig. 8a). The polarity of the stratigraphic succession in the Versoyen complex has been established using the distribution of textures within the doleritic-gabbroic ultramafic-mafic laccolith and the shape of the pillows in the basaltic flows. Where the undeformed laccoliths are thick enough to show gabbroic or ultramafic composition, the polarity of the sequence is determined by the presence of cumulate ultramafic-mafic rocks and/or intersertal gabbros located at the base of laccolith, just above the lower chilled margin, while the uppermost part of the laccolith is composed of dolerite with ophitic texture, located immediately beneath the upper chilled margin. This distribution of textures reflects the evolution of bulk-rocks compositions within the thickest laccoliths (Lasserre & Laverne 1976). Using this approach, the meta-igneous rocks present a succession of normal and inverted stratigraphic polarity (Fig. 8b). These sequences suggest the presence of 10 m to 100 m scale isoclinal folds verging to the NW whose limbs and axes are difficult to observe. Nevertheless, an isoclinal fold is well ex-

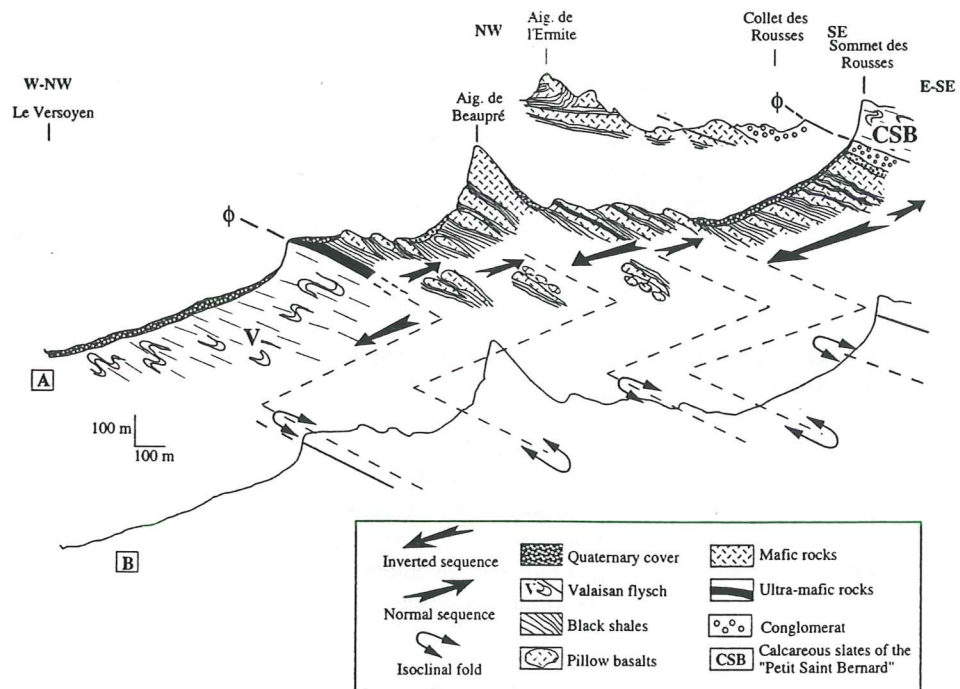


Fig. 8. [A] WNW-ESE cross section through the "Haut vallon du Beaupré" (Versoyen complex). [B] Sketch across section showing the inferred fold axes.

posed at the "Pointe de l'Ermitte" (Lasserre & Laverne 1976), and numerous centimeters to hectometers scale isoclinal folds have been observed within the adjacent Valaisian flysch. The foliation plane dipping towards the SE observed in the black shales can be interpreted as the axial plane cleavage of the isoclinal folds.

The lateral terminal tips of the laccoliths are intrusive within the sediments. Nonetheless, faults (or shear zones) parallel to the laccoliths cannot be precluded, as intense cleavage is frequently observed, and as thrust contact is also observed (Lasserre & Laverne 1976).

6. Discussion and conclusions

6.1 Characteristics of the HP metamorphism

The HP assemblages observed in the tholeiitic rocks (metagabbros, metabasalts) and in the metasediments (black shales, glaucophanitic schists) indicate that the eclogitic metamorphism was widespread in the different lithologies of the Versoyen complex. These

eclogites have recrystallized under high pressure (> 13 kb) and very low temperature (< 425 – 470°C). In the Western Alps, such characteristics are similar to the HP conditions observed in some ophiolitic units and Penninic basement nappes (Rocciavré massif, Pognante & Kienast 1987, Bouffette 1993; Monviso, Lardeaux et al. 1987; Vanoise massif, Platt & Lister 1985; Ruitor, Caby & Kienast 1989; Val Campiglia; Benciolini et al. 1984). The eclogite presents a lower temperature than the Zermatt-Saas ophiolitic suites (Meyer 1983, Fry & Barnicoat 1987, Reinecke 1991). However, the age of the HP metamorphism of the Versoyen complex is still not determined.

6.2 *Post-eclogitic evolution and exhumation processes*

The post-eclogitic evolution is very well preserved in the Versoyen complex and suggests a decompressional path without significant temperature decrease. The HP event has affected the totality of the Versoyen complex; however, the later deformation under greenschist facies conditions is very strong and the HP parageneses are only preserved in the less deformed domains (i.e. the core of the thickest sills). The deformation under greenschist facies conditions indicates a normal movement of the units towards the SE. This normal fault is compatible with the distribution of fission-track ages in the external crystalline massifs and the northern Penninic nappes that suggests an important normal fault component during the Neogene (Seward & Mancktelow 1994). Such a tectonic denudation could explain a part of the exhumation processes under greenschist and lower grade conditions. However, the deformation under eclogitic and blueschist conditions have never been observed. In that case, the mechanism responsible for the pre-greenschist exhumation of the HP rocks remains unknown.

Several models consider the Versoyen complex as a klippe of Piemont units (Schoeller 1929, Bocquet 1974). These models suggest (1) an early eclogitic metamorphism of the Piemont units, (2) a tectonic emplacement of the Piemont units above the Briançonnais and the Valaisan domains and (3) the thrusting of the Briançonnais and Subbriançonnais domains above the Versoyen complex. These models appear incompatible with the retrotectonic evolution of the RVU as discussed here. Accordingly, the SE-dipping normal fault and the burial of the Versoyen complex (from 50 to 60 km depth), may indicate that the Versoyen complex was located below the Briançonnais domain before the extension. South of Moutier, the FBT (so called "Faille des Encombres"), could correspond to a normal fault (Aillères et al. 1995). The F3 kilometer-scale folds observed in the "zone Houillère" (Baudin 1987), could represent a roll-over structure induced by the normal faulting (Aillères et al. 1995). However, the roll-over style deformation can not induce an important overtilting of the unit. In this case, the RVU can not correspond to the inverted limb of the megascopic folds.

6.3 *Significance of the HP metamorphism and the structural evolution*

The Versoyen complex is bounded by the Valaisan flysch and the Calcareous slates of the Petit-Saint-Bernard which are metamorphosed under very low P-T conditions. This reflects a strong metamorphic gap within the RVU. Two hypotheses can explain this P-T "jump": (i) HP assemblages are also present in the bounded series, but they have never been observed due to a strong retromorphic imprint. (ii) The Versoyen complex and the

other series have recorded different P-T histories. However, the External Crystalline massifs and the "Zone Houillère" are also metamorphosed under very low grade condition in Alpine time. In any case, the Versoyen complex, represents an eclogitic unit imbricated within a very low grade nappes system. The eclogite of the Versoyen complex located just near the Penninic front, cannot be explained by the classical metamorphic zoneography of the Western Alps which suggests a decrease in metamorphic intensity from the internal to the external zones. Finite strain markers together with the metamorphic gaps suggest that the transitions RVU-"Zone Houillère" and RVU-"External Crystalline massifs" could correspond to a major SE-dipping normal fault and a NW-directed thrust respectively.

The late structural evolution and the metamorphic characteristics of the RVU underline the coexistence of SE dipping thrust and SE dipping normal faulting during the late stage of the continental collision in the western Alps.

Acknowledgement

The authors express their sincere gratitude to J.M. Bertrand, H. Loubat and R. Chessex for critical reading of the manuscript.

The data presented in this paper were supported by a scientific collaboration between the universities of Grenoble 1, Lyon 1 and Lausanne. We would like to give our special thanks to H. Lapierre who developed this international project. We thank J.M. Bertrand and L. Aillère for fruitful discussions in the field. Thanks to F. Bussy for providing assistance during microprobe analyses and J.C. Hunziker for his kind hospitality in Lausanne. Working period in Lausanne (S. Cannic) was supported by Erasmus program and a "Bourse Régionale" for international exchange are gratefully acknowledged.

REFERENCES

- 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, 247-254.
- ANTOINE, P. 1971: La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. PhD thesis Univ. Grenoble.
- BALLÈVRE, M. 1986: Collision continentale et chemin P-T: L'unité pennique du Grand Paradis. *Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socle* 19, Rennes.
- BARBIER, R. 1951: La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Les conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. *Trav. Lab. géol. Grenoble* 29, 3-46.
- BARNICOAT, A. C. & FRY, N. 1986: High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite, Switzerland. *Geol. Soc. London* 143, 607-618.
- BAUDIN, T. 1987: Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): Evolution structurale d'un socle briançonnais. PhD thesis Univ. Grenoble.
- BENCIOLINI, L., MARTIN, S. & TARTAROTTI, P. 1984: Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in Unità Piemontesi della Valle di Campiglia. *Mem. Soc. geol. ital.* 29, 121-157.
- BOCQUET, J. 1974: Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métasédiments d'âge alpin dans les Alpes françaises. PhD thesis Univ. Grenoble.
- BOUFFETTE, J. 1993: Evolution tectonométamorphique des unités océaniques et continentales au Nord du massif Dora-Maira (Alpes Occidentales). PhD thesis Univ. Claude Bernard Lyon I.
- BRGM 1980: Carte Géologique de la France au 1:250 000^e, feuille Annecy. *Bur. Rech. géol. min.*
- BROWN, E. H. 1977: The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.* 18, 229-250.

- BUTLER, R. W. H. 1984: Balanced cross-section and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion. *J. struct. Geol.* 6, 603–606.
- CABY, R., KIENAST, J. R. & SALIOT, O. 1978: Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* 20, 307–322.
- CANNIC, S., LAPIERRE, H. & MUGNIER, J. L. 1993: The Versoyen: an intriguing metamorphic basaltic complex at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Terra Abstr.* 5: 423.
- CANNIC, S., MUGNIER, J. L., LAPIERRE, H., LARDEAUX, J. M., HUNZIKER, J. C. & HERNANDEZ, J. 1995: The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic. *Discussion. J. struct. Geol.* 17, 1481–1484.
- CARPÉNA, J., POGNANTE, U. & LOMBARDO, B. 1986: New constraints for the timing of the Alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the Western Alps as inferred from fission track data. *Tectonophysics* 127, 117–127.
- CATHELINÉAU, M. 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner. (Bull.)* 23, 471–485.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. 1985: A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system. *Contr. Mineral. Petrol.* 91, 235–244.
- CAWTHORN, R. G. & COLLERSON, K. D. 1974: The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineralogist* 59, 1203–1208.
- CHOPIN, C. 1981: Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschist of the Western Alps. *J. Petrol.* 22, 628–650.
- 1987: Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. *Phil. Trans. r. Soc. London* 321, 183–197.
- COLEMAN, R. G., BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W. 1965: Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. geol. Soc. Amer.* 76, 483–508.
- COLOMBI, A. & PFEIFER, H. R. 1986: Ferrogabbroic and basaltic meta-eclogites from the Antrona mafic-ultramafic complex and the Centovalli-Locarno region (Italy and Southern Switzerland) – first results. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 99–110.
- DAL PIAZ, G. V. 1974: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpin appenninique. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 399–424.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. & MARTINOTTI, G. 1972: La zona Sezia-Lanzo e l'evoluzione tettonico metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne. *Mem. Soc. geol. ital.* 11, 433–460.
- DESMONS, J. 1977: Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. *Amer. J. Sci.* 277, 1045–1066.
- DROOP, G. T. R., LOMBARDO, B. & POGNANTE, U. 1990: Formation and distribution of eclogitic facies rocks in the Alps. In: *Eclogite facies rocks* (Ed. by CARSWELL, D. A.). Glasgow, 225–259.
- ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. 1979: An experimental study on the effect of the Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contr. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.
- ERNST, W. G. 1968: *Amphiboles*. Springer Verlag, New-York, 125.
- 1971: Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 43–59.
- ERNST, W. G. & DAL PIAZ, G. V. 1978: Mineral parageneses of eclogitic and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *Amer. Mineralogist* 63, 621–640.
- ESSENE, E. J. & FYFE, W. S. 1967: Omphacite in California metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 1–23.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. 1974: Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- FRY, N. & BARNICOAT, A. C. 1987: The tectonic implications of high-pressure metamorphism in the Western Alps. *J. geol. Soc. (London)* 144, 653–659.
- FUDRAL, S. 1973: Contribution à l'étude de l'unité de Moutiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux. PhD thesis Univ. Grenoble.
- 1980: Une nouvelle interprétation de l'unité des Salins (zone des brèches de Tarentaise) au nord de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 290, 1333–1336.
- GANGULI, J. 1979: Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. cosmochim. Acta* 43, 1021–1029.
- GELY, J. P. 1989: Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). PhD thesis Univ. Chambéry.

- GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. 1986: High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 41–52.
- GUILLET, P., CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M. & DAVY, P. 1986: Thickening history of the Western Alps. *Earth and planet. Sci. Lett.* 78, 44–52.
- HEINRICH, W. & ALTHAUS, E. 1980: Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit plus Albit bzw. Jadeit. *Fortschr. Mineral.* 58, 49–50.
- HOLLAND, T. J. B. 1979: Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O with applications to eclogites and blueschist. *Contr. Mineral. Petrol.* 68, 293–301.
- 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600°–1200°C. *Amer. Mineralogist* 64, 129–134.
- 1983: The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contr. Mineral. Petrol.* 82, 214–220.
- 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. *Mem. Géol. Lausanne* 13, 59.
- HURFORD, A. J. & HUNZIKER, J. C. 1989: A revised thermal history for the Grand Paradiso Massifs. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 319–329.
- KROGH, E. J. 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contr. Mineral. Petrol.* 99, 44–48.
- LANCELOT, J. C. 1979: Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. PhD thesis Univ. Paris VII.
- LARDEAUX, J. M., GOSSO, G., KIENAST, J. R. & LOMBARDO, B. 1982: Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sézia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. géol. France* 24, 793–800.
- LARDEAUX, J. M., NISIO, P. & BOUDEULLE, M. 1987: Deformational and metamorphic history at the Lago Superiore area of the Monviso ophiolitic complex (Italian Western Alps): a record of subduction-collision cycle? *Ophioliti* 12, 479–502.
- LARDEAUX, J. M. & SPALLA, M. I. 1991: From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piemonte ocean. *J. metamorph. Geol.* 9, 35–59.
- LASSERRE, J. L. & LAVERNE, C. 1976: Le volcanisme tholeiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. PhD thesis Univ. Grenoble.
- LEAKE, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist* 63, 1023–1052.
- LOMBARDO, B., NERVO, R., COMPAGNONI, R., MESSIGA, B., KIENAST, J. R., MEVEL, C., FIORA, L., PICCARDO, G. B. & LANZA, R. 1978: Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 34, 253–305.
- LOUBAT, H. 1968: Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" Savoie (France). Province d'Aoste (Italie). *Arch. Sci. (Genève)* 28.
- 1984: Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins du type Golfe de Californie. *Géol. alp. (Grenoble)* 60, 37–44.
- MARESCH, W. V. 1977: Experimental studies of glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics* 43, 109–125.
- MASSONNE, H. J. 1981: Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂. PhD thesis Univ. Bochum.
- MASSONNE, H. J., MIRWALD, P. W. & SCHREYER, W. 1981: Experimentelle Überprüfung der Reaktionskurve Chlorit + Quartz = Talk + Disthen im System MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Fortschr. Mineral.* 59, 122–123.
- MASSONNE, H. J. & SCHREYER, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Mineral. Petrol.* 96, 212–224.
- MESSIGA, B. & SCAMBULLERI, M. 1991: Retrograde P-T-t path for the Voltri Massif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *J. metamorph. Geol.* 9, 93–109.
- MILLER, C. 1990: Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 287–300.
- MUGNIER, J. L., LOUBAT, H. & CANNIC, S. 1993: Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western alps. *Bull. Soc. géol. France* 164, 697–708.
- NEWTON, R. C. & KENNEDY, G. C. 1963: Some equilibrium reactions in the join CaAl₂Si₂O₈-H₂O. *J. geophys. Res.* 68, 2967–2983.

- NITSCH, K. H. 1970: Experimental-Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *Fortschr. Mineral.* 47, 47–49.
- 1971: Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. *Contr. Mineral. Petrol.* 30, 240–260.
- OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J. C., MARTINOTTI, G. & STERN, W. 1985: Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eoalpine eclogitisation of Permian granitoids in the Sezia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.* 52, 165–184.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. struct. Geol.* 2, 397–410.
- POGNANTE, U. 1984: Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal Western Alps along the Susa Valley traverse. *Sci. géol. (Strasbourg)* 37, 29–36.
- 1989a: Tectonic implications of lawsonite formation in the Sezia zone (Western Alps). *Tectonophysics* 162, 219–227.
- 1989b: Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sezia zone (western Alps, Italy). *Europ. J. Mineral.* 1, 89–104.
- POGNANTE, U. & KIENAST, J. R. 1987: Blueschist and eclogite transformation in Fe-Ti gabbros: A case from the Western Alps ophiolites. *J. Petrol.* 28, 2, 271–292.
- POLINO, R., DAL PIAZ, G. V. & GOSSO, G. 1990: The alpine cretaceous orogeny: an accretionary wedge model based on integrated stratigraphic, petrologic and radiometric data. *Mem. Soc. géol. France* 156, 345–367.
- POWEL, R. 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. metamorph. Geol.* 3, 231–243.
- RAHEIM, A. & GREEN, D. H. 1974: Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contr. Mineral. Petrol.* 48, 179–203.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987: *The technique of modern structural geology*, 2. Academic press, London.
- REINECKE, T. 1991: Very high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas Zone, Western Alps. *Europ. J. Mineral.* 10, 7–17.
- RICKWOOD, P. C. 1968: On recasting analyses of garnet into and-member molecules. *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 175–198.
- RUBIE, D. C. 1984: A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geol.* 92, 21–36.
- SAXENA, S. K. 1979: Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.* 70, 151–158.
- SELVERSTONE, J. 1985: Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern window, Eastern Alps. *Tectonics* 4, 687–704.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803–806.
- SCHIFFMAN, P. & FRIDLEIFSSON, G. O. 1991: The smectite-chlorite transition in drillhole NJ 15. Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigation. *J. metamorph. Geol.* 9, 679–696.
- SCHOELLER, H. 1929: La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. *Bull. Carte géol. France* 175, 422.
- SCHÜRCH, M. L. 1987: Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. PhD thesis Univ. Genève.
- SHIDO, F. & MIYASHIRO, A. 1959: Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ. sec. II*, 12, 85–102.
- TRÜMPY, R. 1955: Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. France* 6, 217–231.

Manuscript received May 7, 1995

Revision accepted August 10, 1995

2.2.IV- Le métamorphisme des sédiments du complexe du Versoyen :

Les données présentées précédemment, concernent essentiellement le métamorphisme observé dans les roches ignées du Versoyen. Ces résultats sont confirmés par les travaux récents de Goffé et Bousquet (sous presse) qui décrivent une paragenèse de HP à ferrocapholite, lawsonite et chloritoïde dans les métasédiments du Versoyen. Les conditions et l'évolution P-T depuis le stade éclogitique jusqu'aux conditions schiste vert sont comparables dans les métasédiments et dans les tholéïtes. Goffé et Bousquet (sous presse) ont toutefois mis en évidence dans les sédiments du Versoyen, un stade métamorphique précoce qui correspond à des pressions de 17 à 18Kb pour une température de 350°C et qui suggère que le stade éclogitique de basse température, observé dans les tholéïtes, ne représente que l'évolution rétrograde d'un stade de haute pression - très basse température (Fig. 2.4).

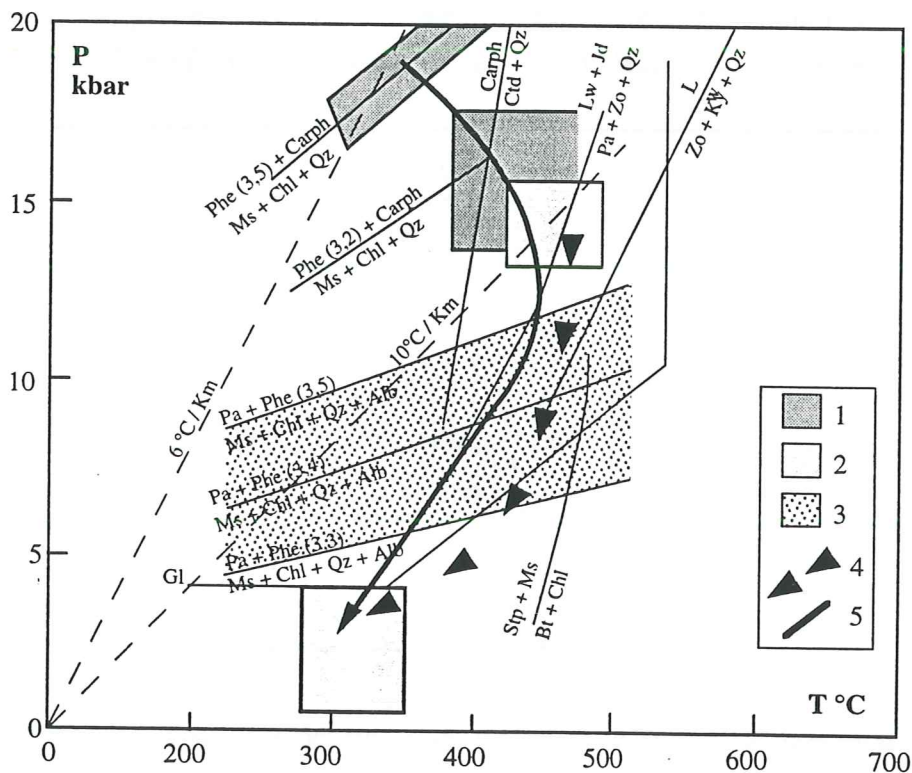


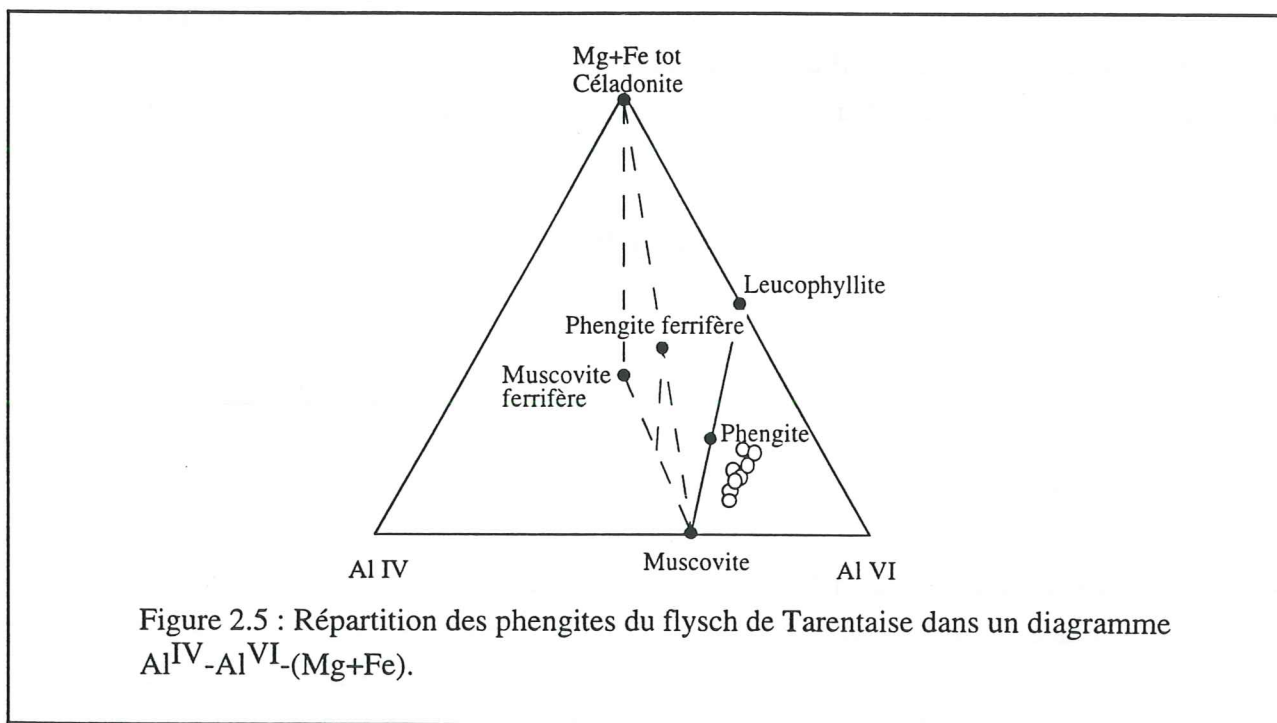
Figure 2.4 : Conditions pression-température de l'évolution métamorphique des tholéïtes du Versoyen (Cannic et al., 1996) comparées avec les données des sédiments d'après Goffé et Bousquet (sous presse). 1- Sédiments du complexe du Versoyen et de l'unité du Petit-Saint-Bernard, 2- Tholéïtes du complexe du Versoyen, 3- Flysch de Tarentaise. 4- Chemin P-T des tholéïtes, 5- Chemin P-T des sédiments.

Alb- Albite, Bt- Biotite, Carph- Carpholite, Chl- Chlorite, Ctd- Chloritoïde, Gl- Glaucophane, Jd- Jadéïte, Ky- Kyanite, Lw- Lawsonite, Ms- Muscovite, Qz- Quartz, Pa- Paragonite, Phe- Phengite, (3,3) taux de substitution phengitique, Stp- Stilpnomélane, Zo- Zoïsite.

2.3 LE MÉTAMORPHISME DANS LE FLYSCH DE TARENDAISE ET DANS LES CALCSCHISTES DU PETIT-SAINT-BERNARD :

2.3.I- Le Flysch de Tarentaise :

Le flysch de Tarentaise est constitué par une association à quartz \pm calcite \pm albite \pm chlorite \pm phengite. Les phengites découvertes par Fudral et Guillot (1981) dans les clastes de la formation basale du flysch, sont également présents dans la matrice (Fig. 2.5). Ces phengites montrent des taux de substitution assez élevés qui varient de 3,3 à 3,5. En utilisant la réaction d'apparition de l'albite et de la chlorite au détriment de la paragonite, Goffé et Bousquet (sous presse) ont calculé des pressions minimum de 6 à 8 Kb pour une température de 380°C. Cependant, l'absence de reliques de glaucophane et de jadéite limite la pression vers 10 Kb (Fig. 2.1). La baisse de la pression est marquée par des valeurs décroissantes des taux de substitution et l'apparition tardive de la chlorite. Cette évolution rétrograde du métamorphisme est comparable à l'évolution P-T de basse pression et basse température observée dans les roches ignées du complexe du Versoyen (Fig. 2.4).



2.3.II- Les calcschistes du Petit-Saint-Bernard :

Les schistes et calcschistes de l'unité du Petit-Saint-Bernard sont caractérisés par le développement de quartz, calcite, chlorite, phengite, lawsonite, paragonite, chloritoïde et carpholite (Goffé et

Bousquet, sous presse). Les phengites assez fortement substituées (3,3 à 3,5) correspondent à des pressions minimales comprises entre 6 et 10Kb pour une température de 400°C. A partir des bases de données thermodynamiques, Goffé et Bousquet (sous presse), montrent que l'unité du Petit-Saint-Bernard a suivi une évolution P-T, comparable à celle du complexe du Versoyen (Fig. 2.4).

2.4- DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

2.4.I- Méthodologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

Les techniques de datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par séparation minérale ont été décrites dans de nombreux ouvrages (Merrihue, 1965; Merrihue et Turner, 1966; Maluski, 1977; 1985; Monier, 1984; Mc Dougall et Harrison, 1989). Dans ce paragraphe, nous nous contenterons de rappeler brièvement le concept de base, l'intérêt et les limites des différents modes de représentation graphique des résultats.

2.4.I.A- Principes de base :

La méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est très proche de celle du K/Ar. L'équation de base permettant de calculer l'âge d'un échantillon en utilisant les concentrations en ^{40}K et $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénique est la suivante :

$$t = 1 / \lambda_{\text{tot}} * \ln [(\lambda_{\text{tot}} / \lambda_{\text{Ec}}) * (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) + 1]$$

avec $\lambda_{\text{tot}} = 5,543$
 $\lambda_{\text{Ec}} = 0,581$ (Steiger et Jäger, 1977)

Pour résoudre cette équation, il est nécessaire d'effectuer un dosage séparé du potassium et de l'argon.

Pour la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les échantillons sont irradiés dans un réacteur nucléaire à neutrons rapides afin de transformer les atomes ^{39}K en ^{39}Ar . Les échantillons irradiés sont placés dans un four relié à une ligne d'extraction où règne un vide poussé.

L'extraction de l'argon s'effectue suivant un chauffage par paliers de température jusqu'à la fusion complète de l'échantillon. Les isotopes de l'argon (^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar) sont dosés au spectromètre de masse au cours de chaque étape.

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ est calculé à partir de l'argon radiogénique ($^{40}\text{Ar}^*$) et de l'argon (^{39}Ar) produit par l'irradiation du ^{39}K . Ce rapport est corrigé de la contamination atmosphérique en supposant que tout l' ^{40}Ar non radiogénique est lié à l' ^{36}Ar dans un rapport constant correspondant à la valeur atmosphérique : $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ (Steiger et Jäger, 1977).

L'âge est obtenu par l'équation :

$$t = 1 / \lambda * \ln [J * (40\text{Ar}^*/39\text{Ar}) + 1]$$

avec $\lambda = 1804.10^6$ ans

J = valeur du flux de neutrons subit par l'échantillon au cours de l'irradiation

Les avantages de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont les suivants :

- Le dosage de l'ensemble des isotopes de l'argon ne nécessite qu'une seule analyse.
- Le chauffage par paliers (au lieu d'une fusion directe) entraîne un dégazage progressif qui permet d'obtenir des informations sur l'histoire thermique de l'échantillon.
- L'analyse de l'argon dégazé au cours du chauffage permet d'obtenir un âge apparent pour chaque palier de température.
- Enfin, la méthode permet de développer plusieurs traitements analytiques indépendants pour l'interprétation des données isotopiques.

2.4.I.B- Spectre d'âges et diagramme de corrélation isotopique :

L'interprétation des données s'effectue essentiellement à l'aide de deux modes de représentations graphiques : le spectre d'âges et le diagramme de corrélation isotopique.

- Spectre d'âges : Dans ce type de représentation, les âges apparents calculés pour chaque palier de température sont reportés en fonction du dégazage cumulé d'argon (Merrill et Turner, 1966). Un spectre d'âges plat ou un âge plateau sont caractéristiques d'un système isotopique homogène qui en théorie traduit un refroidissement non perturbé. Quelques spectres d'âges discordants, présentant une forme simple, ont pu être interprétés comme représentatif de systèmes ayant subi une perte partielle (Turner, 1968) ou un gain d'argon (Wijbrans et Mc Dougall, 1988).

Malheureusement, les spectres discordants sont le plus souvent trop complexes pour pouvoir être interprétés en terme de réouverture partielle des systèmes. Cette complexité peut correspondre à i) un mélange d'âges entre plusieurs générations de phengites, ii) la présence de différents sous-domaines intra-cristallins qui réagissent de manière variable aux réouvertures partielles de système, iii) un effet conjugué des deux phénomènes. Les interférences liées à ces dégazages différentiels conduisent alors à une forme de spectre trop compliquée pour apporter des renseignements sur l'histoire thermique de l'échantillon.

- Diagramme de corrélation isotopique : La deuxième méthode de représentation consiste à corréler les données isotopiques dans un diagramme $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en fonction de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ non corrigé de la contamination atmosphérique (Turner, 1971; Roddick et al. 1980; Heizler et Harrison, 1988). Le rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correspond à la composante radiogénique issue de la décroissance radioactive du ^{40}K après fermeture du système, alors que le rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ représente la

composante non-radiogénique (composition isotopique) piégée lors de la fermeture du système et/ou au cours de son évolution lors d'une réouverture partielle.

Dans un cas idéal, c'est à dire si l'échantillon n'est pas affecté par une perte ou un excès d'argon, les rapports isotopiques mesurés à chaque palier de température correspondent à un mélange binaire entre les composantes radiogéniques et non-radiogéniques pures, dans des proportions variables en fonction de la teneur en argon non-radiogénique des sous-domaines intra-cristallins dégazés. Les différents points s'aligneront par conséquent suivant une droite (ou isochrone) joignant les composantes pures. Si le minéral a piégé une composante isotopique de composition atmosphérique, l'isochrone coupera l'axe des ordonnées à 0,00338 (le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ correspondant au rapport atmosphérique actuel $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$). L'âge isochrone calculé avec le rapport $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ extrapolé à partir de la droite sera égal à l'âge plateau.

Si l'échantillon présente un excès d'argon, les points se distribueront suivant une isochrone qui coupera l'axe $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ à une valeur inférieure au rapport atmosphérique actuel ($(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 > 295,5$). L'âge apparent calculé pour chaque palier de température sera d'autant plus surestimé que la correction atmosphérique aura sous-estimé la quantité d'argon non radiogénique dégazé. Suivant le même raisonnement, un échantillon ayant subi une perte d'argon verra ses points s'aligner sur une isochrone ayant une valeur $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ à l'origine supérieure au rapport atmosphérique et présentera des âges apparents calculés sous-estimés.

Dans certains cas enfin, la dispersion des points ne permet pas la construction d'une isochrone. Il n'est alors pas possible de déterminer si l'échantillon a subi une perte ou un excès d'Ar. L'âge plateau calculé peut avoir une signification géologique, mais il doit être considéré avec circonspection.

2.4.II- Préparation des échantillons et procédure analytique :

J'ai effectué le tri des phengites et les dosages des isotopes de l'argon, dans le laboratoire de Géochimie isotopique, à l'université de Lausanne (Suisse). Les analyses ont été réalisées avec un spectromètre de masse MAP 215-50. Les données isotopiques sont corrigées du bruit de fond, du blanc, des effets de masse, de la décroissance de la radioactivité et des interactions isotopiques en utilisant le programme écrit par A. Deino du Centre Géochronologique de Berkeley (Minnesota, USA). Les valeurs du blanc (pour ^{40}Ar) sont de $4 \cdot 10^{-15}$ moles pour les températures inférieures à 1000°C et augmentent jusqu'à $9 \cdot 10^{-15}$ moles pour une température de 1600°C .

2.4.II.A- Broyage :

Les échantillons ont été broyés en utilisant un broyeur à mâchoires, seules les fractions 71-100 μm et 100-180 μm ont été retenues pour l'analyse.

N° échantillon	Localisation	Aspect macroscopique	Paragénèse
Complexe du Versoyen			
V93-02.c	S Pointé Rousse X:952,2 / Y:2087,1	Schistes blancs très micacés	Phe ± Chl ± Qtz ± Alb ± Mx opaques
V94-58.a et b	W-NW Pointe Rousse X:951,9 / Y:2087,9	Schistes gris très micacés avec alternance de niveaux gréseux.	Ca ± Qtz ± Chl ± Phe ± Alb ± Mx opaques
V94-77.a	SE Laityre X:954,7 / Y: 2089	Schistes blancs à niveaux chloriteux et petits lits de quartz	Phe ± Chl ± Qtz ± Alb ± Ca ± Mx opaques
V94-133	Vallon de Beaupré X:950,2 / Y: 2086,8	Tholéites	Act ± Alb ± Chl ± Gl ± Phe ± Sph ± Ep
Unité du Petit-Saint-Bernard			
V94-08	SW Pointe du Clapet X:947,5 / Y:2081	Schiste vert clair moucheté	Phe ± Chl ± Alb ± Qtz ± Mx opaques
V94-64	E du sommet de Lancebranlette X:952,6 / Y:2086,7	Niveaux schisteux dans les calcschistes	Ca ± Qtz ± Phe ± Alb ± Mx opaques
Flysch de Tarentaise			
V93-27	Chalet des Crottes Vallée de la Versoye X:948,8 / Y:2086	Schistes grésocalcaires des couches de Saint Christophe	Ca ± Qtz ± Alb ± Phe ± Chl ± Mx opaques

Tableau n°2.b: Localisation et principales caractéristiques macroscopiques et microscopiques des échantillons utilisés pour les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Act- Actinote, Alb- Albite, Ca- Calcite, Chl- Chlorite, Ep- Épidote, Mx opaques- Minéraux opaques, Phe- Phengite, Qtz- Quartz.

X, Y : coordonnées UTM.

2.4.II.B- Dissolution :

Pour la dissolution des carbonates, utiliser HCl (concentré à 35 %) et passer 10 mn aux ultra-sons pour éliminer les éléments calcaréo-gréseux. Les bains dans l'eau oxygénée permettent d'éliminer la matière organique.

2.4.II.C- Séparation :

Les phengites ont été séparées à l'aide d'une table vibrante inclinée, purifiées au séparateur magnétique et nettoyées à l'alcool dans un mortier à l'agate. Afin d'obtenir des fractions les plus pures possibles, la séparation se termine par un tri manuel.

Pour chaque échantillon, de 10 à 30 mg de phengites ont été prélevés et placés dans un petit récipient en Zinc. Ces récipients contenant les échantillons et les standards sont ensuite introduits dans un tube de Quartz.

2.4.II.D- Irradiation :

Les échantillons et les standards ont été irradiés au réacteur de Recherche Nucléaire de l'U.S.G.S à Denver (Colorado, USA).

2.4.II.E- Chauffage :

Les échantillons sont chauffés par paliers d'une température de 700°C jusqu'à 1600°C (fusion complète de l'échantillon).

2.4.III- **Résultats** :

2.4.III.A- Choix des échantillons :

Des datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées à partir de phengites provenant de la série du flysch de Tarentaise, du complexe du Versoyen et de l'unité du Petit-Saint-Bernard (Fig. 2.6). Les échantillons ont été choisis en fonction des critères suivants :

- Les phengites sont abondantes dans la roche.
- Macroscopiquement, les échantillons paraissent peu affectés par des plis ou des kinks.
- Microscopiquement, les phengites semblent homogènes et non déformées.
- Les phengites sont pas rétrotransformées en chlorites.

Le tableau 2.b récapitule la provenance, la lithologie et la principale paragenèse métamorphique des échantillons analysés.

2.4.III.B- Présentation des spectres :

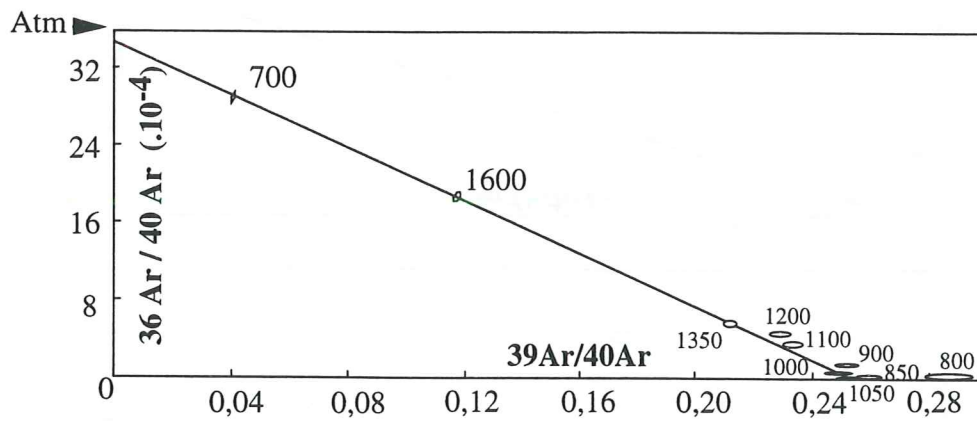
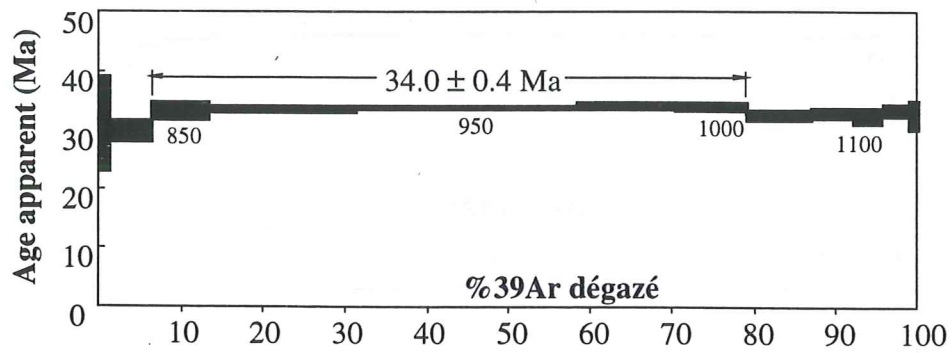
Dans la majorité des cas, les spectres d'âges plats ou de forme bombée ont donné un âge plateau. Quelques spectres montrent une pente croissante continue qui peut être interprétée à l'aide des

diagrammes de corrélation isotopique comme la trace d'un excès d'argon dans les sous-domaines intracristallins qui dégazent au cours des derniers paliers de température. La grande dispersion des points ne permet pas, dans un certain nombre de cas, de tracer une isochrone. Comme discuté précédemment, cette dispersion n'est pas forcément significative d'un gain ou d'une perte d'argon. Enfin, plusieurs isochrones pourraient être tracées entre une majorité de points proches de l'axe des abscisses et quelques mesures isolées qui sont fortement contaminées par une composante atmosphérique. L'âge obtenu à partir de telles isochrones ne peut avoir de signification géologique puisque la pente de la droite est très fortement influencée par les points contaminés. Afin d'éviter cette influence, les droites ne corréleront que les points non contaminés.

Échantillons du complexe du Versoyen :

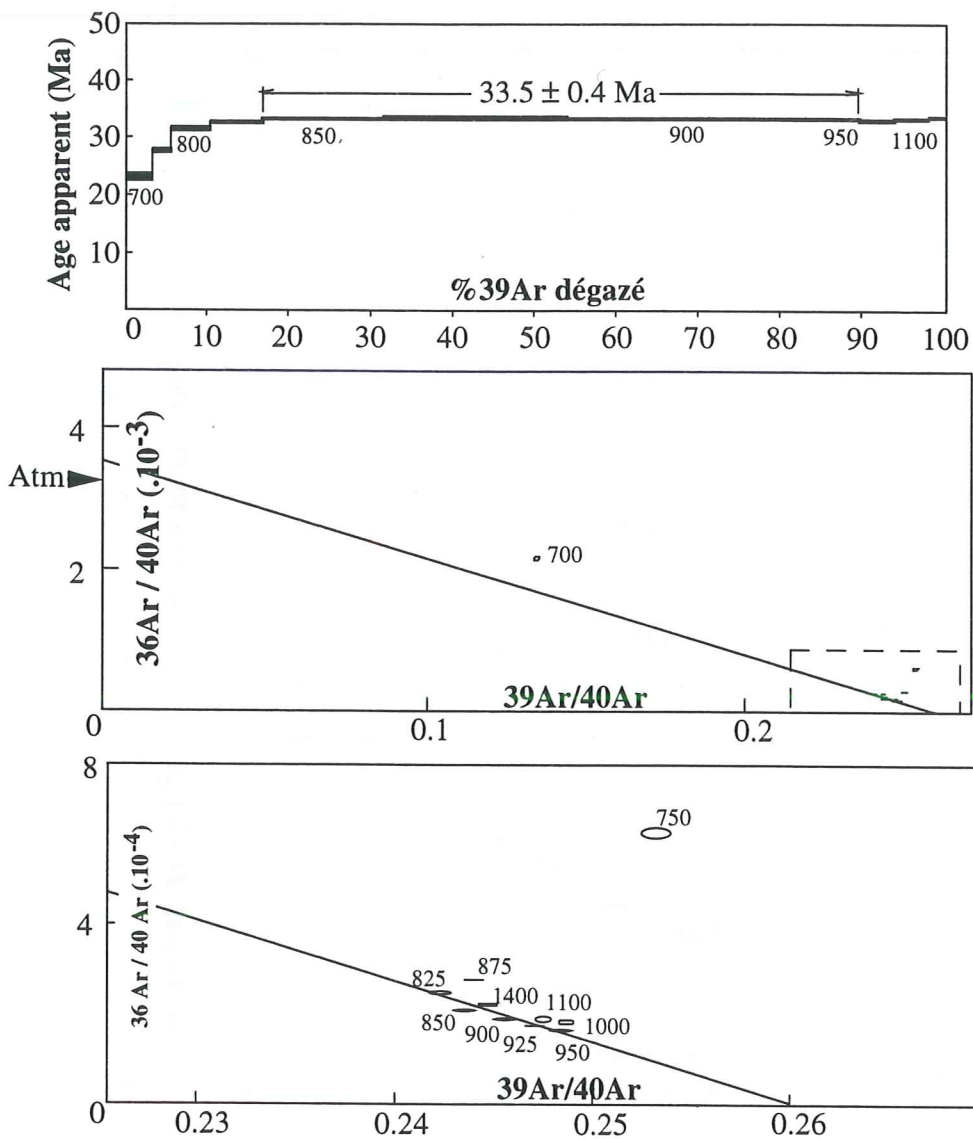
L'échantillon V93-02c présente un spectre assez plat (Fig. 2.6) avec un très faible dégazage au cours du premier palier de température, ce qui explique la grande incertitude dans l'âge apparent calculé. Les âges augmentent au cours des deuxième et troisième paliers pour atteindre $34,3 \pm 0,8$ Ma au palier 975°C et restent constants jusqu'à 80 % du dégazage total. Au delà de 1000°C , les âges apparents sont un peu plus faibles (environ 33 Ma). L'âge conventionnel intégré sur la totalité du dégazage donne une valeur de $33,5 \pm 0,5$ très proche de l'âge plateau ($34,0 \pm 0,4$ Ma). Le diagramme de corrélation isotopique montre une isochrone où s'aligne l'ensemble des points à l'exception du point correspondant au palier de 800°C . La position de ce point permet d'expliquer la qualité moyenne de la corrélation (MSWD = 2,9) qui intègre toutes les mesures. Le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 288 \pm 5$ est proche de la valeur atmosphérique, ce qui semble indiquer que l'échantillon n'est pas affecté par un excès ou un déficit d'argon. L'âge calculé par extrapolation de l'isochrone ($33,8 \pm 0,4$ Ma) est comparable à l'âge plateau.

Les échantillons V94-58.a et V94-58.b (Fig. 2.7 a et b) proviennent de la même roche, mais correspondent respectivement à des fractions de 100-180 μm et 70-100 μm . Les deux fractions montrent des spectres tout à fait semblables, avec une forte augmentation de l'âge apparent calculé entre les paliers 700 à 850°C et un âge plateau à $33,4 \pm 0,4$ Ma représentant 75% du dégazage total. Les âges plus jeunes observés dans les premiers paliers conduisent à un âge total sensiblement plus jeune que l'âge plateau ($32,9 \pm 0,4$ Ma pour V94-58.a et $33,1 \pm 0,4$ Ma pour V94-58.b). L'âge apparent de la fraction fine a tendance à augmenter dans les derniers paliers de température. Les diagrammes de corrélation isotopique permettent de tracer des isochrones présentant de très bonnes corrélations pour les deux fractions (MSWD = 1,23 et 0,69) en excluant les points 700 et 750°C . Le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 287 \pm 25$ pour V94-58.a est proche de la valeur atmosphérique, alors que celui de V94-58.b (240 ± 33) est un peu inférieur au rapport atmosphérique. Cette dernière valeur traduit une légère perte d'argon qui n'affecte que les phengites de la fraction 71-100 μm . Cette perte d'argon peut être expliquée par une altération plus importante des phengites de petite taille.



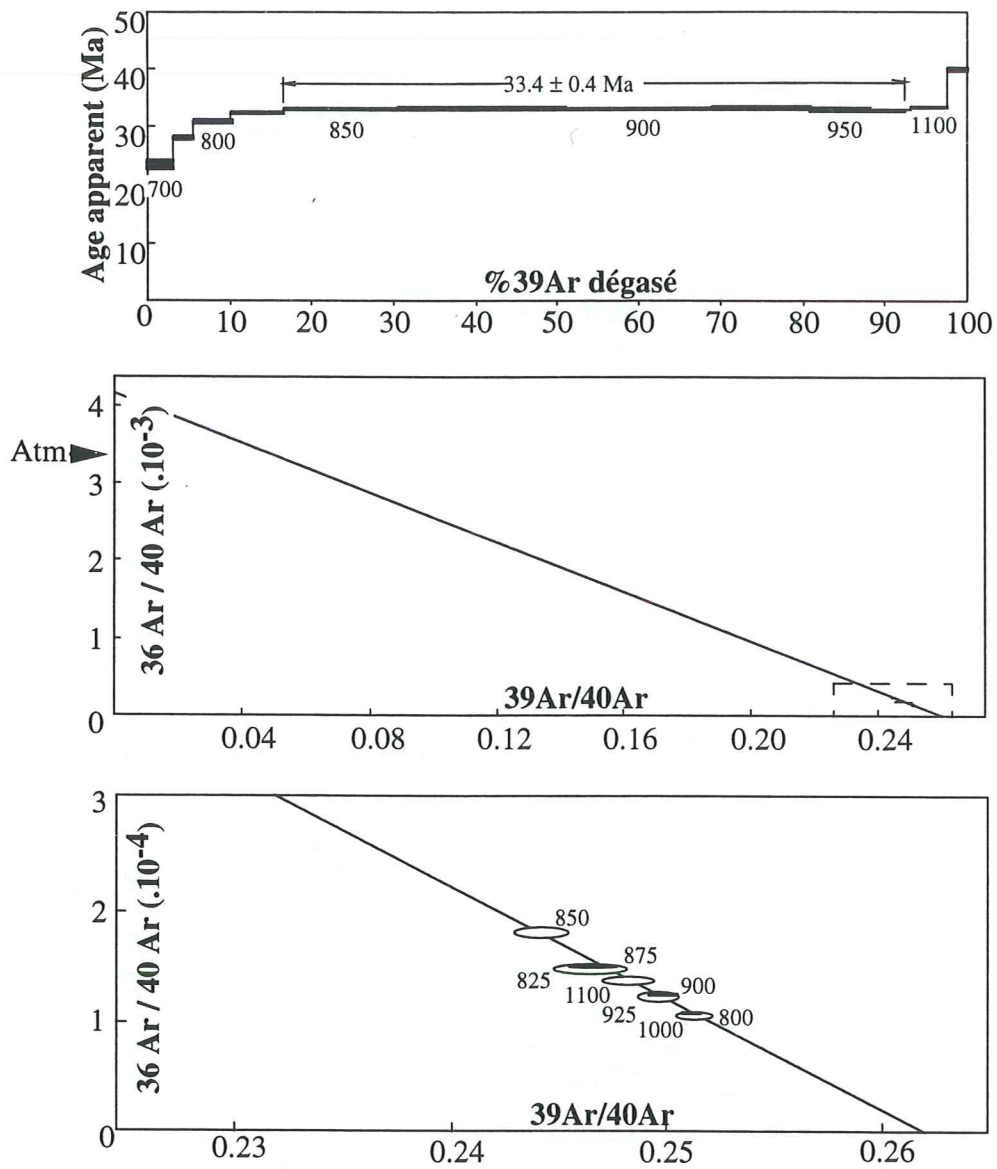
<u>V 93-02.c</u>	Phengite
	100-180μm
Age isochrone :	33,8 \pm 0,4
MSWD :	2,9
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	288 \pm 5
Paliers :	850-1000
Age total :	33,5 \pm 0,5

Figure 2.6 : Résultats sur phengite V93-02.c



V 94-58.a	Phengite
	100-180μm
Age isochrone :	$33,6 \pm 0,6$
MSWD :	1,2
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	287 ± 25
Paliers :	850-950
Age total :	$32,9 \pm 0,4$

Figure 2.7.a : Résultats sur phengites V94-58.a

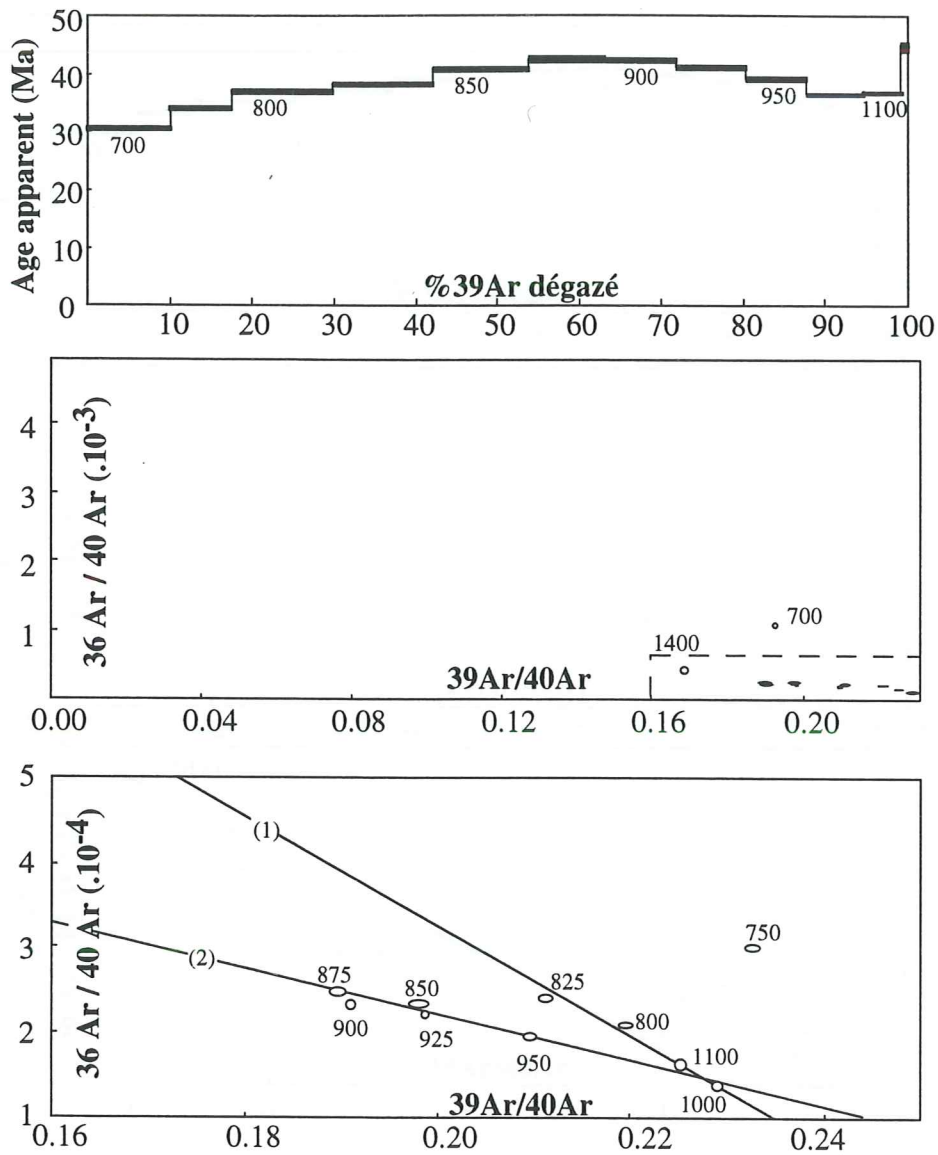


V 94-58.b

**Phengite
71-100 μ m**

Age isochrone :	$33,6 \pm 0,8$
MSWD :	0,69
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	240 ± 33
Paliers :	850-1000
Age total :	$33,1 \pm 0,4$

Figure 2.7.b : Résultats sur phengites V94-58.b



V 94-133

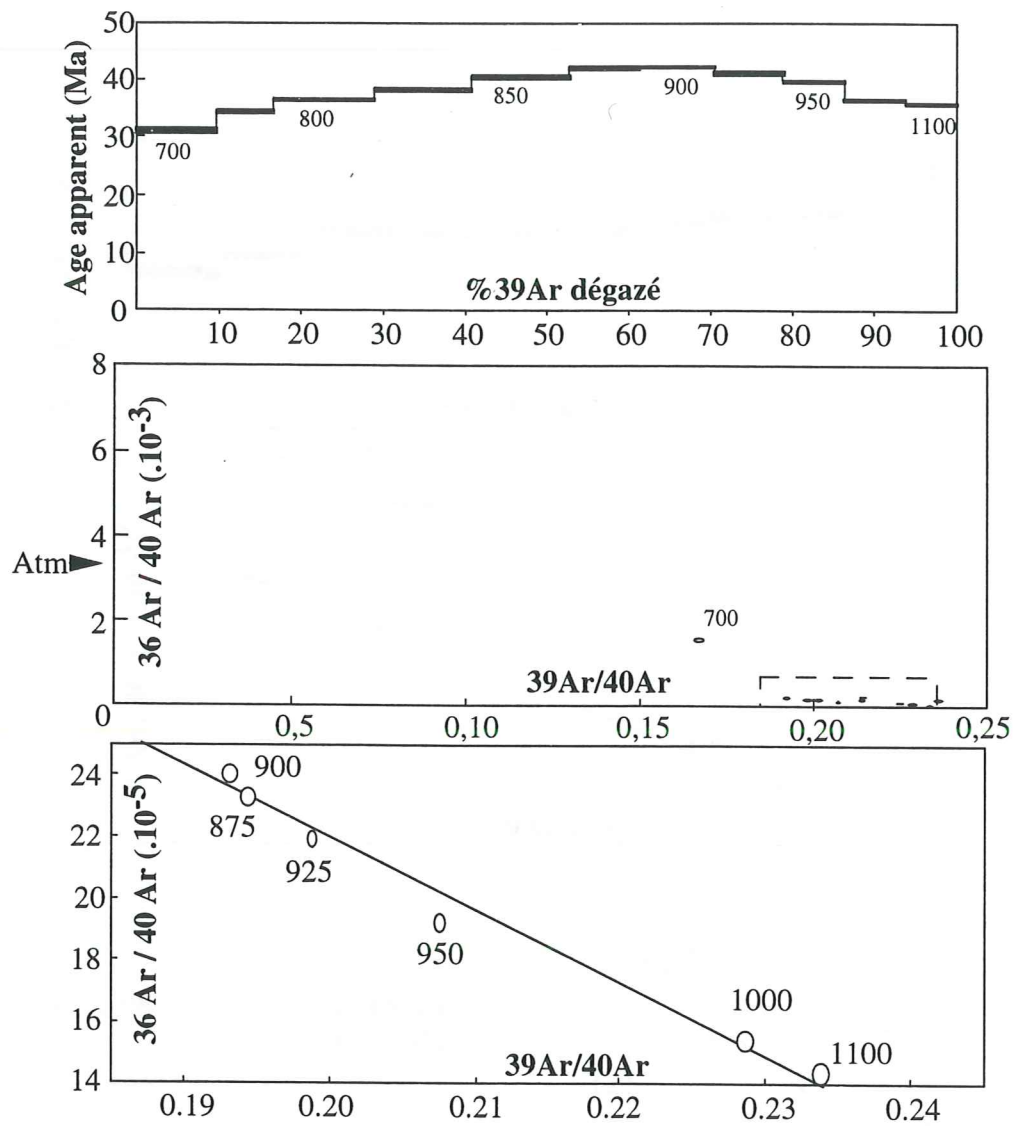
(1) Age isochrone : $30,7 \pm 0,8$
 MSWD : 78
 $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$: 989 ± 49
 Paliers : 800, 825,
 1000, 1100

**Phengite
 100-180 μm**

(2) Age isochrone : $27,5 \pm 0,8$
 MSWD : 4,6
 $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$: 1495 ± 40
 Paliers : 850-1100

Age total : $38,4 \pm 0,4$

Figure 2.8 : Résultats sur phengites V 94-133.



<u>V 94-77.a</u>	Phengite
	100-180µm
Age isochrone :	29,9 ± 0,8
MSWD :	3,8
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	1446 ± 37
Paliers :	875-1100
Age total :	38,2 ± 0,4

Figure 2.9 : Résultats sur phengites V94-77.a.

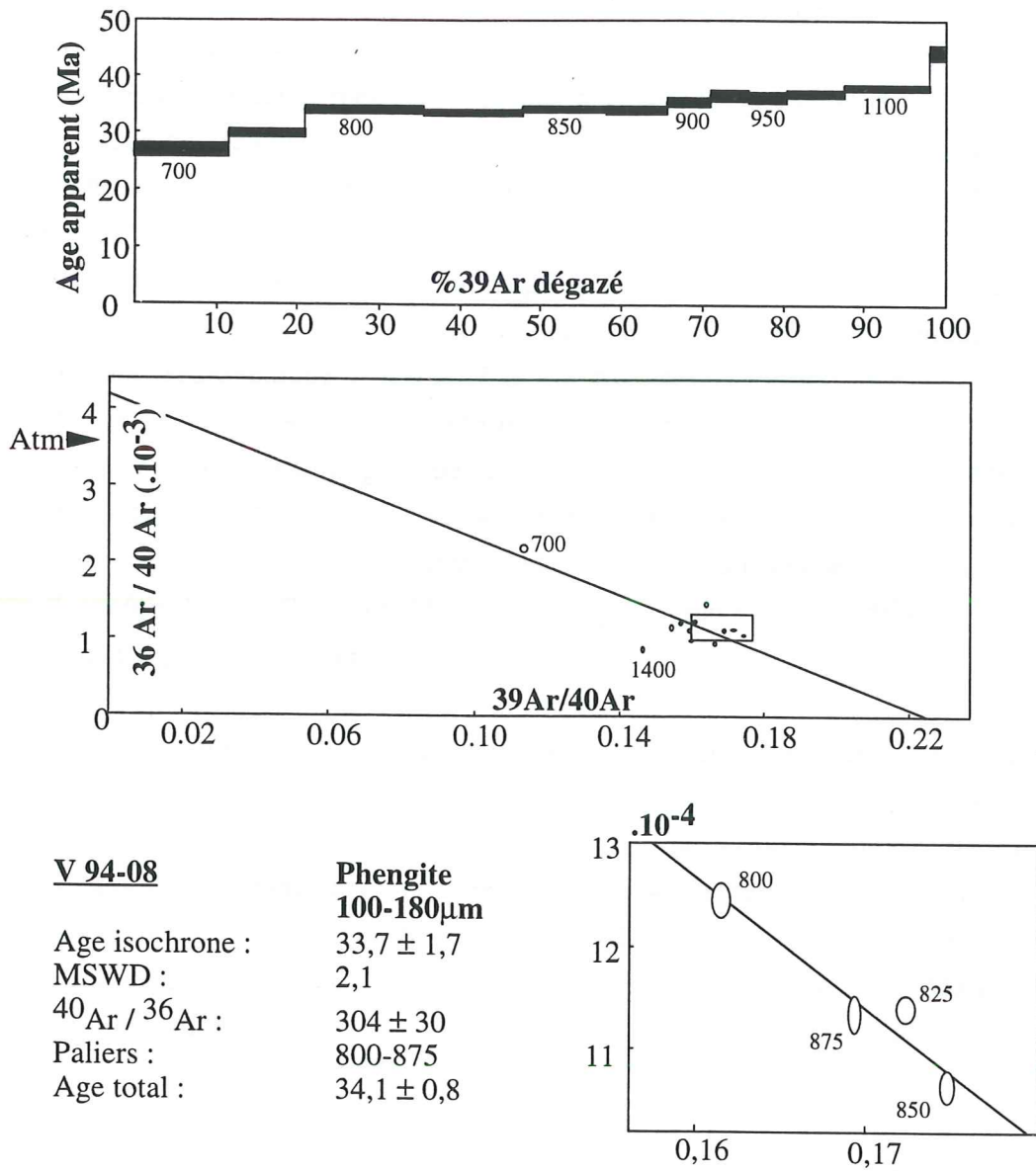


Figure 2.10 : Résultats sur phengites V 94-08.

Le spectre d'âge de l'échantillon V94-133 (Fig. 2.8) présente une forme en bosse qui culmine à $42,6 \pm 0,6$ Ma pour un palier de température de 875°C . Aucun âge plateau n'a pu être déterminé. Le diagramme de corrélation isotopique montre deux points isolés qui correspondent aux températures extrêmes (700 et 1400°C) et qui sont vraisemblablement contaminés par la composante atmosphérique. Les autres mesures, beaucoup plus groupées, se répartissent à proximité de l'axe des abscisses, ce qui traduit une faible contamination atmosphérique. Ces points s'alignent suivant deux isochrones distinctes qui corrélerent les points $800, 825, 1000$ et 1100°C (isochrone 1, MSWD = 78) et les points $850, 875, 900, 925$ et 950°C (isochrone 2, MSWD = 4,6). Ces deux droites semblent indiquer que les différents sites ont pu piéger des composantes radiogéniques variées. Les fractions des basses et de hautes températures (isochrone 1) définiraient un mélange binaire entre une composante radiogénique d'âge $30,7 \pm 0,8$ Ma et une composante excédentaire de rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 989 \pm 49$. Les fractions intermédiaires (isochrone 2) correspondraient à un mélange entre des composantes radiogéniques et non radiogéniques encore plus excédentaires de rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 1495 \pm 40$. Ces corrélations pourraient traduire l'existence de sous domaines ayant piégé préférentiellement la composante fortement excédentaire lors de la fermeture du système vers 30 Ma. Toutefois, les corrélations médiocres, ainsi que les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ très faibles pour tous les paliers de température, limitent les interprétations.

L'échantillon V94-77a (Fig. 2.9) présente un spectre d'âges en forme de bosse qui démarre à $31,3 \pm 1$ Ma pour 700°C et atteint $42,3 \pm 1$ Ma à 900°C . Les âges calculés décroissent ensuite jusqu'à $35,9 \pm 0,8$ Ma pour 1400°C . Le spectre d'âges ne permet pas de calculer un âge plateau. Les points dans le diagramme de corrélation isotopique sont répartis à proximité de l'axe des abscisses. Une isochrone de corrélation médiocre (MSWD = 3,8) peut être tracée entre les points correspondant aux paliers de 875 à 1100°C . L'âge isochrone obtenu de $29,9 \pm 0,8$ Ma n'est pas forcément significatif à cause des rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ très faibles de chaque point ($< 2,5 \cdot 10^{-4}$).

Échantillons de l'unité du Petit-Saint-Bernard :

Le spectre d'âges de l'échantillon V94-08 montre une augmentation continue des âges apparents de $27,1 \pm 1,1$ Ma à $44,4 \pm 1,3$ Ma entre 700 et 1400°C (Fig. 2.10). Entre 800 et 875°C , les âges restent stables aux alentours de $34,4$ Ma pour un dégazage représentant 45% du dégazage total, mais il n'est pas possible de déterminer un âge plateau. Les valeurs reportées dans le diagramme de corrélation isotopique apparaissent groupées à l'exception d'un point (palier 700°C) qui montre une forte contamination atmosphérique. La dispersion de certaines valeurs ne permet pas de corrélation sur l'ensemble des points. Toutefois, si on choisit les paliers 800 à 875°C , les points s'alignent suivant une isochrone de bonne qualité (MSWD = 2,1). Le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 304 \pm 30$ est proche du rapport atmosphérique. Les sites qui ont dégazé entre 800 et 875°C n'ont donc pas subi de perte ou de gain d'argon. Le choix de ces paliers de température conduit à un âge isochrone de $33,7 \pm 2,4$ Ma proche de l'âge intégré sur la totalité du dégazage de l'échantillon ($34,1 \pm 0,8$ Ma).

L'échantillon V94-64 (Fig. 2.11), présente une augmentation de l'âge apparent calculé avec la température. Après une variation rapide de l'âge calculé (de 39 Ma à 44 Ma) entre les deux premiers paliers de température, un âge plateau de $45,3 \pm 0,4$ Ma est obtenu entre les paliers 850 et 925°C avec un très fort dégazage entre 850 et 900°C (45% du dégazage total). Après 925°C, les âges calculés décroissent pour atteindre un minimum relatif ($43,8 \pm 0,4$ Ma pour 1025°C), puis augmentent à nouveau jusqu'à $48,5 \pm 0,8$ Ma à 1400°C. Dans le diagramme de corrélation isotopique, le point correspondant à 700°C se détache nettement des autres mesures à cause de la contamination atmosphérique. Les paliers entre les températures 925 et 1025°C définissent une isochrone de bonne qualité (MSWD = 0,5). Son intercept avec l'axe des ordonnées donne un rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 906 \pm 35$ qui témoigne d'un excès d'argon dans l'échantillon. Les âges plateau de 45 Ma et total de 43 Ma sont probablement surestimés à cause de cet excès d'argon, mais l'âge isochrone ($35,4 \pm 1,2$ Ma) est comparable aux résultats obtenus sur les autres échantillons.

Échantillon du flysch de Tarentaise :

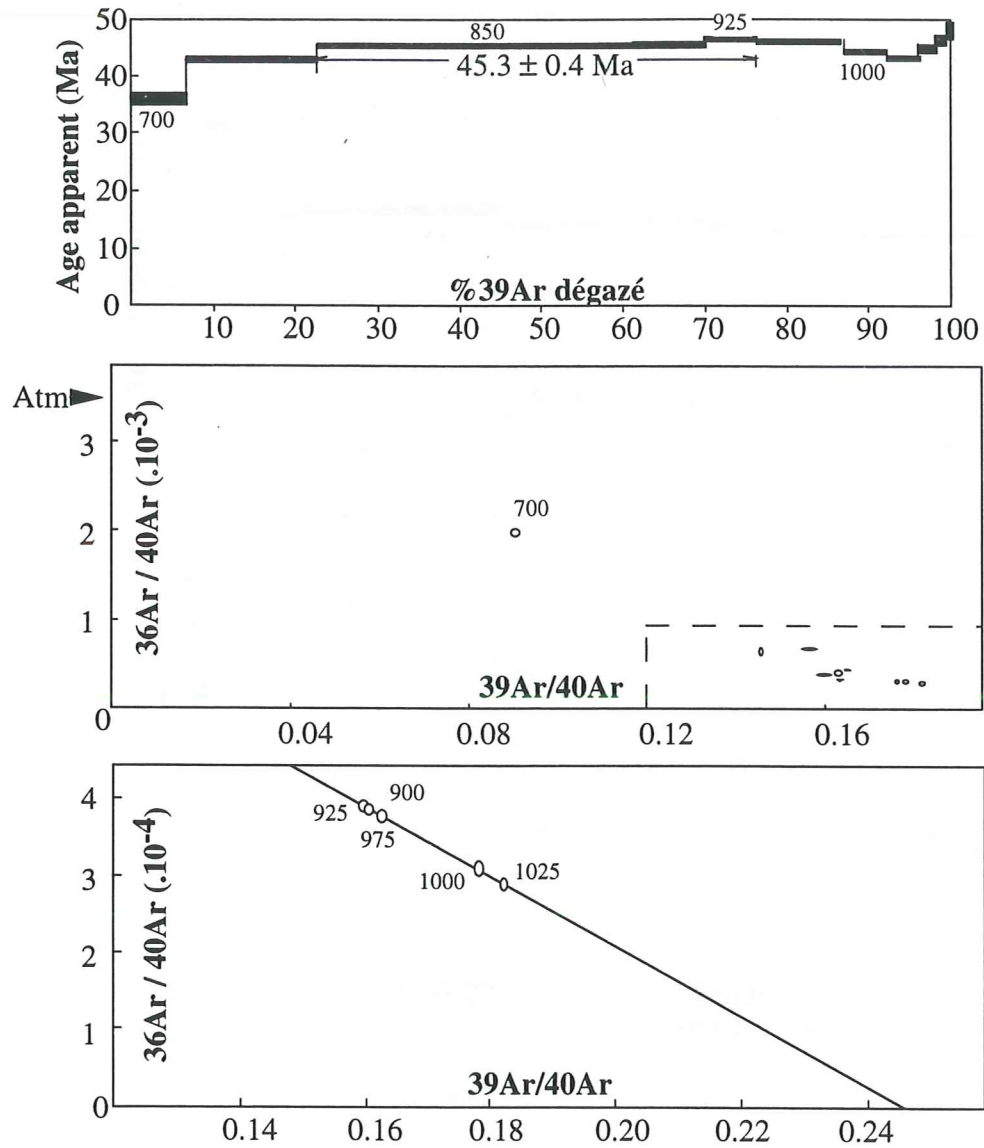
A l'exception des premiers et derniers paliers de température qui montrent des âges apparents calculés plus anciens, le spectre de l'échantillon V93-27 (Fig. 2.12) est assez plat. Entre les paliers 800 et 1200°C, les âges calculés décroissent de $35,1 \pm 1,5$ Ma à $30,2 \pm 0,3$ Ma avec un minimum relatif de $32,1 \pm 1$ Ma à 950°C. L'âge total intégré sur la totalité des paliers est de $33,2 \pm 0,5$ Ma. Entre 800 et 950°C, le dégazage de ^{36}Ar est inférieur au seuil de détection. Les teneurs en ^{36}Ar et par conséquent les rapports $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ seront donc considérés comme nuls. Dans le diagramme de corrélation isotopique, les points correspondants à ces paliers de température se situent sur l'axe des abscisses et n'ont pas été pris en compte pour tracer l'isochrone. Cette dernière présente une bonne corrélation (MSWD = 1,4) et donne un âge de $33,6 \pm 0,4$ Ma compatible avec l'âge total. Le rapport $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 264 \pm 15$ est sensiblement inférieur à la valeur atmosphérique pouvant témoigner d'une légère perte d'argon. Les âges obtenus correspondraient alors à des âges minima.

2.4.IV- Validité et signification des résultats :

Les âges obtenus varient de $29,9 \pm 0,8$ à $35,4 \pm 1,2$ Ma avec une majorité située vers 33 Ma (Tab. 2.c).

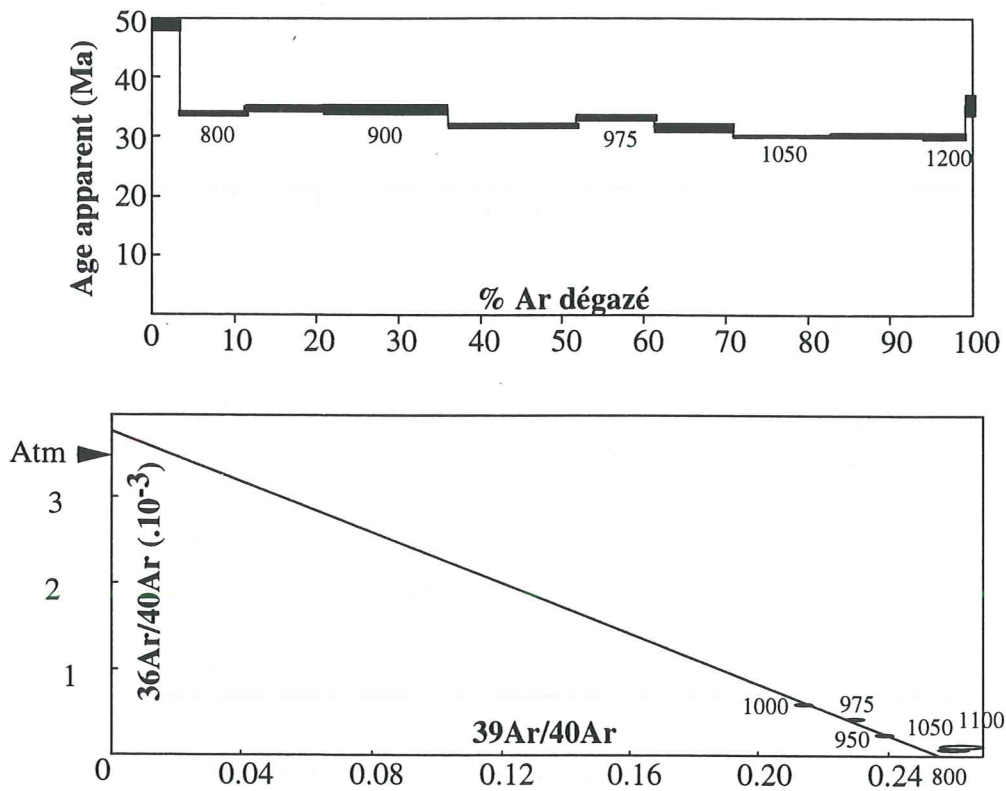
2.4.IV.A- Validité des résultats :

Les échantillons V93-02.c, V94-58.a et b montrent des âges plateau et des isochrones qui présentent de bonnes corrélations. Ces échantillons ne semblent pas avoir été affectés par une perte ou un gain d'argon. Les âges obtenus sont très proches (environ 33 Ma) et sont acceptables. Pour les échantillons V93-27 et V94-08, il n'a pas été possible de définir d'âge plateau.



V 94-64	Phengite
	100-180μm
Age isochrone :	$35,4 \pm 1,2$
MSWD :	0,5
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	906 ± 35
Paliers :	850-975
Age total :	$43,3 \pm 1,2$

Figure 2.11 : Résultats sur phengites V 94-64.



V 93-27

**Phengite
100-180 μm**

Age isochrone :	$33,6 \pm 0,4$
MSWD :	1,4
$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$:	264 ± 15
Paliers :	800-975
Age total :	$33,2 \pm 0,5$

Figure 2.12 : Résultats sur phengites V 93-27.

Echantillon	Localisation	Age (Ma)		Validité
V93-02.c	Versoyen	33,8	± 0,4	Bonne
V94-58.a	Versoyen	33,6	± 0,6	Bonne
V94-58.b	Versoyen	33,6	± 0,8	Bonne
V94-77.a	Versoyen	29,9	± 0,8	Médiocre
V94-133	Versoyen	27,5	± 0,8	Médiocre
V94-08	PSB	33,7	± 1,7	Raisonnable
V94-64	PSB	35,4	± 1,2	Surestimé
V93-27	FdT	33,6	± 0,4	Raisonnable

Tableau 2.c : Récapitulatif des principaux âges Ar/Ar obtenus et qualités des mesures

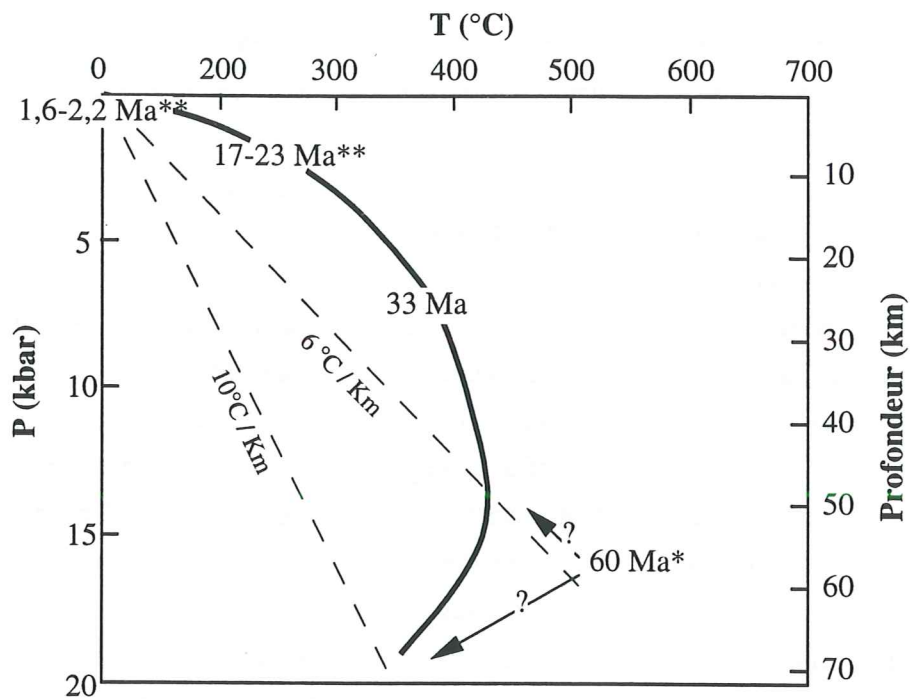


Figure 2.13 : Évolution Pression-Température-Temps (P-T-t) du complexe du Versoyen.
 * Données K/Ar sur glaucophane d'après Schurch (1987).
 ** Données traces de fissions sur zircons et apatites d'après Seward et Mancktelow (1994).

Cependant, certains paliers de température ont permis de tracer une isochrone de bonne qualité. Les systèmes cristallins de ces deux échantillons n'ont apparemment pas subi de perturbation, les âges isochrones (33 Ma) sont donc jugés comme raisonnables. L'échantillon V94-64 paraît affecté par une surpression d'argon. L'âge plateau ($45,3 \pm 0,4$ Ma) doit être largement surestimé, l'âge isochrone ($35,4 \pm 1,2$ Ma) ne peut être considéré que comme un âge maximum. Enfin, les échantillons V94-77.a et V94-133 sont caractérisés par un spectre d'âges en bosse, une isochrone de qualité médiocre et un fort excès d'argon. Les âges obtenus n'ont par conséquent de signification géologique.

2.4.IV.B- Signification des âges :

Les âges obtenus peuvent être interprétés soit comme des âges de croissance au cours de l'évolution métamorphique prograde soit comme des âges de refroidissement liés à l'évolution rétrograde. Les âges obtenus pourraient correspondre à des âges de croissance car ils ne varient pas avec la taille des phengites (Markley et al., soumis). Toutefois, seules deux fractions de phengites provenant d'un même échantillon ont été analysées. D'autre part, plusieurs arguments nous conduisent à interpréter ces âges comme des âges de refroidissement :

- Un âge de 63 ± 16 Ma a été obtenu par la méthode K/Ar sur glaucophane dans les tholéïtes du complexe du Versoyen (Schürch, 1987). Cet âge bien que très approximatif, interprété comme l'âge du pic métamorphique, est plus ancien que les âges obtenus sur phengites.

- Dans certains schistes du complexe du Versoyen, la présence de lawsonites rétroformées en phengites (voir chapitre 2, Cannic et al., 1995, p. 14) indiquent que ces phengites cristallisent au cours de l'évolution rétrograde du métamorphisme.

- Enfin, les âges Ar/Ar sont identiques dans le flysch de Tarentaise, dans le complexe du Versoyen et dans l'unité du Petit-Saint-Bernard, alors que l'histoire métamorphique de ces trois ensembles n'est comparable actuellement que dans son évolution rétrograde.

2.5- DISCUSSION :

2.5.I- Évolution P-T-t (Fig. 2.13):

Le complexe du Versoyen et l'unité du Petit-Saint-Bernard, jusqu'alors considérés comme faiblement métamorphiques, ont subi un métamorphisme éclogitique de haute pression (≈ 20 Kb) et très basse température ($\approx 350^\circ\text{C}$). Ces conditions métamorphiques ont été mises en évidence dans les roches magmatiques et les schistes du complexe du Versoyen ainsi que dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard (Goffé et Bousquet, sous presse). Bien que l'évolution métamorphique prograde n'est pas connue, le chemin rétrograde a pu être précisé. Le début de la décompression est accompagné par une augmentation de la température pour atteindre un pic thermique (vers 450°C) pour 15 Kb. La suite de l'évolution rétrograde est marquée par la baisse de la pression et de la température. La température de fermeture du système Ar/Ar dans les phengites peut être estimée à $350 \pm 50^\circ\text{C}$ en se

référant aux températures de blocage des biotites (Purdy et Jäger, 1976; Harrisson et al., 1985; Onstott et al. 1991). Le franchissement de l'isotherme 350°C par les séries du complexe du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard peut ainsi être daté vers 33 Ma.

Le flysch de Tarentaise présente une histoire métamorphique différente car il ne semble jamais avoir atteint le stade éclogitique (P max. < 10 Kb). Toutefois, le complexe du Versoyen et l'unité du Petit-Saint-Bernard montrent, à partir de 10 Kb, une évolution P-T-t semblable à celle du flysch.

La fin de l'évolution rétrograde est contrainte dans le temps grâce aux données de traces de fission sur zircon et apatite qui donnent des âges compris entre 17 et 23 Ma pour le zircon et entre 1,6 et 2,2 Ma pour l'apatite (Seward et Mancktelow, 1994).

2.5.II- Mise en place des éclogites :

La répartition des paragenèses éclogitiques dans l'ensemble du complexe du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard, ainsi que la similitude des conditions P-T-t au cours de la décompression, nous conduisent à regrouper ces deux séries au sein d'un même ensemble métamorphique. Il est par contre difficile de rattacher à cet ensemble le flysch de Tarentaise, qui ne présente pas les mêmes caractéristiques métamorphiques. Dietrich et Oberhänsli (1975) ont décrit des paragenèses à glaucophane dans les tholéites du Versoyen de la région de Visp. Le complexe du Versoyen de la région du Petit-Saint-Bernard jusqu'à Visp apparaît ainsi comme un ensemble métamorphique homogène de haute pression et basse température qui devra être intégré dans les modèles d'évolution géodynamique de la chaîne alpine.

La répartition des faciès éclogitiques dans le domaine valaisan vient confirmer l'interprétation de Schürch (1986), qui faisait du complexe du Versoyen la trace d'une subduction ou d'un chevauchement tectonique majeur. Les conditions P-T des éclogites de Versoyen et du Petit-Saint-Bernard traduisent un enfouissement à plus de 60 Km de profondeur. Ces conditions, au moment du pic de pression, correspondent à un gradient géothermique de très basse température (6-7°C / Km; Goffé et Bousquet, sous presse) et sont caractéristiques d'éclogites générées au cours d'une subduction (Peacock, 1992; 1993).

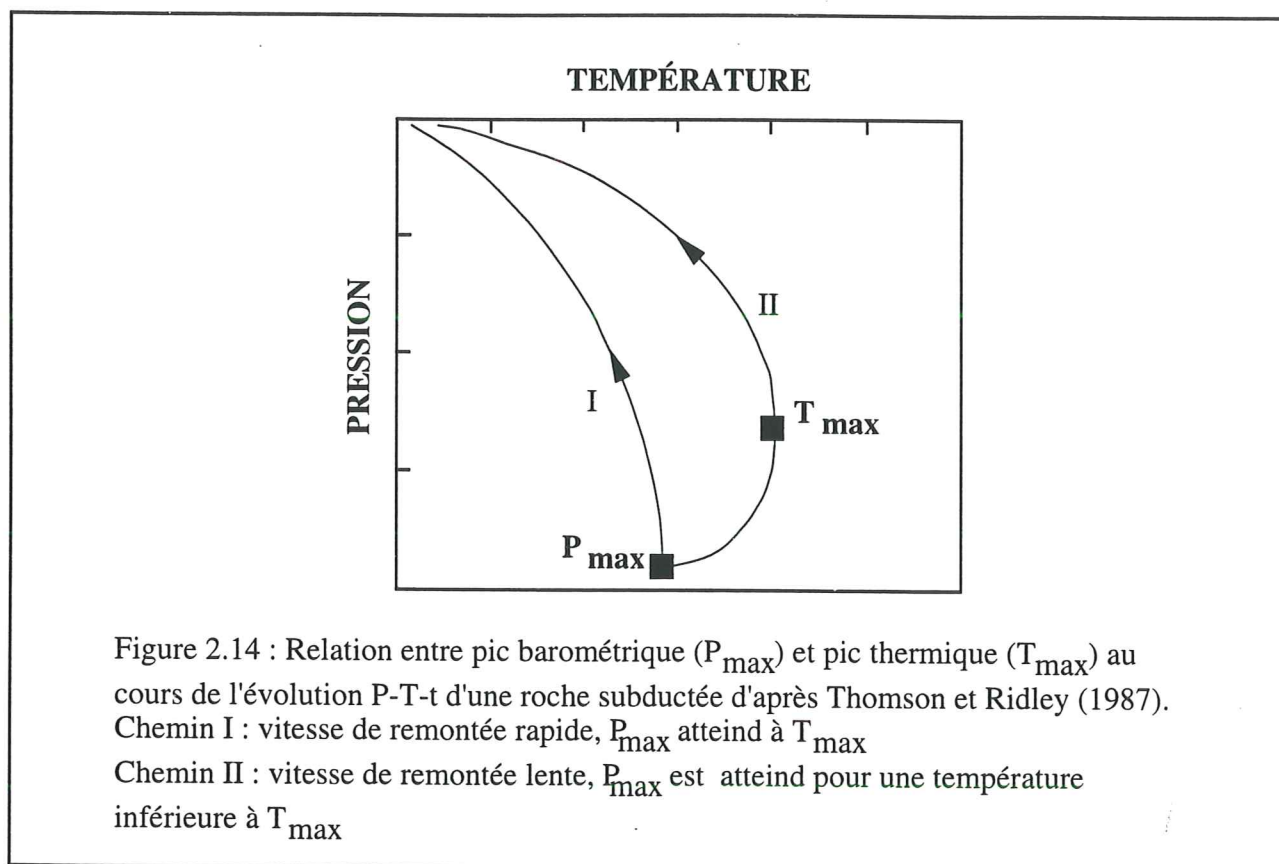
2.5.III- Début de l'exhumation des éclogites :

Day (1987) a montré qu'au cours de son enfouissement, une roche subit (1) un réchauffement durant la période de temps où elle reste en profondeur (temps de résidence), (2) une augmentation de température jusqu'à un point T_{max} (pic thermique métamorphique) au début de sa remontée, (3) enfin, un refroidissement au cours de son exhumation jusqu'à la surface. Day (1987) a également montré que T_{max} est d'autant plus élevée que le temps de résidence de la roche est long. Le pic thermique des roches du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard demeure dans les conditions des éclogites de basse température (géotherme de 9-10°C / Km).

England et Thompson (1984), Thompson et England (1984) et Thompson et Ridley (1987) ont modélisé l'évolution spatio-temporelle d'une roche ayant atteint des conditions de haute pression par subduction puis exhumée vers la surface (Fig 2.14). Pour une remontée "rapide" (supérieure à

1mm/an; chemin I), les assemblages haute pression et basse température seront conservés, alors que pour une remontée "lente" (moins de 1mm / an), la minéralogie haute pression est remplacée par celle de moyenne pression car la température maximale (T_{max}) est atteinte après le pic de pression (P_{max}). Le chemin P-T décrit pour les écloites du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard correspond au chemin II, ce qui suggère une remontée à vitesse "lente," au moins au début de l'exhumation, mais toutefois suffisamment rapide pour permettre la conservation des reliques minéralogiques de haute pression.

Au total, ces conditions suggèrent donc un temps de résidence très court, suivie d'une remontée relativement lente.



2.5.IV- La fin de l'exhumation :

Compte tenu du chemin P-T proposé (Fig. 2.13) et des ages de franchissement des isothermes, une vitesse d'exhumation de l'ordre de 0,8 mm/an peut être estimée entre 33 et 20 Ma, de 0,4 mm/an entre 20 et 2 Ma et de 2 mm/an à partir de 2 Ma. Ces chiffres sont sujet à une grande incertitude et les coupures temporelles utilisées ne sont fixées que par les températures de fermeture des marqueurs. Ils soulignent cependant des variations importantes dans les vitesses d'exhumation qui pourraient être dues au fait que l'exhumation est induite, outre l'érosion superficielle, par une tectonique extensive détaillée dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 3

Phase	Flysch de Tarentaise	Calcschistes du Petit-Saint-Bernard	Série du Versoyen
	Extension N-S		
D4	Fentes Décrochements dextres et senestres Ondulations	Fentes Failles normales Diaclasses Plis en chevron	Fentes Diaclasses Bombement
D3	S3: schistosité de crénulation P3: crénulation et kinks		?
	Chevauchements tardifs recoupant les plis		
D2	S2: schistosité de plan axial, N40-110/ 20-45°S P2: plis à vergence NO L2: Linéation d'allongement N40°		Schistosité de plan axial, N50/18-40°SE
D1	S1: le plus souvent confondue avec S2 P1: plis préservés au cœur des boudins	?	?
	Extension NO-SE	?	?

Tableau 3.a : Évolution structurale de l'unité du Roignais-Versoyen adaptée d'après les données de Lasserre et Laverne (1976), Lancelot (1979), Gély (1989) et Spencer (1992).

Chapitre 3 : ÉVOLUTION TECTONIQUE DE L'UNITÉ DU ROIGNAIS-VERSOYEN ET PHÉNOMÈNES COMPENSATEURS DE L'ÉPAISSISSEMENT CRUSTAL

3.1- INTRODUCTION :

Ce troisième chapitre, traitant de l'évolution tectonique de l'unité du Roignais-Versoyen, est essentiellement consacré à la déformation en extension qui apparaît au cours de la collision alpine. Le premier paragraphe est constitué de rappels sur la déformation dans le flysch de Tarentaise, la série du Versoyen et les calcschistes du Petit-Saint-Bernard.

Dans le deuxième paragraphe, nous présenterons les nouvelles données sur le plissement de la série du Versoyen et sur une phase d'extension syn-schiste vert, inconnue dans l'unité du Roignais-Versoyen. Les résultats concernant cette phase d'extension sont publiés aux *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* dans une note intitulée "Mise en évidence d'une faille ductile normale dans l'unité du Roignais-Versoyen". Cette phase est caractérisée par l'apparition de failles normales, pentées vers le SE. Dans les zones plus internes (Zone houillère, Vanoise et Grand Paradis), Baudin (1986) et Caby (1992 et 1996) ont mis en évidence des failles normales syn-schiste vert, pentées vers le NO.

Au cours du troisième paragraphe, nous présenterons une corrélation entre ces failles syn-schiste vert à pentages antithétiques, à l'aide des données obtenues à partir du profil sismique ECORS. Cette corrélation fait l'objet d'une note sous presse à *Tectonophysics*, intitulée "Neogene extension in the western Alps", dans laquelle nous proposons une interprétation de la géométrie des failles, suggérant une phase d'extension à l'échelle des Alpes internes.

Enfin, nous discuterons des mécanismes responsables de cette phase d'extension et de son rôle dans l'exhumation des éclogites.

3.2- RAPPELS :

De nombreuses études structurales ont été réalisées dans la région située entre Moutiers et le col du Petit-Saint-Bernard (Antoine, 1971; Fudral, 1973; Lasserre et Laverne, 1976; Lancelot, 1979; Lu Chia, 1985; Gély, 1989; Spencer, 1992) et mettent en évidence une tectonique polyphasée. Les principaux résultats sont résumés dans le tableau 3.a.

3.2.I- Déformation 1 :

La déformation D1 n'a été observée que dans le flysch de Tarentaise (Lancelot, 1979, Lu Chia, 1985; Gély, 1989). Bien que très diffuse, cette déformation est caractérisée macroscopiquement par des plis (P1) dont il ne subsiste que les charnières épaissies, les flancs étant complètement laminés (Lancelot, 1979). La schistosité S1 est le plus souvent confondue avec S2, mais parfois, elle est visible microscopiquement, au niveau de certaines charnières de plis (Fig. 3.1). La schistosité S1 est portée généralement par des phyllites de type phengite-muscovite.

3.2.II- Déformation 2 :

La déformation D2 correspond aux structures les mieux exprimées dans les séries du RVU. Cette déformation est caractérisée par des plis (P2) sub-isoclinaux, centimétriques à hectométriques (Lancelot, 1979). Ces plis sont fortement déversés vers le NO et associés à une schistosité de plan axial (S2) pentée de 20 à 45° vers le SE (voir carte en annexe). La schistosité S2 très pénétrative, affecte toutes les séries du RVU, alors que les plis P2 n'ont été observés que dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard et dans le flysch de Tarentaise. Une linéation d'allongement, parallèle à l'axe des plis, a été mise en évidence par Lancelot (1979) et montre une direction moyenne N40°.

Les accidents majeurs à vergence NO sont probablement à rattacher à la fin de cette phase de déformation (Gély, 1989). C'est le cas notamment du chevauchement des calcschistes du Petit-Saint-Bernard sur le complexe du Versoyen (Antoine, 1971; Lasserre et Laverne, 1976). Une linéation d'étirement N150-170° mise en évidence par Lancelot (1979), pourrait correspondre à un étirement de flux marquant la direction de transport sur ces accidents.

3.2.III- La déformation 3 :

La schistosité S3 correspond à une schistosité de crénulation (Lancelot, 1979). Cette schistosité, plus frustre que la schistosité S2, se distingue par son pendage toujours fort (voisin de la verticale) et orienté vers le SE. Les plis P3 qui affectent la schistosité S2 sont généralement des ondulations ou des plis en chevron. Les linéations L3 enfin, correspondent à des linéations de crénulation et d'intersection entre S2 et S3.

3.2.IV- La déformation 4 :

La déformation D4 regroupe les phases tardives post-schisteuses. Il s'agit notamment de fentes de tension associées à des décrochements dextres et sénestres (Gély, 1989), et de fracturations récentes liées à des ondulations.

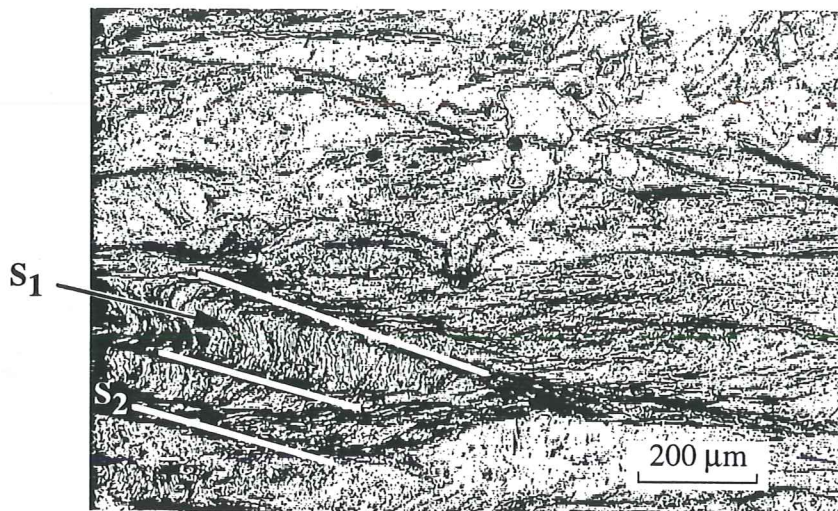


Figure 3.1 : Transposition de la schistosité S_1 par S_2 dans le flysch de Tarentaise.

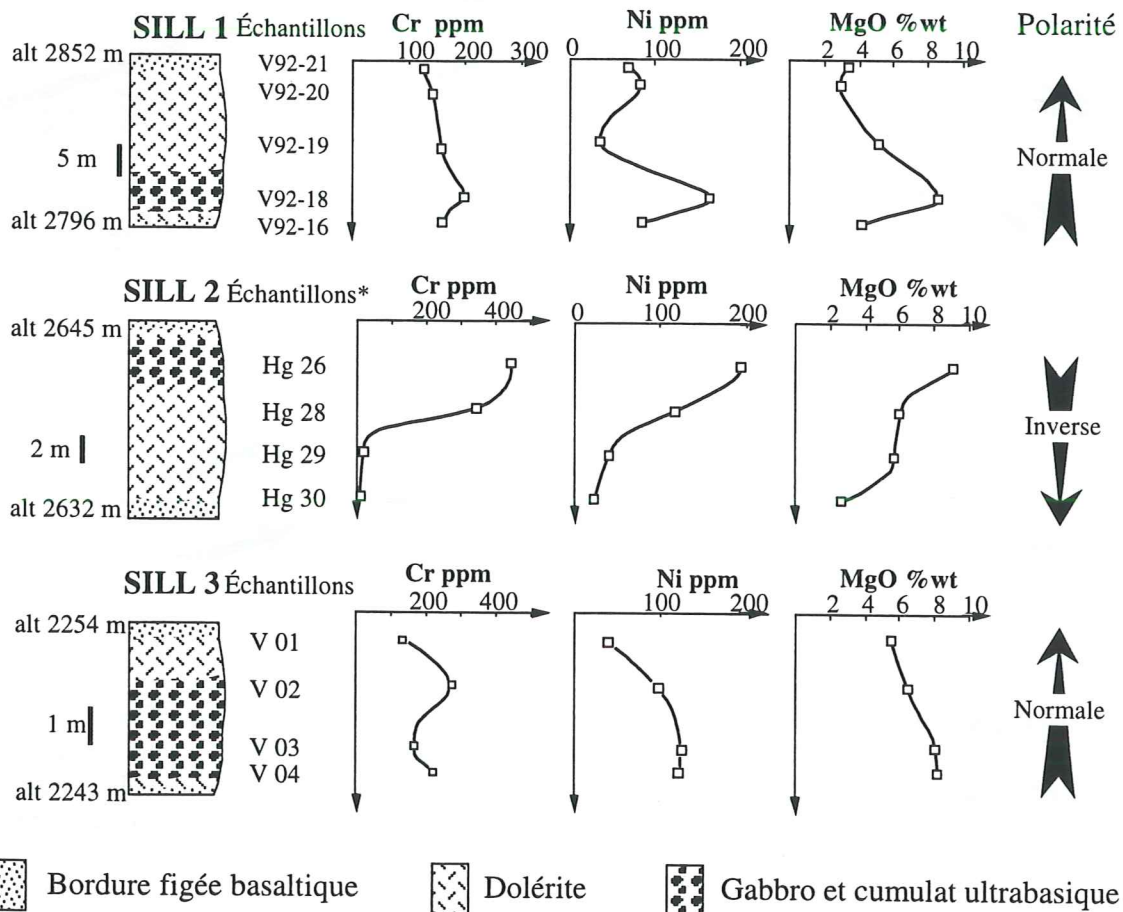


Figure 3.2 : Répartition des textures magmatiques au sein de trois sills et évolution des teneurs en Cr, Ni et Mg.

* Données d'après Lasserre et Laverne (1976).

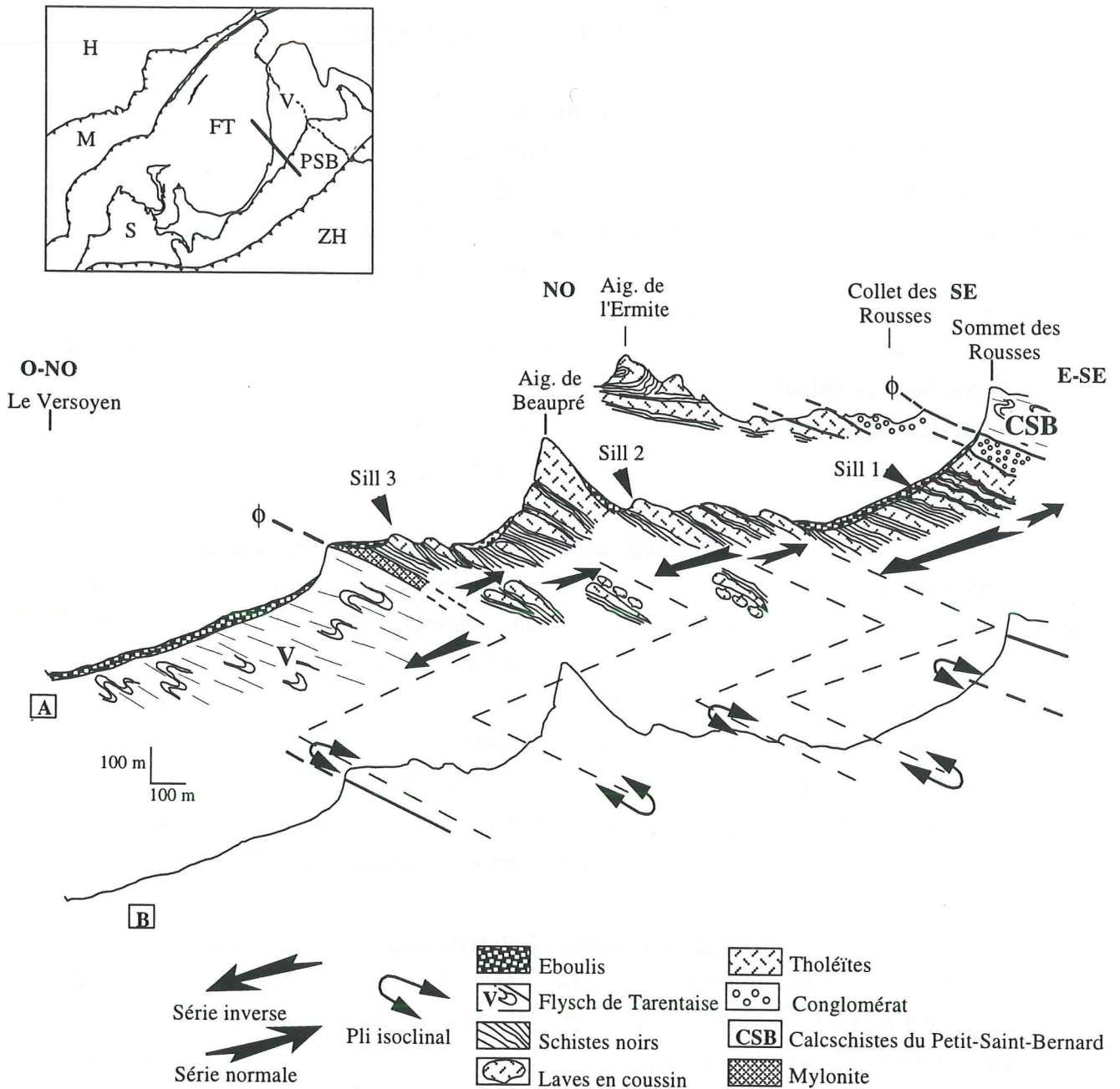


Figure 3.3 : [A] Coupe géologique à travers le complexe du Versoyen et polarité de la série. [B] Coupe interprétative illustrant le plissement de la série du Versoyen.
 FT- Flysch de Tarentaise, H- Domaine helvétique, M- Unité de Moutiers, PBS- Calcschistes du Petit-Saint-Bernard, V-Complexe du Versoyen, ZH- Zone houillère.

3.3- NOUVELLES DONNÉES SUR LA DÉFORMATION DANS LE RVU :

3.3.I- Plissement isoclinal de la série du Versoyen :

Le complexe du Versoyen présente un pendage régulier vers le SE. L'aspect "monoclinal" de la série contraste avec le plissement intense du flysch de Tarentaise et des calcschistes du Petit-Saint-Bernard. L'absence apparente de plis a conduit de nombreux auteurs à interpréter la série actuelle du Versoyen comme un édifice magmatique peu déformé (Loubat, 1968; Loubat et al., 1984; Schürch, 1987). Cependant, Lasserre et Laverne (1976) ont montré que le complexe du Versoyen présente un flanc inverse particulièrement développé et impliquant l'existence d'un grand anticlinal.

Afin de préciser la structure du complexe du Versoyen, une étude détaillée de la polarité de la série a été réalisée, en se basant sur la répartition des textures magmatiques au sein des sills les plus épais, et sur l'évolution de la composition géochimique de ces sills.

3.3.I.A- Critères de polarité magmatique et géochimique (Fig. 3.2) :

Les sills les plus épais (généralement plus de 20m) sont constitués par des gabbros, des cumulats ultrabasiques et des dolérites. Le refroidissement lent des sills a permis l'apparition d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée. Ce processus débute par l'accumulation de phénocristaux d'olivine magnésienne, de pyroxène et de plagioclase (Lasserre et Laverne, 1976). Les gabbros et les cumulats ultrabasiques ainsi formés, enrichis en Mg, Ni, Cr, sont localisés à la base des sills juste au dessus de la bordure figée, alors que la partie supérieure est formée de dolérites. La variation des textures au sein des sills définit un critère de polarité magmatique, alors que l'évolution des teneurs en Mg, Ni et Cr marque un critère de polarité géochimique.

3.3.I.B- Plissement isoclinal de la série du Versoyen (Fig. 3.3) :

En utilisant les critères de polarité magmatique et géochimique, il est possible de mettre en évidence une succession de sills en position normale et inverse (Fig. 3.3.a). Cette succession de polarité suggère un plissement décamétrique à hectométrique du complexe du Versoyen, lié à des plis isoclinaux déversés vers le NO (Fig. 3.3.b). Ces plis, comparables aux plis P2 du flysch de Tarentaise ou des calcschistes du Petit-Saint-Bernard, sont transposés par la phase tectonique tardive (voir paragraphe suivant).

Le plissement du complexe du Versoyen a deux conséquences :

- (1) Il complique les tentatives de reconstruction de la géométrie initiale de l'édifice magmatique.
- (2) Il implique de diminuer l'épaisseur lithos-stratigraphique de la série magmatique et sédimentaire. En effet, si la puissance du complexe pouvait être estimée à 1000 m dans le cas d'une série monoclinale, l'épaisseur actuellement préservée ne dépasse pas 200 à 300 m en tenant compte du plissement isoclinal.

3.3.II- Déformation en extension dans le RVU:

3.3.II.A- Caractéristiques de la déformation :

Une déformation en extension dans le RVU a été mise en évidence (Cannic et al., 1995). Nous avons ainsi montré que :

- La schistosité de plan axial (S2), pentée de 20 à 45° vers le SE, est affectée par des plans matérialisés par des minéraux du faciès schiste vert.

- Ces plans sont régulièrement pentés vers le SE de 45 à 70° et correspondent à des plans de cisaillement résultant d'une extension le long de la schistosité de plan axial ("Extensional Crenulation Cleavage" ou ECC de Platt et Vissers, 1980).

- La linéation d'étirement, orientée N140-160°, est également portée par la minéralogie schiste vert.

Les plans d'ECC, la linéation d'étirement et des plis d'entraînement indiquent une déformation ductile correspondant à un jeu normal vers le SE. Cette déformation est particulièrement importante dans le complexe du Versoyen et décroît dans le flysch de Tarentaise et dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard. Nous avons interprété cette déformation comme liée à une faille normale ductile.

3.3.II.B- Mise en évidence d'une faille ductile normale dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France).

L'article qui suit est publié aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.

Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France)

Sébastien Cannic, Jean-Louis Mugnier et Jean-Marc Lardeaux

C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, série II a, p. 513 à 519, 1995

S. C. et J.-L. M. : ERS 129, Institut Dolomieu, 15, rue M.-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France ;

J.-M. L. : URA CNRS 726, Université C.-Bernard, Lyon-I, 69324 Villeurbanne Cedex 07, France.

Résumé Au SE du Mont-Blanc (Alpes occidentales, France), l'unité du Roignais-Versoyen est constituée du « flysch de Tarentaise » et de la série du Versoyen. Des critères structuraux (linéation d'étirement, plans d'ECC, plis d'entraînement), indiquent une déformation en cisaillement contemporaine du faciès métamorphique schiste vert. Cette déformation correspond à un jeu de type faille normale le long de la zone de cisaillement ductile du Versoyen. Les conséquences d'une phase d'extension au cours de la collision Europe-Apulia sont discutées.

Mots-clés : Unité du Roignais-Versoyen, Faille ductile normale, Métamorphisme schiste vert.

Abstract Evidence for a normal ductile fault in the Roignais-Versoyen unit (Western Alps, France)

SE of Mont-Blanc (Western Alps, France), the Roignais-Versoyen unit is composed of the "flysch de Tarentaise" and the Versoyen suite. New structural data (stretching lineation, extensional crenulation cleavage, drag folds) indicate a top to the SE shearing. The Versoyen zone can be interpreted as a normal ductile fault under green schist facies conditions. The consequences of the extensional event during the collision between Europe and Apulia are discussed.

Keywords: Roignais-Versoyen unit, Normal ductile fault, Green schist metamorphism.

Abridged English Version INTRODUCTION

LATE orogenic extension in the Tibetan plateau, the European Palaeozoic belt, the Eastern Alps and the internal zones of the Western Alps has been largely documented over the past 15 years (*see for references* Séranne and Malavieille, 1994). In the External zone of the Western Alps and the Lower Penninic zone, recent work has been focused on the neo-tectonic mechanism (Darmendrail, 1994; Darmendrail *et al.*, 1994). The aim of this paper is to determine the importance of the exhumation process in the Roignais-Versoyen unit (Valaisan zone, France) during the collision between Europe and Apulia.

GEOLOGICAL SETTING

The Roignais-Versoyen unit forms a thin belt bounded by the Frontal Penninic and the Frontal Briançonnais Thrusts. This unit is composed of the Valaisan series, *i.e.* the "flysch de Tarentaise" and the igneous-sedimentary pile of the Versoyen. The age of the Versoyen complex is not determined but the age of the "flysch de Tarentaise" is still debated: Senonian (Antoine, 1971) or Priabonian (Gély, 1989). The Versoyen complex is affected by HP-LT metamorphism. In several exposures, an eclogitic paragenesis is preserved in the meta-igneous rocks (Schürch, 1987). More commonly, the HP paragenesis is retromorphosed under blue schist and green schist

Note

présentée par
Xavier Le Pichon.

remise le 10 mars 1995,
acceptée après révision
le 14 juin 1995.

facies conditions (Lasserre and Laverne, 1976; Schürch, 1987; Cannic *et al.*, 1993). East of the Roignais-Versoyen unit, the Petit-Saint-Bernard unit crops out near the Petit-Saint-Bernard pass. This unit is composed of Liassic calcareous slates and black shales (Antoine, 1971). The Alpine compressional event is responsible for the (i) numerous SE dipping thrusts (Barbier, 1951; Trümpy, 1955; Antoine 1971; Lancelot, 1979; Butler, 1984), responsible for the thrusting of the calcareous slates above the Versoyen complex; (ii) the N40° isoclinal folds verging to the NW and (iii) the axial plane cleavage dipping to the SE (20-45°). Moreover, the "flysch de Tarentaise" present a synform structure and its inverted limb is tectonically overlapped by the Versoyen complex (fig. 1.1).

FINITE STRAIN MARKERS

Polyphased structures have been observed in the Roignais-Versoyen unit: A planar fabric distorts the axial plane cleavage (fig. 1.2). This SW-NE fabric dips around 40 to 60° towards the SE (fig. 2) and took place during the green schist facies conditions. This planar fabric corresponds to an extensional crenulation cleavage ("ECC"; Platt and Vissers, 1980). These ECC represent the ductile microscale shear bands produced by shearing strain oblique to the axial plane cleavage.

A stretching lineation striking N140 to N160° is marked by actinolite, chlorite and phengite. Those minerals correspond to the retrograde metamorphism in green schist facies. The stretching lineation is visible in: the Versoyen complex, the inverted limb of the "flysch de Tarentaise" synform, the black shales of the "Petit-Saint-Bernard" unit (in the "Roc de Belleface") and the Carboniferous schist in the "vallée des Chapieux" (fig. 2). The observation of the ECC in a plane oriented perpendicularly to the axial plane cleavage and parallel to the stretching lineation, allows this lineation to be interpreted as the direction of movement during the shearing strain under green schist facies conditions.

The dip of the ECC is steeper than the axial plane cleavage (fig. 1.2). The ECC reveal a regional shearing corresponding to the displacement of the upper units towards the SE.

The displacement marks a normal movement along a shear plane dipping towards the SE. The deformation, very strong inside the pile of the Versoyen, decreases in the adjacent units. This "gradient" of deformation explains the development of the stretching lineation (inside the Versoyen complex) and the tectonic transposition of the igneous-sedimentary pile. In fact, the Versoyen complex can be considered as a normal ductile shear zone.

This movement also generates some N 20-40° drag folds verging to the SE.

The igneous rocks of the Versoyen complex, the sandstone beds in the "flysch de Tarentaise" and the limestone beds in the calcareous slates of the "Petit-Saint-Bernard" are affected by a "chocolate tablet boudinage" (pinch and swell structures). This bed thinning is compatible with the normal shearing strain (the direction of shortening is oriented perpendicularly to the axial plane cleavage).

The Alpine compressional event (D2 after Lancelot, 1979) corresponds to isoclinal folds verging to the NW. The ECC present the same orientation in normal and inverted limbs of the isoclinal folds (fig. 1.2). This structural relationship indicates that the top to the SE shearing postdates the thrusting movement towards the NW. A brittle deformation succeeded the normal ductile shearing. The brittle deformation is characterized by normal faults dipping towards the SE.

DISCUSSION

The shear strain controls the peculiar structure of the Versoyen complex. The igneous-sedimentary pile is formed by tholeiitic sills which are oriented parallel to the axial plane cleavage and dip gently towards the SE. No vertical intrusive has been observed (Loubat, 1984). In fact, this structure can be explained by the transposition of sills and dykes parallel to the shear planes (Ramsay and Huber, 1987).

The normal ductile shearing of the Versoyen zone likely could be related to the exhumation of the External Crystalline massifs during the Neogene (Seward and Mancktelow, 1994).

The normal shearing is responsible for a part of the exhumation of the HP-LT rocks of

the Versoyen zone. The SE trending lineation is approximately at right angles to the SW-trending extensional lineation in the Simplon fault zone (Mancktelow, 1985; Merle *et al.*, 1986; Mancel and Merle, 1987), and are therefore unlikely to be related. Similar orientation of the lineation between the normal fault of the Versoyen complex and the thrusting in the French Jura and the Sub-Alpine chains suggests that the normal fault might be due to gravitational effects. However, a regional extensional event resulting from a lithospheric bending cannot be excluded.

CONCLUSIONS

The Roignais-Versoyen unit is affected by shear strain deformation during retrograde metamorphic conditions. The ductile strain reveals the upper units sheared towards the SE. During the deformation, the Versoyen complex can be interpreted as a normal ductile fault. This extensional event postdates the shortening movement towards the NW. The structural evolution of the Roignais-Versoyen unit emphasizes the importance of the extensional event during the collision between Europe and Apulia.

1. INTRODUCTION

Depuis ces 15 dernières années, de nombreux travaux ont été réalisés sur l'extension syn-orogénique. Ce phénomène a été étudié en Himalaya sur le plateau tibétain, dans la chaîne paléozoïque d'Europe, dans les Alpes orientales et dans les zones internes des Alpes occidentales (voir pour références Séranne et Malavieille, 1994). Les travaux effectués dans la zone externe des Alpes occidentales ou à proximité du Front Pennique sont, par contre, peu nombreux et portent sur des failles tardives (Darmendrail, 1994 ; Darmendrail *et al.*, 1994). L'objet de cette Note est de souligner l'importance de la tectonique extensive dans l'unité Roignais-Versoyen durant la formation de la chaîne alpine.

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

L'unité du Roignais-Versoyen (Savoie, France) appartient à la zone valaisanne. Elle est limitée par deux chevauchements majeurs : à l'Ouest, le Front Pennique (FP), à l'Est, le Chevauchement Briançonnais Frontal (CBF). L'unité du Roignais-Versoyen est constituée du « flysch valaisan » ou « flysch de Tarentaise » (Antoine, 1971 ; Fudral, 1973) et de la série volcano-sédimentaire du Versoyen (Loubat, 1968 ; Lasserre et Laverne, 1976, Cannic *et al.*, 1993). L'âge de cette série n'est pas déterminé, alors que le « flysch de Tarentaise » est daté selon les

auteurs, du Sénonien (Antoine, 1971; Fudral, 1994) ou du Priabonien (Gély, 1989). La série du Versoyen est affecté par un métamorphisme HP-BT ayant atteint le faciès éclogitique (Schürch, 1987), et par une évolution rétrograde de type schiste bleu puis schiste vert (Lasserre et Laverne, 1976 ; Schürch, 1987 ; Cannic *et al.*, 1993). Dans la région du Col du Petit-Saint-Bernard, l'unité du Roignais-Versoyen est en contact avec l'unité du Petit-Saint-Bernard. Cette dernière est composée de calcschistes et de schistes noirs attribués au Lias (Antoine, 1971). La tectonique alpine en compression est responsable de la formation d'une pile de chevauchements à pendage vers le SE (Barbier, 1951 ; Trümpy, 1955; Antoine, 1971 ; Butler, 1984) et de plis à vergence NW (fig. 1.1). Ces plis sont associés à une schistosité de plan axial pentée vers le SE de 20 à 45°. Le « flysch de Tarentaise » forme ainsi une synforme, dont le flanc inverse est surmonté par la série volcano-sédimentaire du Versoyen (Antoine, 1971 ; Lancelot, 1979). Cette dernière est elle-même intensément plissée et chevauchée par les calcschistes du Petit-Saint-Bernard.

3. CHAMP DE DÉFORMATION FINIE

Des structures polyphasées ont été mises en évidence. La schistosité de plan axial des plis est affectée par des plans matérialisés par des minéraux du faciès schiste vert. Ces plans se disposent obliquement sur la schis-

Fig. 1 1. Coupe géologique à travers l'unité du Roignais-Versoyen.
 2. Coupe illustrant les relations entre la schistosité de plan axial des plis isoclinaux (S) moyennement pentée vers le SE (20-45°) et les structures d'ECC beaucoup plus pentées (45-75°).
 Carte de localisation : H : Domaine Helvétique, M : Unité de Moutier, S : Unité des Salins, FT : Flysch de Tarentaise, V : Zone du Versoyen, PSB : Unité du Petit-Saint-Bernard, ZH : Zone houillère.

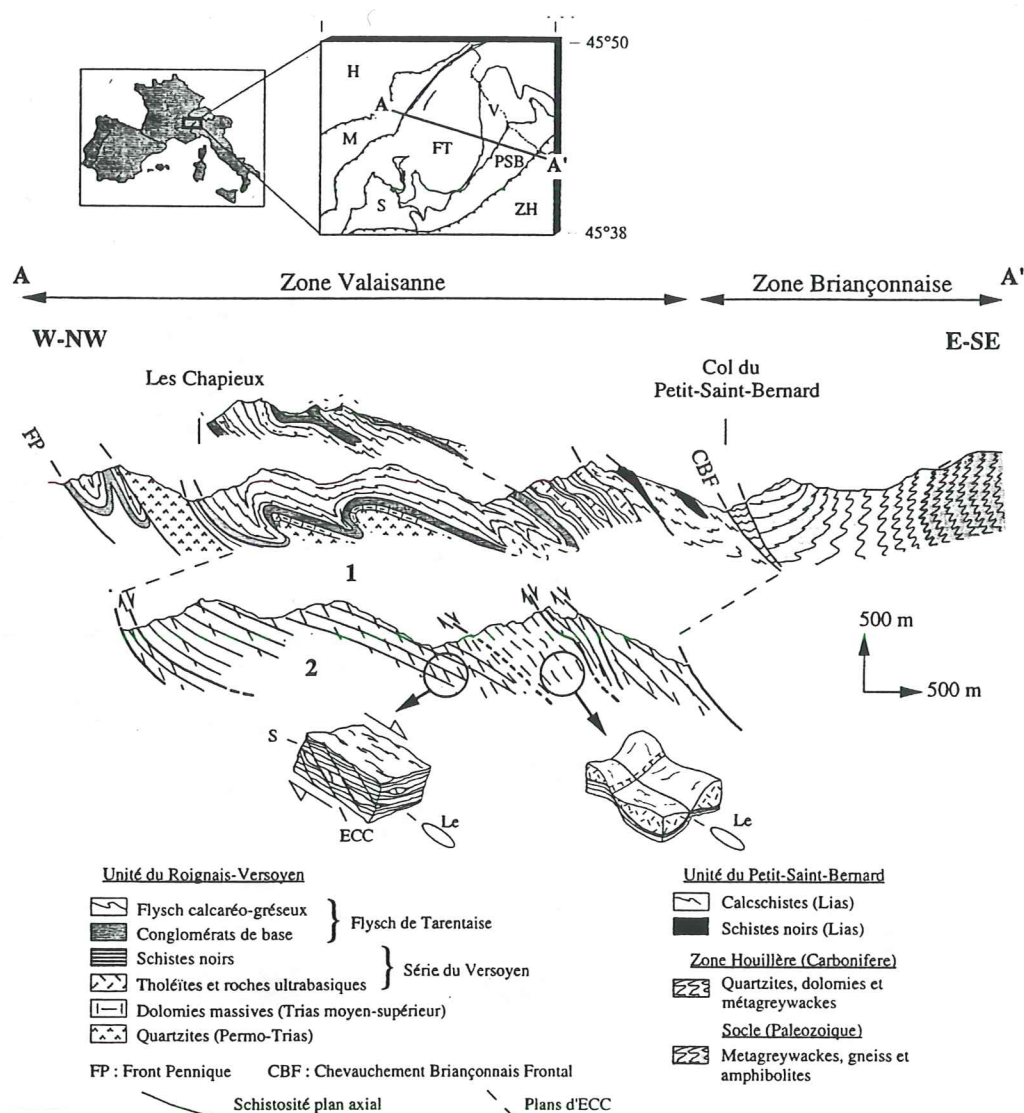


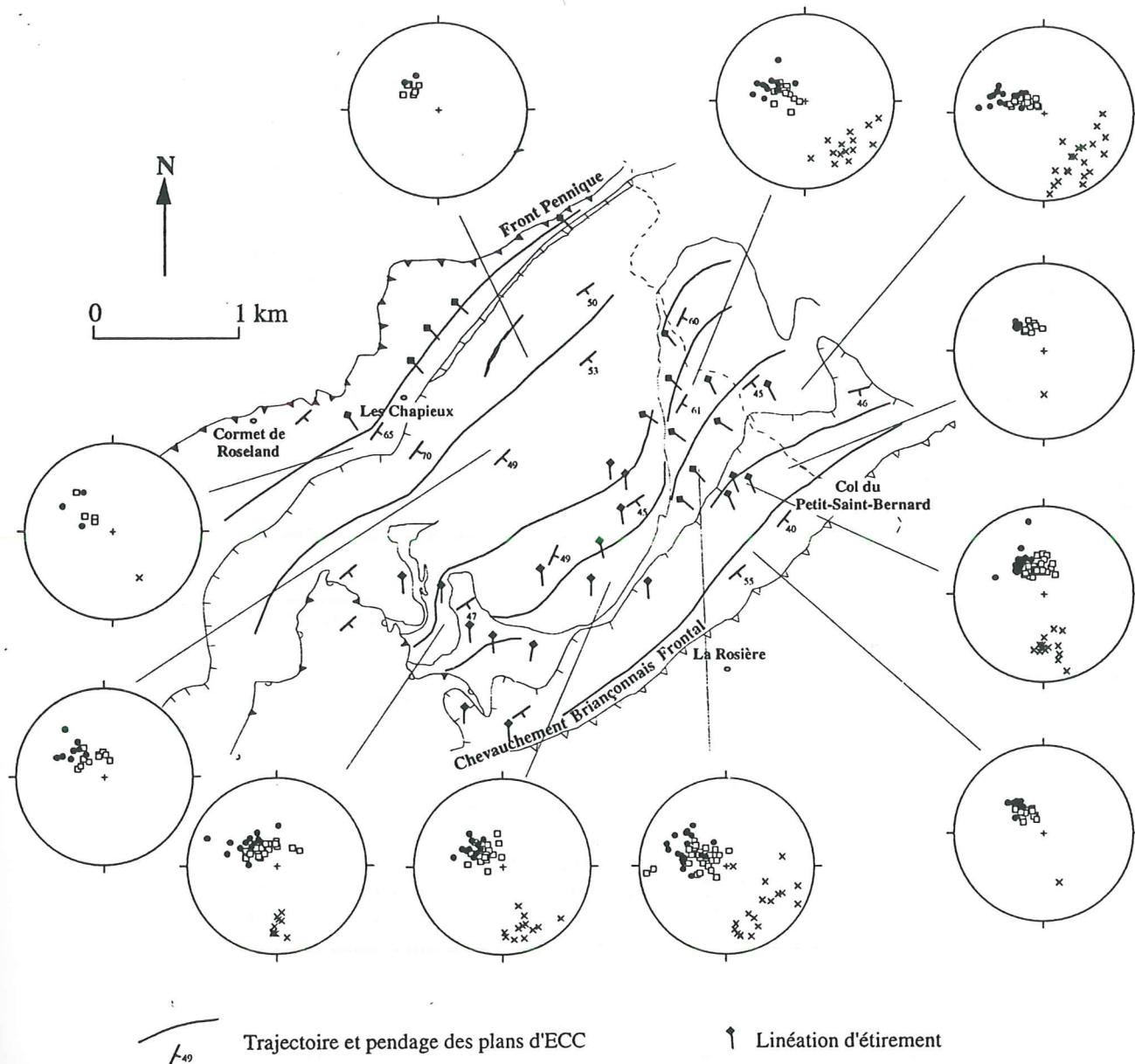
Fig. 2 Carte de trajectoire des structures d'ECC et orientation de la linéation d'étirement dans l'unité du Roignais-Versoyen. Stéréogramme hémisphère inférieur (projection équiaréale), représentant l'orientation de la linéation d'étirement (croix), la schistosité de plan axial des plis isoclinaux (carrés évidés) et les structures d'ECC (cercles noirs).

Trajectories map of the extensional crenulation cleavage and orientation of the stretching lineation in the Roignais-Versoyen unit. Stereogram of stretching lineation (cross symbols), axial plane cleavage associated with the isoclinal folds (open squares) and extensional crenulation cleavage (black circles), lower hemisphere (equal area projection).

tosité de plan axial et la déformé à leur voisinage (fig. 1.2). Ils sont régulièrement pentés vers le SE de 45 à 70° (fig. 2) et correspondent à des plans de cisaillement ductiles résultant d'une extension le long de la schistosité de plan axial (« Extensional Crenulation Cleavage » ou « ECC », Platt et Visers, 1980). Le sens du déplacement est donné par la forme curviplanaire de la schistosité à l'intérieur des microlithons.

Actinote, chlorite et phengite forment une linéation d'étirement orientée N140-160°. Cette minéralogie correspond au faciès schiste vert à albite, actinote, épidote et

quartz. Cette linéation est localisée dans la série du Versoyen, dans le flanc inverse du synforme du « flysch de Tarentaise » et dans les niveaux schisteux des séries voisines (schistes noirs dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard au Roc de Belleface; schistes du houiller dans la vallée des Chapieux, fig. 2). L'observation des structures d'ECC dans un plan perpendiculaire à la schistosité et parallèle à la linéation d'étirement permet d'interpréter cette dernière comme la direction de transport syn-schiste vert, contemporaine de la formation des structures d'ECC. Les plans d'ECC sont toujours plus pentés



que la schistosité de plan axial (fig. 1.2). Ils traduisent une déformation en cisaillement qui correspond à un mouvement général en extension vers le SE. La linéation d'étirement est provoquée par la transposition tectonique des séries les plus déformées. La déformation est particulièrement importante au sein de la série du Versoyen et décroît dans les unités voisines. Ce gradient de déformation finie indique que la série du Versoyen « localise » la déformation. Cette

série constitue une zone de faiblesse à la base des unités penniques et joue le rôle d'une faille normale ductile.

Le cisaillement est accompagné de plis d'entraînement que l'on peut observer sur certaines bordures des filons tholéitiques du Versoyen. Ces plis à vergence SE, ont un axe N20-40°. Un double boudinage affecte les tholéïtes du Versoyen ainsi que de certains bancs calcaires du « flysch de Tarentaise » et des calcschistes du Petit-Saint-Bernard

Fig. 2
Légende page précédente.
Caption on previous page.

(structures en tablettes de chocolat). Les fentes inter-boudins, remplies de calcite, montrent des directions perpendiculaires N30-50° et N150-170°. Ce double boudinage correspond à un raccourcissement perpendiculaire à la schistosité, compatible avec la tectonique en extension.

Le « flysch de Tarentaise » est affecté par des plis décamétriques à hectométriques déversés vers le NW. Ces plis provoqués par une phase en compression (D2 d'après Lancelot, 1979), n'affectent pas les plans d'ECC. En effet, l'orientation des plans d'ECC reste constante dans les flanc normaux et inverses des plis (fig. 1.2). Cette relation entre les structures indiquent que la phase de cisaillement vers le SE est postérieure à la phase de chevauchement vers le NW. Enfin, la déformation ductile en extension évolue vers le domaine fragile et se traduit par l'apparition de failles à pendage SE.

4. DISCUSSION

Le cisaillement lié à l'extension permet d'expliquer la structure particulière de la zone du Versoyen. En effet, la série volcano-sédimentaire est constituée de filons tholéïtiques régulièrement pentés vers le SE, qui semblent s'être mis en place parallèlement à la stratification. Aucun filon ne se recoupant, le mode d'alimentation du magmatisme posait un problème (Loubat, 1984). Cependant, le cisaillement a pu affecter et réorienter les structures initiales dans un plan parallèle au plan de déformation majeur (Ramsay et Huber, 1987). Ainsi, quelle que soit l'orientation première des dykes ou des filons, ceux-ci seraient aujourd'hui parallélisés par le jeu en faille normale de la zone du Versoyen. La plupart des contacts actuels entre protolithes ignés et sédimentaires ne représenteraient donc pas la géométrie initiale de l'édifice magmatique.

Le jeu normal de la « zone ductile » du Versoyen est compatible avec l'exhumation des unités sous-jacentes comme celle des Massifs Cristallins Externes au cours du Néogène (Seward et Mancktelow, 1994).

La remontée en surface des roches basiques éclogitisées du Versoyen est, pour partie tout du moins, liée à ce jeu normal. Cette dénudation tectonique de matériel profond est une nouvelle donnée importante pour la compréhension de l'évolution structurale de la chaîne alpine. La zone ductile du Versoyen se situe le long du profil ECORS, dans la continuité d'une bande réflective pentée vers le SE (Mugnier *et al.*, 1990 ; Touvenot *et al.* 1990). Il n'est pas exclu que cette zone de cisaillement ait déjà été imagée par la sismique.

Cependant, cette extension vers le SE reste difficilement corrélable à la déformation (pratiquement perpendiculaire) observée dans la zone du Simplon (Mancktelow, 1985 ; Merle *et al.* 1986; Mancel et Merle, 1987). L'orientation NW-SE de la linéation est par contre comparable aux directions d'étirement observées dans le Viso (Ballèvre *et al.*, 1990) où ces dernières correspondent à un jeu en failles normales orientées vers le NW. L'orientation du jeu en faille normale, similaire à celle des chevauchements dans les chaînes subalpines et dans le Jura français au cours du Néogène pourrait suggérer l'existence d'un phénomène de réajustement gravitaire. Toutefois, l'existence d'une phase d'extension régionale liée à une flexure de la lithosphère ne peut être exclue.

CONCLUSIONS

L'unité du Roignais-Versoyen est affectée par une déformation cisailante contemporaine du métamorphisme rétrograde en faciès schiste vert. Le cisaillement traduit un mouvement vers le SE du compartiment supérieur. Au cours du cisaillement, la zone du Versoyen se comporte comme une faille normale ductile. Cette phase d'extension vers le SE est postérieure à la phase de raccourcissement qui voit le chevauchement des unités vers le NO. L'évolution structurale de l'unité du Roignais-Versoyen est la preuve de l'extension existant dans cette région, alors que la convergence Europe-Apulie se poursuit ainsi que l'épaississement crustal.

RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

- ANTOINE, P., 1971. La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse, *Thèse de 3^e cycle*, 367, Grenoble.
- BALLEVRE, M., LAGABRIELLE, Y. et MERLE, O., 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of the lithospheric stacking in the western Alps, *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 227-236.
- BARBIER, R., 1951. La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. Les conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays, *Trav. lab. géol. Grenoble*, 29.
- BUTLER, R. W. H., 1984. Balanced cross-section and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion, *J. Struct. Geol.*, p. 603-606.
- CANNIC, S., LAPIERRE, H. et MUGNIER, J. L., 1993. The Versoyen: an intriguing metamorphic basaltic complex at the boundary between internal and external domains of the western Alps, EUG VII, Strasbourg, *Terra abstract*, p. 423.
- DARMENDRAIL, X., 1994. Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellement, *Thèse de 3^e cycle*, 216, Chambéry.
- DARMENDRAIL, X., MENARD, G. et TARDY, M., 1994. Interprétation néotectonique « d'anomalies » géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : Le Grésivaudan, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, série II, p. 815-821.
- FUDRAL, S., 1973. Contribution à l'étude de l'unité de Moutier entre le torrent du Cornet d'Arêches et le hameau des Chapieux, *Thèse 3^e Cycle*, 129, Grenoble.
- FUDRAL, S., 1994. Essais de détermination de l'âge des formations métasédimentaires du flysch valaisan (Alpes nord-occidentales) et résultats, *RST* 15, Nancy, p. 95.
- GELY, J. P., 1989. Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France), *Thèse 3^e Cycle*, 343, Chambéry.
- LANCELOT, J. C., 1979. Étude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie, *Thèse 3^e Cycle*, 121, Paris-VII.
- LASSERRE, J. L. et LAVERNE, C., 1976. Le volcanisme tholeiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italienne): minéralogie, pétrographie et géochimie, *Thèse 3^e Cycle*, 252, Grenoble.
- LOUBAT, H., 1968. Étude pétrographique des ophiolites de la « zone du Versoyen » Savoie (France). Province d'Aoste (Italie), *Thèse 3^e Cycle*, Archives des Sciences de Genève, 28, p. 247-265.
- LOUBAT, H., 1984. Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins du type Golfe de Californie, *Géologie Alpine*, p. 37-44.
- MANCEL, P. et MERLE, O., 1987. Kinematics of the part of the Simplon Line (Central Alps), *Tectonophysics*, 135, p. 265-275.
- MANCKTELOW, N., 1985. The Simplon Line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps, *Eclogae Geol. Helv.*, 78, p. 73-96.
- MERLE, O., LE GAL, P. et MANCEL, P., 1986. Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales), *Eclogae Geol. Helv.*, 79, p. 705-718.
- MUGNIER, J. L., GUELLEC, S., MENARD, G., ROURE, F., TARDY, M. et VIALON, P., 1990. A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile, *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 203-216.
- PLATT, J. P. et VISSERS, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks, *J. Struct. Geol.*, p. 397-410.
- RAMSAY, J. G. et HUDER, M. I., 1987. *The technique of modern structural geology*, Harcourt, Brace, Jovanovich, London, 700 p.
- SCHÜRCH, M. F., 1987. Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe, *Thèse de 3^e cycle*, 153, Genève.
- SÉRANNE, M. et MALAVIEILLE, J., 1994. Late orogenic extension, *Tectonophysics*, Spec. issue, 238, 484 p.
- SEWARD, D. et MANCKTELOW, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating, *Geology*, p. 803-806.
- THOUVENOT, F., PAUL, A., SENECHAL, G., HIRN, A. et NICOLICH, R., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps, *Mém. Soc. géol. France*, 156, p. 97-106.
- TRÜMPY, R., 1955. Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines, *Bull. Soc. géol. France*, p. 217-231.

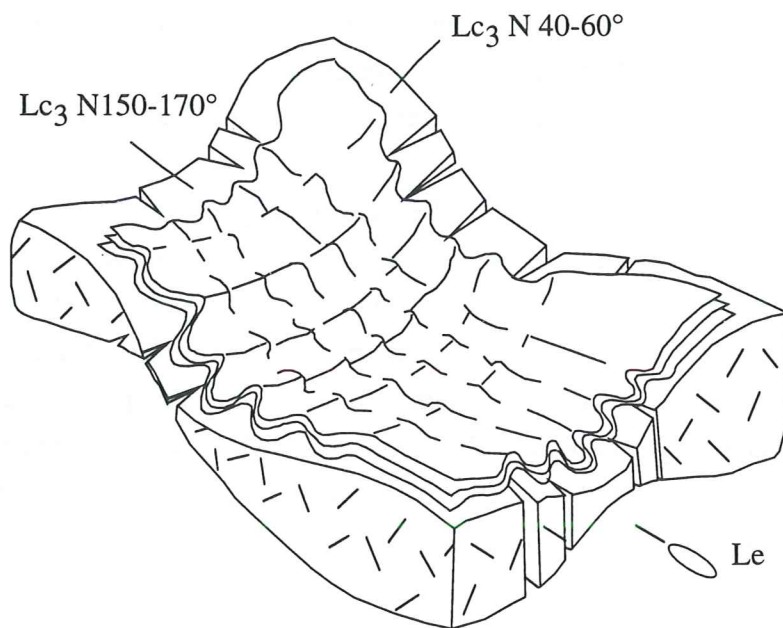


Figure 3.4 : Double boudinage des tholéïtes et bourrage des schistes noirs.
Lc3- Linéation de crénulation 3, Le- Linéation d'étirement schiste vert.

3.3.II.C- Chronologie des déformations :

Si le plissement isoclinal du complexe du Versoyen peut être attribué à la phase de déformation D2 (voir paragraphe 3.3.I.B), la corrélation entre l'extension syn-schiste vert et l'une des phases de déformation décrites dans le RVU (Tab. 3.a) n'est pas évidente. Toutefois, un certain nombre d'observations et de remarques permettent de préciser la chronologie des déformations :

- Les failles normales sont postérieures à la déformation D2 car les plis P2 n'affectent pas les plans d'ECC. En effet, l'orientation de ces plans reste constante dans tout le RVU.

- L'extension ductile, syn-schiste vert, est antérieure à la déformation D4, car cette dernière correspond à une déformation plus superficielle.

- Certaines structures attribuées à la phase D3 par Lancelot (1979) pourraient être rattachées au jeu en faille normale. Ainsi, certaines schistosités S3 sont très similaires aux plans d'ECC (voir Fig. 21 p 38 dans Lancelot, 1979). D'autre part, les bancs massifs du RVU sont affectés par un double boudinage qui correspond à un raccourcissement perpendiculaire à la schistosité S2, compatible avec la phase en extension (voir Cannic et al., 1995). Ce boudinage s'accompagne d'un bourrage des niveaux schisteux dans les espaces inter-boudins (Fig. 3.4). Le bourrage provoque un gaufrage de la schistosité S2 et l'apparition de linéations de crénulation L3, orientées N 40-60° et N 150-170°.

3.4- EXTENSION NÉOALPINE DANS LES ALPES OCCIDENTALES :

3.4.I- Présentation :

Dans les Alpes occidentales, les données sismiques obtenues à partir du profil ECORS-CROP montrent de nombreux réflecteurs pentés vers le SE à la limite des zones externes et internes de la chaîne, et des réflecteurs pentés vers le NO dans les unités plus internes (zones houillère, Briançonnaise et piémontaise). Ces réflecteurs sont interprétés comme la trace de chevauchements vers l'Ouest et de rétrochevauchements vers l'Est. Cependant, la déformation syn-schiste vert mise en évidence dans le RVU, ainsi que des travaux de Baudin (1986) et Caby (1994 et 1996), soulignent l'existence de failles normales entre les massifs du Mont Blanc et du Grand Paradis.

Une compilation des données métamorphiques, structurales et géochronologiques a été réalisée (Cannic et al., soumis). Cette compilation montre que les failles normales, à pendages SE et NO, correspondent à des zones de cisaillement ductile à semi-ductile, contemporaines du métamorphisme schiste vert. Ces failles normales ont été mises en évidence en se basant sur : (1) les sautes de conditions P-T des pics métamorphiques observés dans les unités situées de part et d'autre des contacts tectoniques, (2) les caractéristiques du champ de déformation finie et des critères cinématiques dans les zones de cisaillement et (3) les variations d'âges de refroidissement mesurés au mur et au toit des failles. Les failles normales sont principalement localisées (Fig. 3.5) le long du front Briançonnais (FB), au contact zone houillère (ZH) - massif du Ruitor (R) et entre les zones Briançonnaise (ZB) et piémontaise (ZP). Les jeux normaux apparaissent dès l'Éocène supérieur - Oligocène inférieur et sont contemporains de chevauchements dans la zone externe.

À partir de ces nouveaux résultats et des données du profil ECORS-CROP, nous proposons d'interpréter le front briançonnais comme une faille normale majeure, pentée vers le SE, sur laquelle viennent se connecter des failles normales secondaires antithétiques (Fig. 3.5). Ce faisceau de failles pourrait correspondre à une extension asymétrique qui suggère un amincissement de la croûte supérieure au cours de la collision alpine.

3.4.II- *Neogene extension in the western Alps.*

L'article sous presse, présenté dans les pages suivantes sera publié à *Tectonophysics*.

Ages en Ma.

TF Apatite	1,6-2,6	-	3,5-12	8-15	-	19-24	27-28
TF Zircon	10,6	16,3-23	26	15-30	-	30-40	33
Ar/Ar Musco.	-	30-34	38	38	38-40	38-42	38

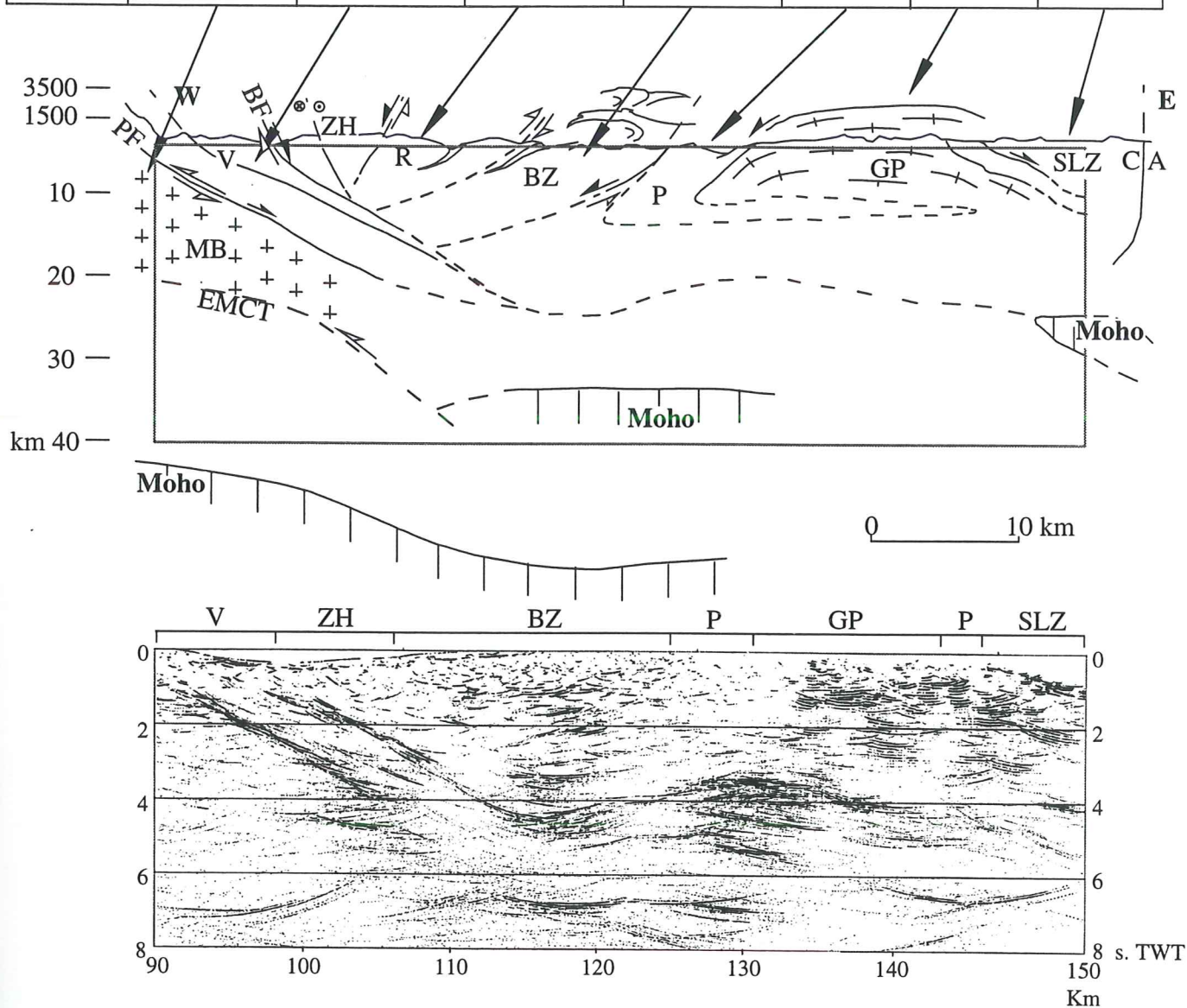


Figure 3.5 : Profil sismique ECORS-CROP (Alpes occidentales) et coupe interprétative. MB- Mont Blanc, V- Domaine valaisan, ZH- Zone houillère, R- Massif du Ruitor, BZ- Zone briançonnaise interne, P- Domaine piémontais, GP- Massif du Grand Paradis, SLZ- Zone de Sésia Lanzo, PF- Front Pennique, BF- Front Briançonnais, EMCT- Chevauchement des massifs cristallins externes, CA- Ligne du Canavese. La compilation des âges traces de fission sur apatites et zircons et Ar/Ar est reportée dans le tableau en haut de la figure.

Neogene extension in the Western Alps

Cannic S.*, Mugnier J.L.* and Lardeaux J.M.**

* UPRES A 5025, Institut Dolomieu, Université J. Fourier, Grenoble I, 15 rue M. Gignoux, F-38031, Grenoble CEDEX

** URA CNRS 726, Université C. Bernard, Lyon I, F-69324 Villeurbanne CEDEX 07

Abstract:

Seismic data from the ECORS-CROP profile across the Western Alps indicate numerous SE-dipping reflectors at the boundary between the external and the internal part of the chain, and NW-dipping reflectors in the more internal units. These reflectors are classically interpreted as W-directed thrusts and E-directed back-thrusts. Recent work however has underlined the importance of normal faulting in the internal part of the Alps. The compilation of metamorphic, structural and geochronological data reveals that the extensional movements occur either along SE dipping faults or along NW dipping faults. These normal faults correspond to ductile to semi-brittle shear zones and took place under greenschist facies conditions. They have been evidenced by: i) the finite strain pattern and the kinematic criteria along the shear zones; ii) the jumps of P-T conditions of the metamorphic peaks observed in the units located on both sides of the tectonic contacts; iii) the gap in ages measured in the units situated at the footwall and at the hanging-wall. These normal faults probably appeared 10 Ma ago and are finally contemporaneous with shortening located in the external zones.

Using the ECORS-CROP profile and the kinematic evolution evidenced above, we propose a new interpretation of the geological section across the Western Alps which supports thinning of the upper crust in the internal Alps. The superimposition of two processes could at least be responsible for the crustal thinning (extension above ramp-flat thrust geometry and transtension during oblique convergence).

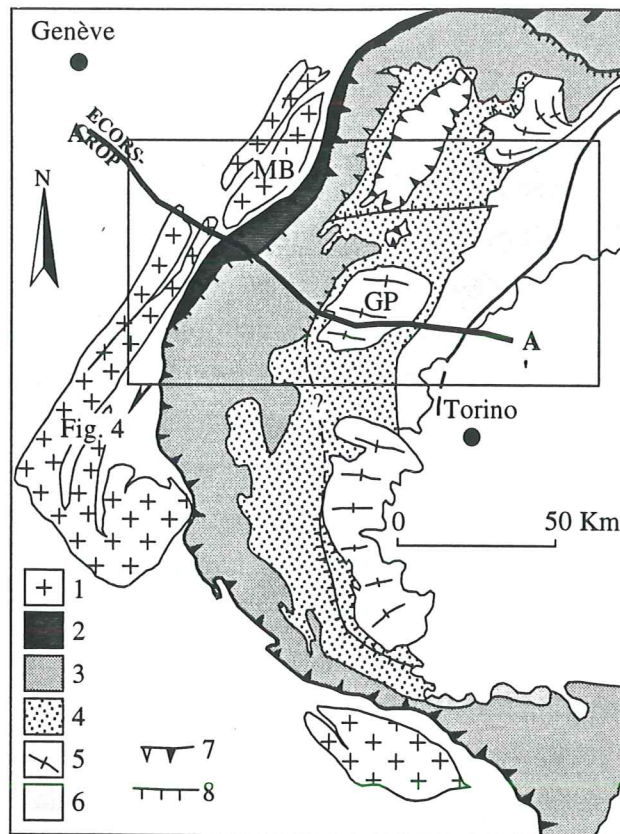


Fig. 1: Main units of the western Alps.

1- External crystalline massifs, 2- Valaisan zone, 3- Sub-Briançonnais and Briançonnais zones, 4- Piemont zone, 5- Internal crystalline massifs, 6- Austro-Alpine units, 7- Thrusts and back-thrusts, 8- Normal faults.

MB- Mont Blanc massif, GP- Gran Paradiso

Box line area of study, AA'- Location of the geological section of figures 2 and 7.

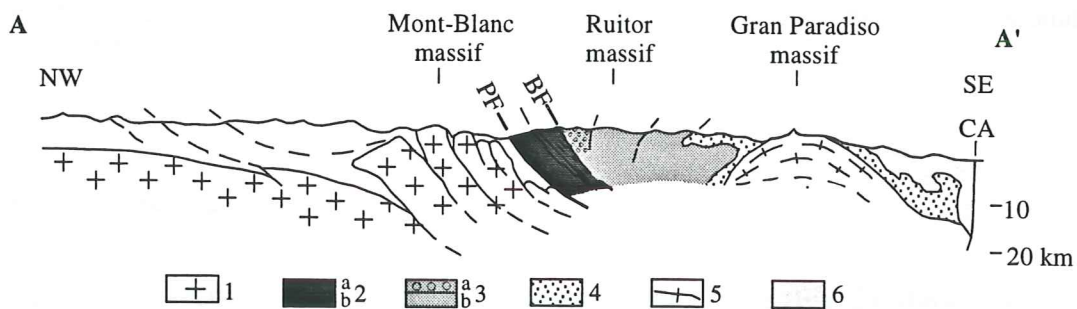


Fig. 2: Geological cross-section along the ECORS-CROP profile.

1- External crystalline massifs; 2- Valaisan zone: a- Valaisan flysch, b- Versoyen complex and Petit-Saint-Bernard unit; 3- Briançonnais zone: a- "Zone Houillère", b- Polymetamorphic basement; 4- "Schistes lustrés" and ophiolitic complex; 5- Internal crystalline massif (Gran Paradiso); 6- Sésia-Lanzo zone.

PF- Penninic Front, BF- Briançonnais Front, CA- Cannavese Line.

1-Introduction:

Both eastward and westward vergence of nappes has been recognized in the Western Alps (Fig. 1). It is generally assumed that the progressive subduction and accretion of oceanic and continental materials is responsible for large scale westward thrusting (Ernst, 1971; Compagnoni et al., 1977; Ernst and Dal Piaz, 1978). This deformation took place under high-pressure low-temperature (HP-LT) facies conditions and occurred from Early-Cretaceous to Eocene (Bocquet, 1974; Hurford et al., 1991; Hunziker et al., 1992). The continental collision following the accretionary phase is marked by northwestward thrusting in the external domain of the Alps (Ménard et al., 1991; Mugnier and Vialon, 1986) and by eastward back-thrusting in the internal domain (Milnes et al., 1981; Debelmas, 1986). These back-thrusts have occurred under greenschist facies conditions (Tricart, 1984; Platt and Lister, 1985) during the Late Eocene - Early Oligocene (Frey et al., 1974). However, ductile-brittle extension has also been evidenced in the Alpine belt (Mancktelow, 1985; Platt and Lister, 1985; Selverstone, 1988; Merle et al. 1989; Ballèvre et al., 1990; Phillippot, 1990; Avigad, 1992; Caby, 1992; Seward and Mancktelow, 1994, Steck and Hunziker, 1994; Cannic et al., 1995a). In the Briançonnais and the Valaisan domains, the extension is characterized by ductile shear zones which also took place under greenschist facies conditions (Platt and Lister, 1985; Caby, 1992; Cannic et al., 1995b). These shear zones separate different tectonic units which are metamorphosed under various P-T conditions: the metamorphic peaks of these units range from greenschist to eclogitic conditions.

Structural, metamorphic and geochronological data along the ECORS transverse profile have been compiled in this paper. The compilation focuses on the deformation under greenschist facies conditions between the External Crystalline Massifs (ECM) and the Sésia Lanzo zone (Fig. 1). The characteristics of the extensional deformation are presented together with its interaction in space and time with west-directed thrusts and the east-directed back-thrusts. Evidence is provided suggesting that the uplift of high-pressure (HP) metamorphic rocks is partially governed by extensional tectonics and a kinematic model is presented to explain the extensional tectonics.

2-Geological setting:

The geological section along the ECORS-CROP seismic profile (Fig. 2), shows a stack of nappes formed by European and Adria continental slices and by an oceanic segment of the Tethyan domain (Coward and Dietrich, 1989). The studied area is composed of the following units described briefly from west to east:

a- The Pre-Carboniferous polymetamorphic basement (ECM) and its low grade-metamorphic cover form the external domain of the western Alps.

b- The Valaisan zone is bounded to the west and to the east by two major contacts which are respectively the Penninic Front (PF) and the Briançonnais Front (BF). Within this domain, Antoine (1971) distinguished two lithostratigraphic sequences: i) The calcareous detrital sequence or Valaisan

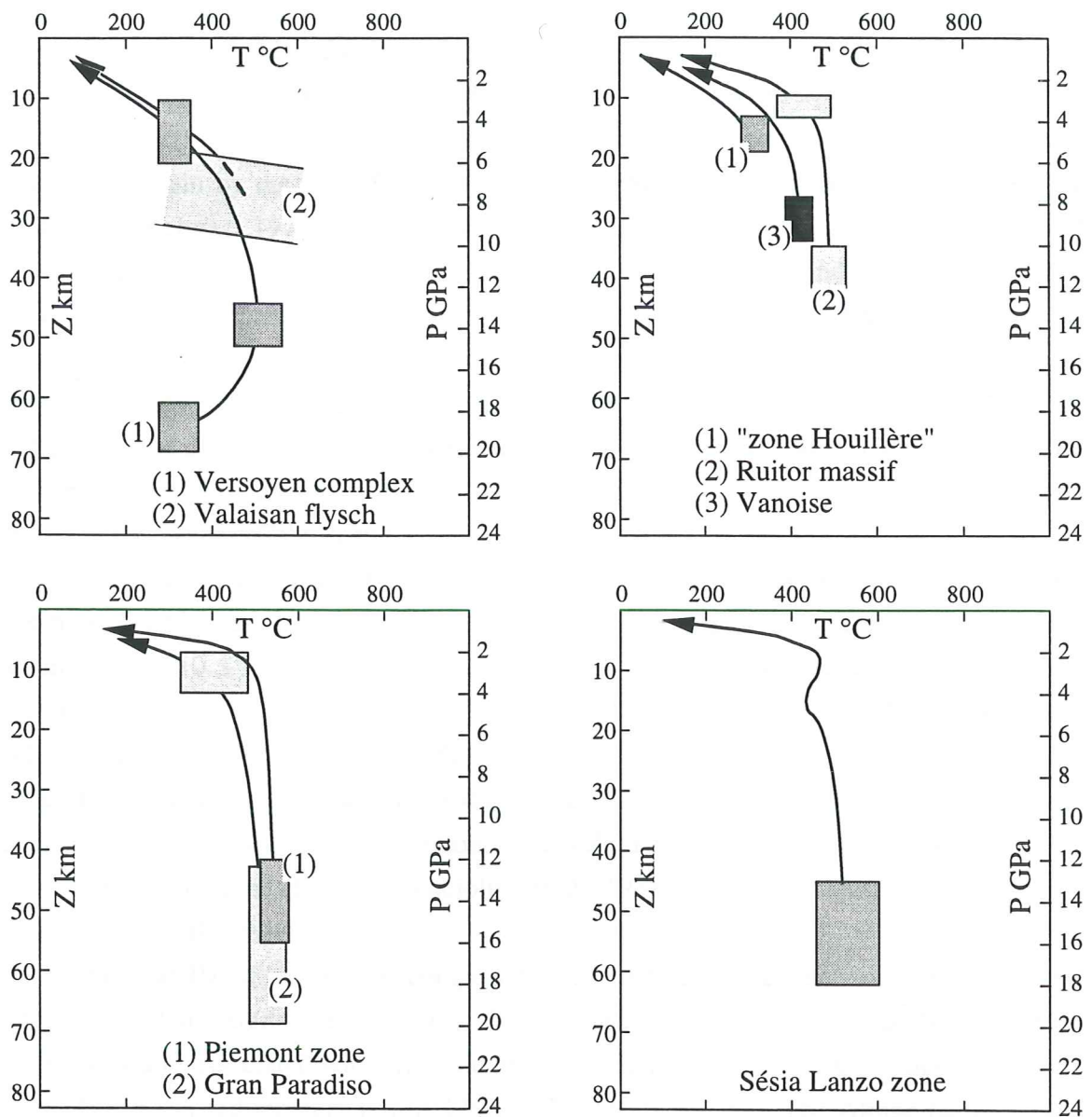


Fig. 3: P-T paths in different alpine units. A- Valaisan zone, B- Briançonnaise zone, C- Piemont zone and Internal crystalline massifs, D- Sésia Lanzo zone.

flysch (VF), is characterized by metamorphic pressure conditions lower than 10 kb (Fig. 3a; Fudral, 1973; Goffé and Bousquet, in press). ii) The substratum of the Valaisan flysch is composed of a polymetamorphic crystalline basement and a volcano-sedimentary sequence called the Versoyen complex (Vc). In this complex, the P-T conditions of the Alpine metamorphic peak are $P \geq 13\text{kb}$ and $425 \leq T \leq 470^\circ\text{C}$ (Fig. 3a; Schürch, 1987; Cannic et al., 1996). Locally, the Versoyen complex is tectonically overlain by the Petit-Saint-Bernard unit (PSB). This unit, belonging to the Valaisan substratum (Debelmas, 1979), is composed of eclogitic calcareous slates. The pressure of the metamorphic peak is $\geq 18\text{ kb}$ for a temperature lower than 400°C (Goffé and Bousquet, in press).

c- The western part of the Briançonnaise zone mainly consists of Carboniferous detritic sediments with siliceous schists and conglomerates ("Zone Houillère" or ZH). This zone is affected by very low grade and by greenschist metamorphism (Barbier, 1945; Bocquet, 1974). The pressure and temperature of the metamorphic peak range between 4 to 5kb and 300 to 350°C (Fig. 3b; Baudin, 1987, Caby, 1996). The ZH represents the transitional zone between the eastward and the westward vergences of the nappes (Caby, 1968).

d- The eastern part of the Briançonnaise zone is composed of the polymetamorphic basement (Rutor massif) and clastic sequence (Internal Vanoise). The Alpine metamorphic conditions of the Rutor massif are $10 \leq P \leq 12\text{kb}$ and $T = 500^\circ\text{C}$ (Fig. 3b; Caby and Kienast, 1989), whereas the internal Vanoise is metamorphosed under garnet-blueschist facies conditions ($P \approx 9\text{-}10\text{kb}$ and $400 \leq T \leq 420^\circ\text{C}$; Caby, 1968; 1996; Goffé, 1982).

e- The meta-sediments ("schistes lustrés", marble, dolomite, quartzite) locally associated with mafic and ultramafic rocks, form the Piemont zone (PZ). This zone has $12 \leq P \leq 16\text{kb}$ and $470 \leq T \leq 550^\circ\text{C}$ P and T conditions (Fig. 3c; Benciolini et al., 1984; Martin and Tartarotti, 1989; Le Goff, 1989; Reynard and Ballèvre, 1988).

f- The Gran Paradiso massif is composed of the continental basement with relics of Prealpine metamorphism (Compagnoni et al., 1974; Dal Piaz and Lombardo, 1986; Ballèvre, 1986). The basement is locally associated with graphitic or conglomeratic sediments (Compagnoni et al., 1974; Ballèvre, 1986) and sedimentary cover (Elter, 1971; Deville, 1987). The Alpine metamorphism is characterized by an eclogitic event. The P-T conditions of this event are $\geq 14\text{kb}$ and T between 500 and 550°C (Fig. 3c; Chopin, 1981; Biino and Pognante, 1989; Massone and Chopin, 1989; Novo et al., 1989; Borghi et al., 1992).

g- The southern Sésia-Lanzo (SLZ) zone is composed of the eclogitic micaschists and the gneiss Minuti complexes (Compagnoni, 1977; Dal Piaz et al., 1972; Spalla et al., 1991). This zone has $15 \leq P \leq 18\text{kb}$ and $T \approx 550^\circ\text{C}$ (Fig. 3d; Andreoli et al., 1976; Spalla et al., 1983). The Sésia-Lanzo zone is bounded to the east by a steep, polyphased strike-slip fault (the Canavese line; Schmid et al., 1989; Steck, 1990).

The Alpine high-pressure metamorphism recorded along this geological section is followed by greenschist facies retrogression. The greenschist paragenesis generally overprints the high-pressure assemblages.

3-Finite strain pattern and kinematic criteria under greenschist facies conditions:

The deformation under greenschist facies conditions is evidenced by the crystallisation of actinolite, albite, phengite and chlorite. The stretching lineation defined by the shape fabric of actinolite and chlorite shows a relatively simple pattern (Fig. 4). The NW-SE to E-W direction of the lineation has a general tendency to be parallel to the high-pressure lineation (Choukroune et al., 1986) and appears radial with respect to the Alpine arc (Caby, 1973; Platt et al. 1989).

The foliation planes (S planes) containing the greenschist facies assemblage are generally parallel to the major thrust contacts. In the Valaisan domain (Fig. 5), they dip around 30 to 45° toward the SE (Antoine, 1971). Between the BF and the Gran Paradiso massif, the S planes define roughly a monocline structure that is sub-horizontal to west dips (Caby, 1992). Within the Gran Paradiso massif, the S planes dips NW in the western part of the massif and SE in the eastern part of the massif, outlining an apparent "dome" geometry (Ballèvre, 1986).

The deformation under greenschist facies conditions is characterized by mesoscopic ductile shear zones. In the Valaisan domain, the shear zones can be observed in quartzite located close to the PF (Fig. 6a to 6c), in the Valaisan flysch (Fig. 6d), in the black shales and in the tholeiitic rocks of the Versoyen complex (Fig. 6e). The ductile shear zones are characterized by the development of S-C structures, ECC fabrics, drag folds and asymmetric boudinages. These structures are supported by the greenschist paragenesis (Fig. 6f). The observation of these structures perpendicular to the S planes and parallel to the stretching lineation (Fig. 5 and 7a), allows this lineation to be interpreted as the direction of movement during shearing strain developed under greenschist facies conditions. The S-C structures, the ECC fabrics, the drag folds and the asymmetric boudinages are used as kinematic indicators to determine the sense of shearing during the greenschist metamorphism and reveal the south eastward sense of normal motion along the PF and the BF (Fig. 5). This motion along the BF is responsible for bending of the S planes in the hanging-wall near the BF: S planes dip to the east in the western part of the Briançonnaise zone and to the west in the eastern part of this zone (Fig. 8 and 7b; Bertrand et al., 1996).

Similar shear zones can also be observed in the more internal units. In the western part of the Briançonnaise zone (Fig. 8), the main contact between the pre-Permian rocks of the Ruitor massif and the Permo-Carboniferous strata of the ZH is interpreted as a thrust (Baudin, 1987) or as a west-dipping ductile extensional shear plane initiated under elevated pressure conditions (Caby, 1996). However, this contact is surrounded by disseminated mesoscopic normal shear zones which indicate a top to the NW-directed shearing (Fig. 7c; Baudin, 1987; Bertrand et al., 1996). These mesoscopic shear zones postdate the growth of albite porphyroblasts (Baudin, 1987), and took place under the late stage of the greenschist facies conditions (Fig. 89, in Baudin, 1987). The kinematic criteria suggests that the contact between the ZH and the Ruitor massif could be an extensional fault dipping towards the NW during the late stage of the greenschist facies.

Similar evidence is available to interpret the contact between the eastern part of the Briançonnaise zone and the Piemont zone as an extensional fault under greenschist facies conditions.

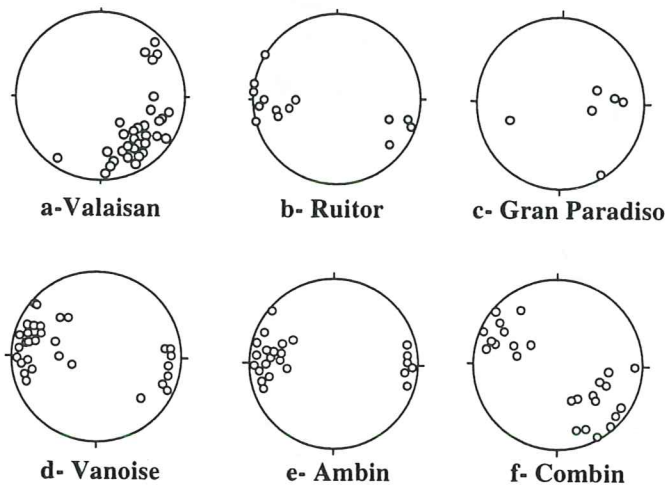
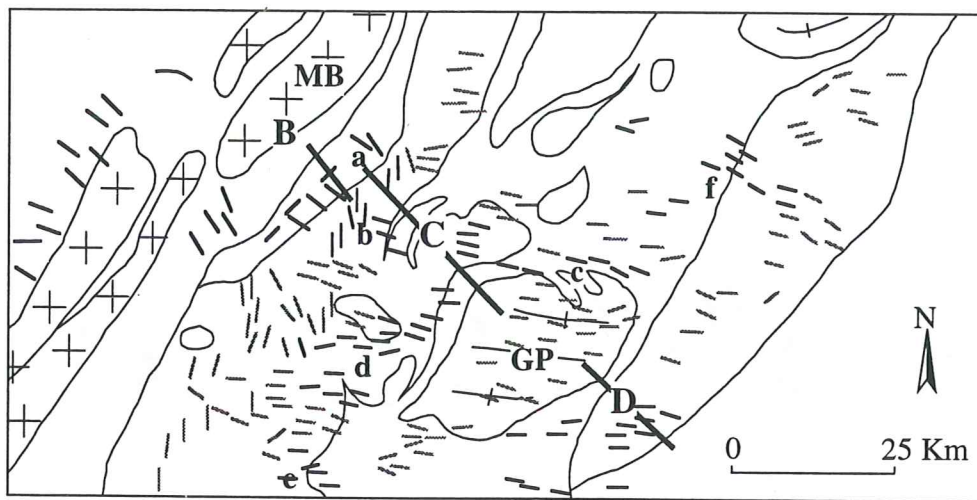


Fig. 4: Structural map representing the stretching lineations under greenschist facies conditions (full line) and HP stretching lineation retromorphosed under greenschist facies conditions (dashed line). Lower hemisphere equal-area stereonet showing the orientation of the stretching lineation under greenschist facies conditions only.

Data compiled after Ballèvre (1986), Baudin (1987), Cannic et al. (1995), Carpéna (1985), Choukroune et al. (1986), Deville (1987), Lancelot (1979), Malavieille et al. (1984) and Platt and Lister (1985), Wheeler and Butler (1993).

Lines B, C and D: location of the structural sections shown in figures 5, 8 and 9.

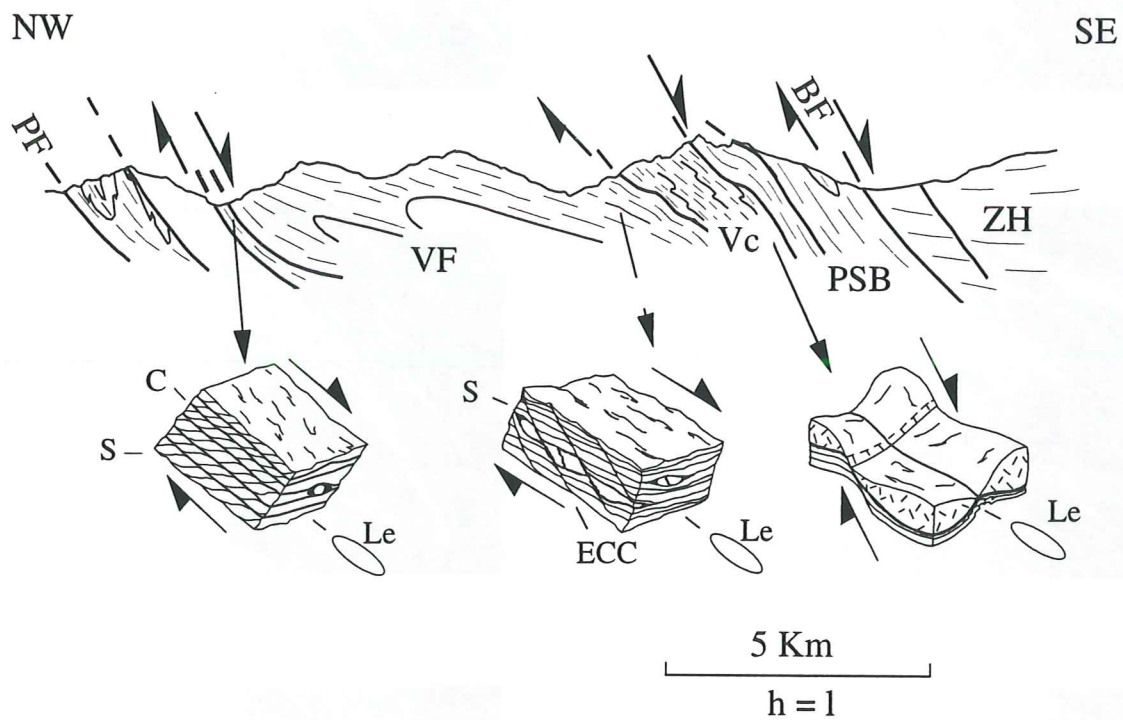


Fig. 5: Structural section across the Valaisan zone and kinematic criteria under greenschist facies conditions. The pressure of the metamorphic peaks (P_{max}) in the units is indicated in kb.

FT- Valaisan flysch, Vc- Versoyen complex, PSB, Petit-Saint-Bernard unit, PF- Penninic Front, BF- Briançonnais Front.

Le- Stretching lineation, S/C- S/C planes, S- Foliation planes, ECC- Extensional crenulation clivage.

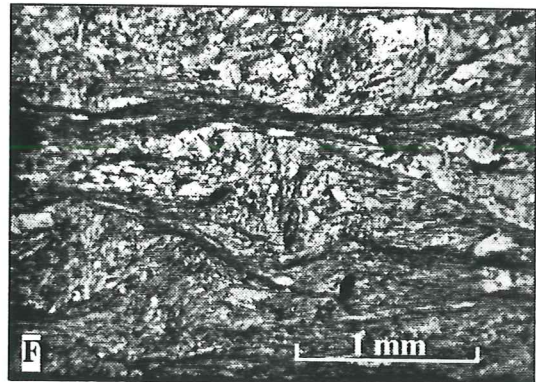
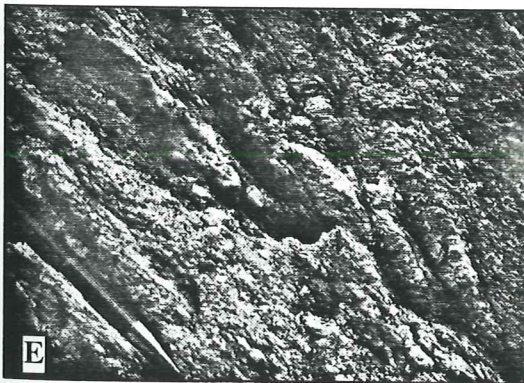
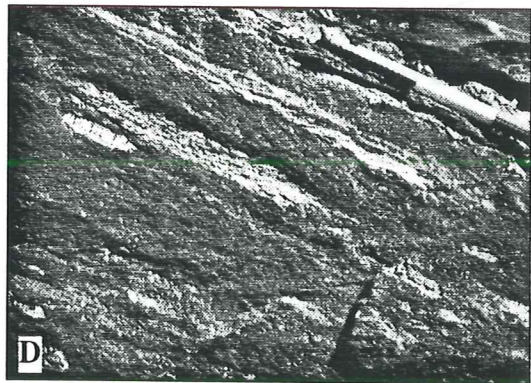
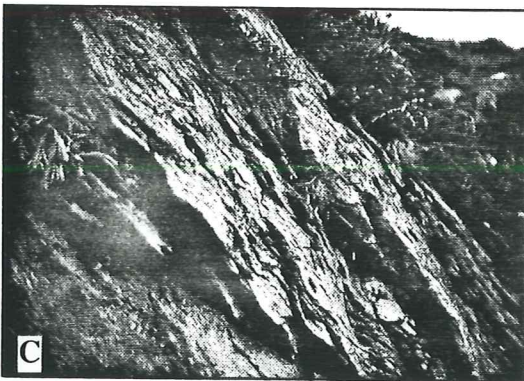
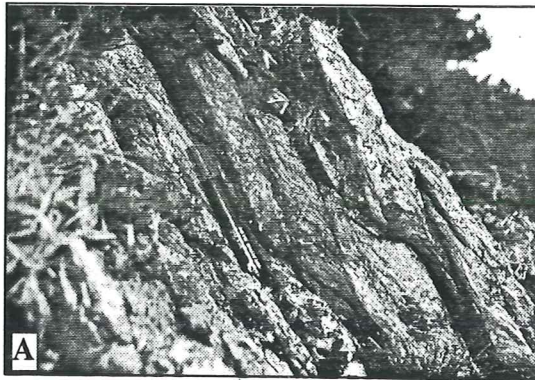


Fig. 6: Field aspect of ductile shear zones under greenschist facies conditions in the Valaisan domain: A,B,C- ECC in quartzites (footwall of the PF). D- ECC in the Valaisan flysch (hanging wall of the PF); E- ECC in the Versoyen complex (foot wall of the BF). F- Actinolite and chlorite supported the ECC in the tholeiites of the Versoyen complex.

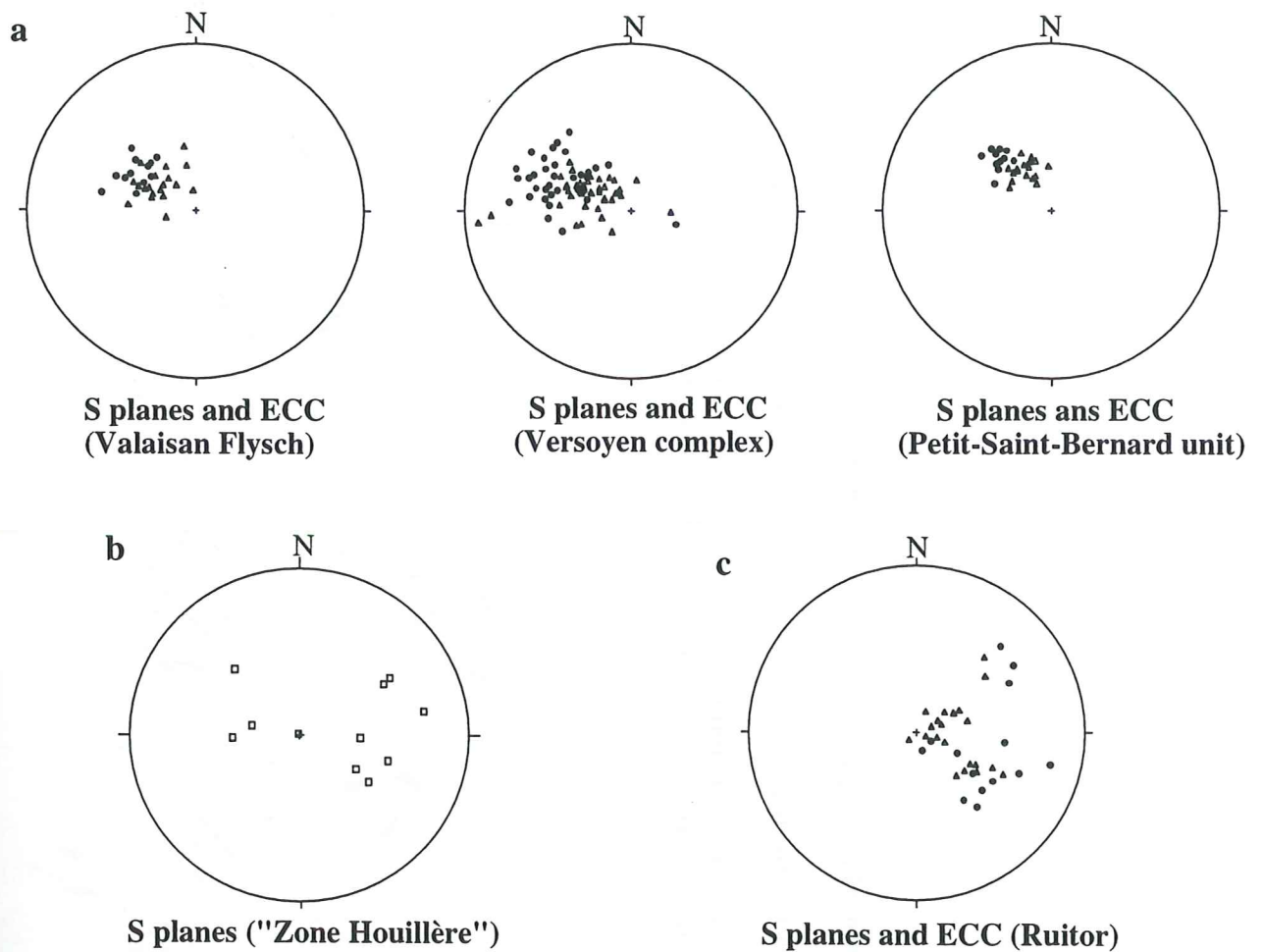


Fig. 7: Lower hemisphere equal-area stereonets showing:
 a- The orientation of the foliation planes (S planes) and the extensional plane cleavages (ECC) in the Valaisan zone after Cannic et al. (1996).
 b- Tilting of the foliation planes in the ZH modified after Aillières (1996)
 c- The orientation of the foliation planes (S planes) and the extensional plane cleavages (ECC) in the Rutor massif, modified after Baudin (1987).

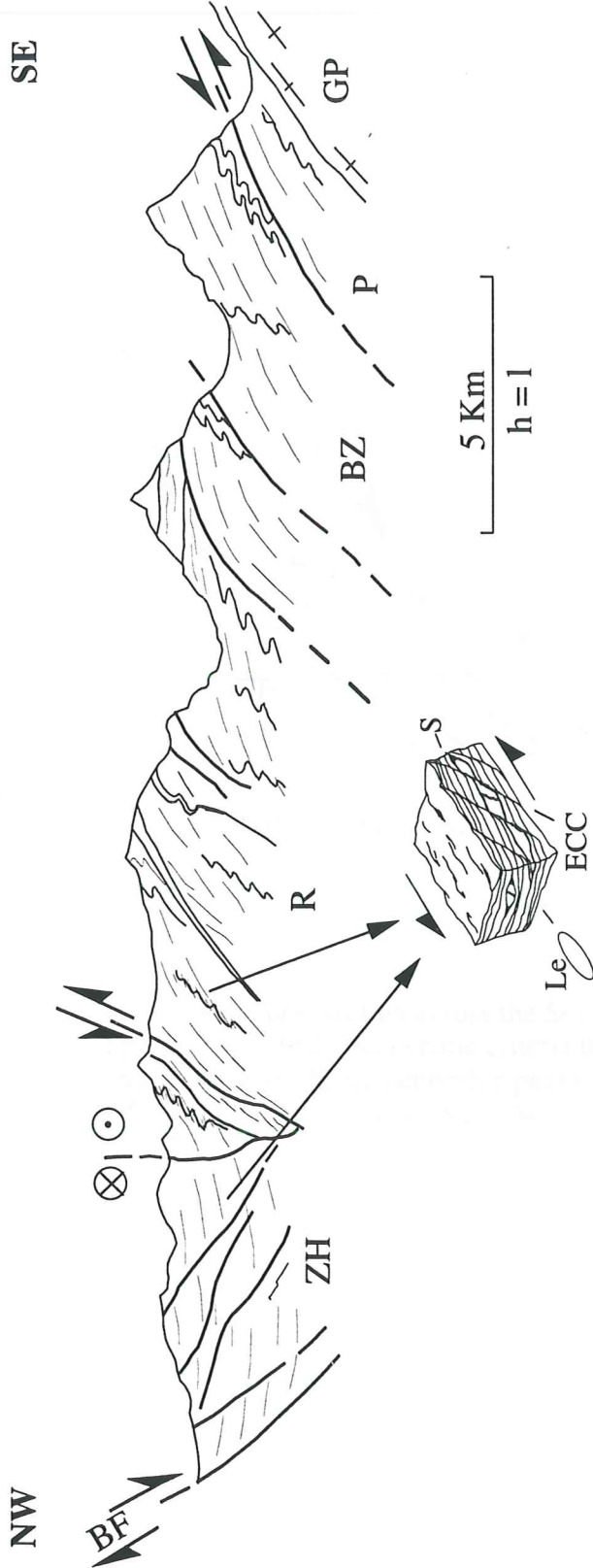


Fig. 8: Structural section across the Sub-Briançonnais and Briançonnais domains (modified after Caby, 1992). Kinematic criteria under greenschist facies conditions and pressure of the metamorphic peaks in the units (P max. in kb).

ZH- "Zone Houillère", R- Ruitor massif, BZ- Internal Briançonnais zone, P- Piemont unit, GP- Gran Paradiso massif, BF- Briançonnais Front.

Le- Stretching lineation, S- Foliation planes, ECC- Extensional crenulation cleavage.

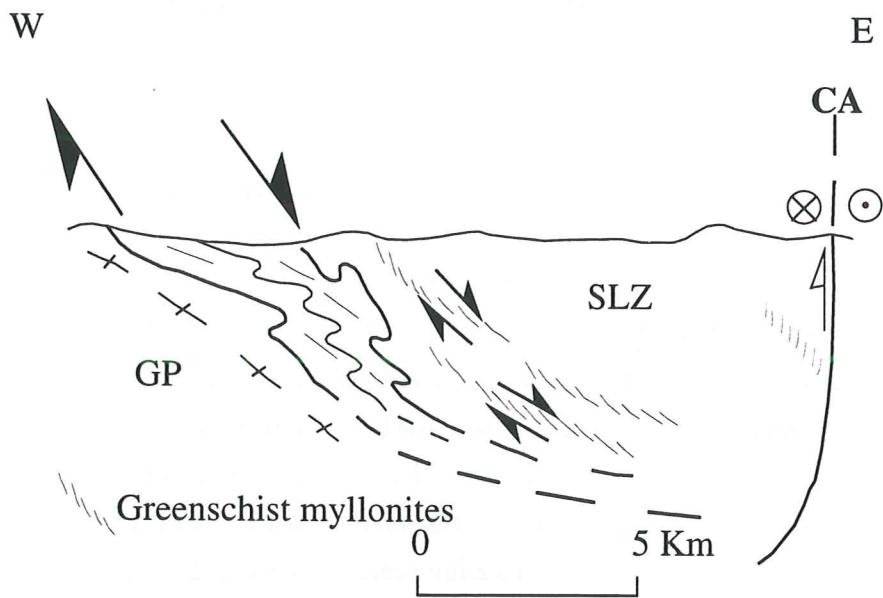


Fig. 9: Structural section across the Sésia-Lanzo zone (modified after Spalla et al., 1992). Kinematic criteria under greenschist facies conditions and pression of the metamorphic peaks in the units (P max. in Kb). GP- Gran Paradiso massif, SLZ- Sésia-Lanzo zone, CA- Cannavese line.

In the western part of the Sésia Lanzo zone (Fig. 9), the greenschist deformation characterized by ductile shear zones can be observed in the gneiss Minuti complex (Wheeler and Butler, 1993). The greenschist mylonites are located near the suture between the oceanic domain and the overriding continental margin (Spalla et al., 1991). This major suture was reactivated during the final stage of the Alpine convergence. However, the sense of shearing under greenschist facies conditions remains uncertain.

To summarise, NW and SE dipping mesoscopic shear zones occurred under greenschist facies conditions or lower P-T conditions. These shear zones indicate normal motion along the main tectonic boundaries.

4- Metamorphic relations:

The comparison between the metamorphic peak conditions observed in the different units reveal jumps of P-T conditions (Fig. 3). These jumps are an important feature of the tectono-metamorphic structure of the area studied because they can be used to distinguish between normal faults and thrusts acting along the tectonic boundaries. Two types of jumps are recognized:

1) The first type of jump is illustrated by the relation between the eclogitic Versoyen - Petit-Saint-Bernard units and the less metamorphic ZH. The eclogitic units are directly overlain by the ZH (Fig. 5). The metamorphic gap between these units can be estimated to be about 10kb and 100°C. The BF which separates these units is underlined by cellular dolomite and is less than 20 m thick. Isobars and isotherms cannot be condensed in such a small distance and the metamorphic gap implies that a major rock section is missing. Considering the pressure drop, the Versoyen - Petit-Saint-Bernard units and the ZH might be separated by a 35 km thick rock section. If the rock section is considered to have been cut out by the displacement along the BF, the P-T gap between Versoyen - Petit-Saint-Bernard units and the ZH allows to assigned to the BF a normal sense of motion. This sense appears compatible with the shear criteria under greenschist facies conditions.

Similar metamorphic gaps have been observed between the ZH and the Ruitor massif and between the Briançonnaise zone and Piemont zone (Fig. 8). These tectonic contacts could be interpreted as major extensional faults.

2) The second type of jump corresponds to contacts between the Versoyen complex and the underlying Valaisan flysch (Fig. 5) or between the western and eastern parts of the Ruitor massif (Fig. 8). They emplace eclogitic rocks over low-pressure greenschist or blueschist facies rocks. This superimposition is typical of thrusting faults (Shi and Wang, 1987). However, the shear criteria indicate normal motion (cf paragraph 3). These contacts are interpreted as thrusting faults affected by a latter normal component. A similar interpretation could also be proposed for the PF.

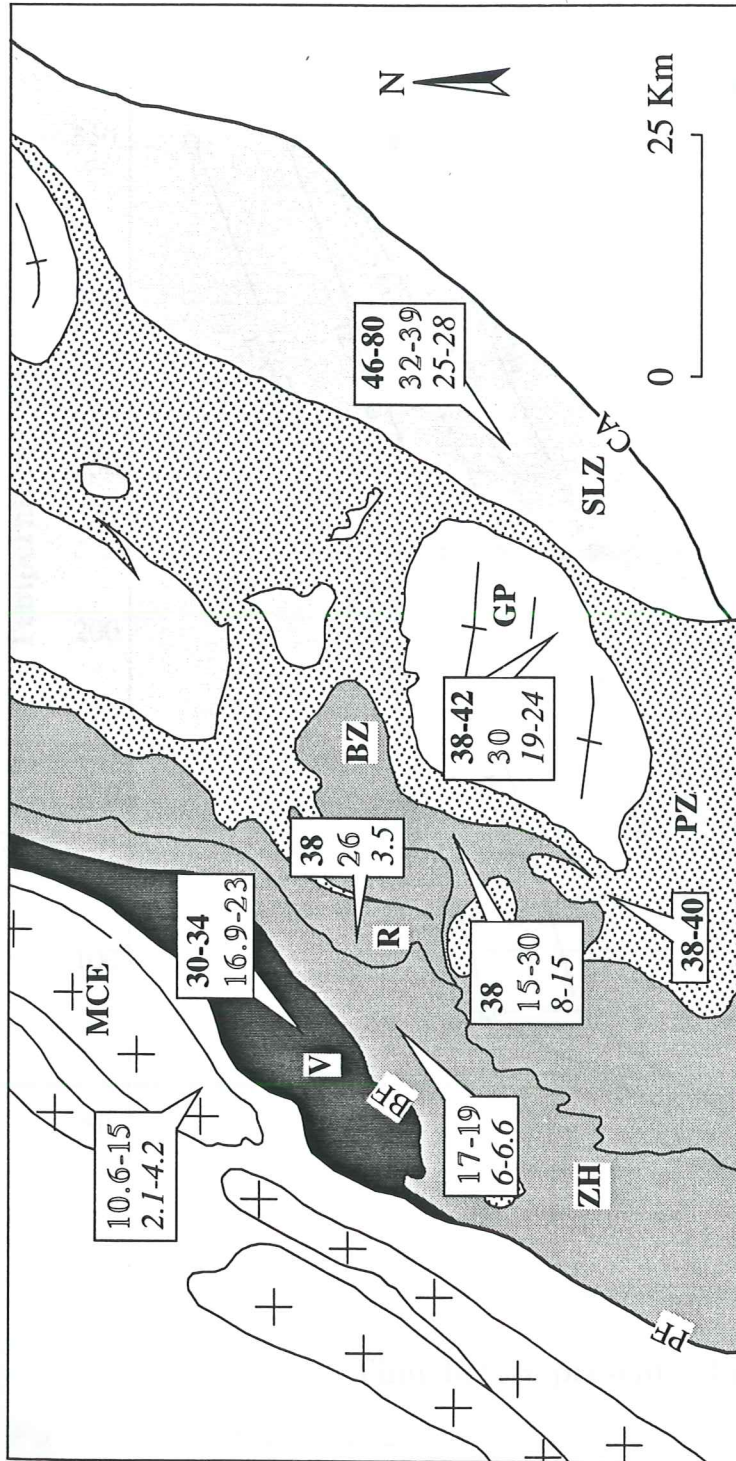
The comparison between the motion deduced from thermal considerations and the sense of shearing obtained by studying the kinematic criteria reveals the succession of thrusts and normal

faults. This polyphased tectonics implies determining the timing of the movements using the geochronological data.

5- Geochronological data:

A compilation of Ar/Ar and fission-track ages (Fig. 10 and table 1 for references), forms a geochronological profile to define the timing limits of extensional tectonics. The ages do not date the metamorphic peak of the units but provide the time of post-peak cooling. The parameters controlling the cooling and the closure of the systems are not discussed here. A closure temperature of around $350\pm 50^\circ\text{C}$ was assumed for the Ar/Ar muscovite ages (Purdy and Jäger, 1976). The temperatures of zircon and apatite fission tracks are $225\pm 25^\circ\text{C}$ and $60\text{-}120^\circ\text{C}$ respectively (Hurford, 1986; 1991). The geochronological data are related to the crossing of the isotherms corresponding to the closure temperatures and allow the cooling curves to be determined (Fig. 11). The oldest muscovite Ar/Ar and Zircon-Apatite fission track ages are located in the Sésia-Lanzo zone. The ages decrease progressively from the eastern to the western units and are youngest in the ECM. This variation in age indicates that the cooling of the rocks is more recent in the external part of the Alpine belt. According to the uncertainties of closure temperatures and variations in age for each unit, the ECM, the Valaisan zone, the ZH, the eastern part of the Briançonnaise zone, the Gran Paradiso massif and the Sésia Lanzo zone show similar cooling rates (ranging between 8 and $15^\circ\text{C}/\text{Ma}$) between 350°C and 120°C . From 120°C , the very low cooling rates ($< 4^\circ\text{C}/\text{Ma}$) of the Sésia Lanzo zone and the Gran Paradiso massif, indicate that the cooling of these units is nearly completed after 20 Ma, while the rapid cooling of the ECM ($20^\circ\text{C}/\text{Ma}$) occurs after 10 Ma.

Using a constant and non-varying geothermal gradient, the cooling curves can themselves be transformed into an exhumation history (England and Molnar, 1990). Assuming a geothermal gradient of $27^\circ\text{C}/\text{km}$, the exhumation of the units remains lower than 1 mm/a. This value is close to the exhumation rate induced by erosional processes in numerous belts (Souriau, 1995) and suggests that extensional faulting is not the major exhumation process during the Neogene in the Alps. However, the mean exhumation rate of the ZH corresponds to 0.4 mm/a and has remained constant for 26 Ma (Fig. 12a). In comparison, the exhumation history of the Ruitor massif is characterized by a lower mean exhumation rate (0.2 mm/a) between 26 Ma and 3.5 Ma and by a higher exhumation rate (0.7 mm/a) after 3.5 Ma. These variations in exhumation rate could correspond to a displacement across the contact between the Ruitor massif and ZH (Grasemann, 1993; Grasemann and Mancktelow, 1993) and give some indication of the timing limits of the tectonics. Between 3.5 Ma and 0 Ma, the exhumation of the footwall (Ruitor massif) appears faster than the exhumation of the hanging wall (ZH) and indicates normal motion along the boundary between the Ruitor massif and the ZH (Fig. 12b). From 26 Ma to 3.5 Ma, numerous exhumation curves fit the scattered data of the Ruitor massif. Two end-members are shown (Fig. 12a): In the first case (curve 1), the exhumation rate of the Ruitor massif is smaller than the exhumation rate of the ZH from 26 Ma to 3.5 Ma. This



30-34 : Muscovite Ar/Ar age; 17-19: Zircon fission-track age; 2.1-4.2: Apatite fission track age (in Ma)

Fig. 10: Distribution of Ar/Ar muscovite ages and zircon and apatite fission track ages along the ECORS-CROP profile (see table 1 for references).

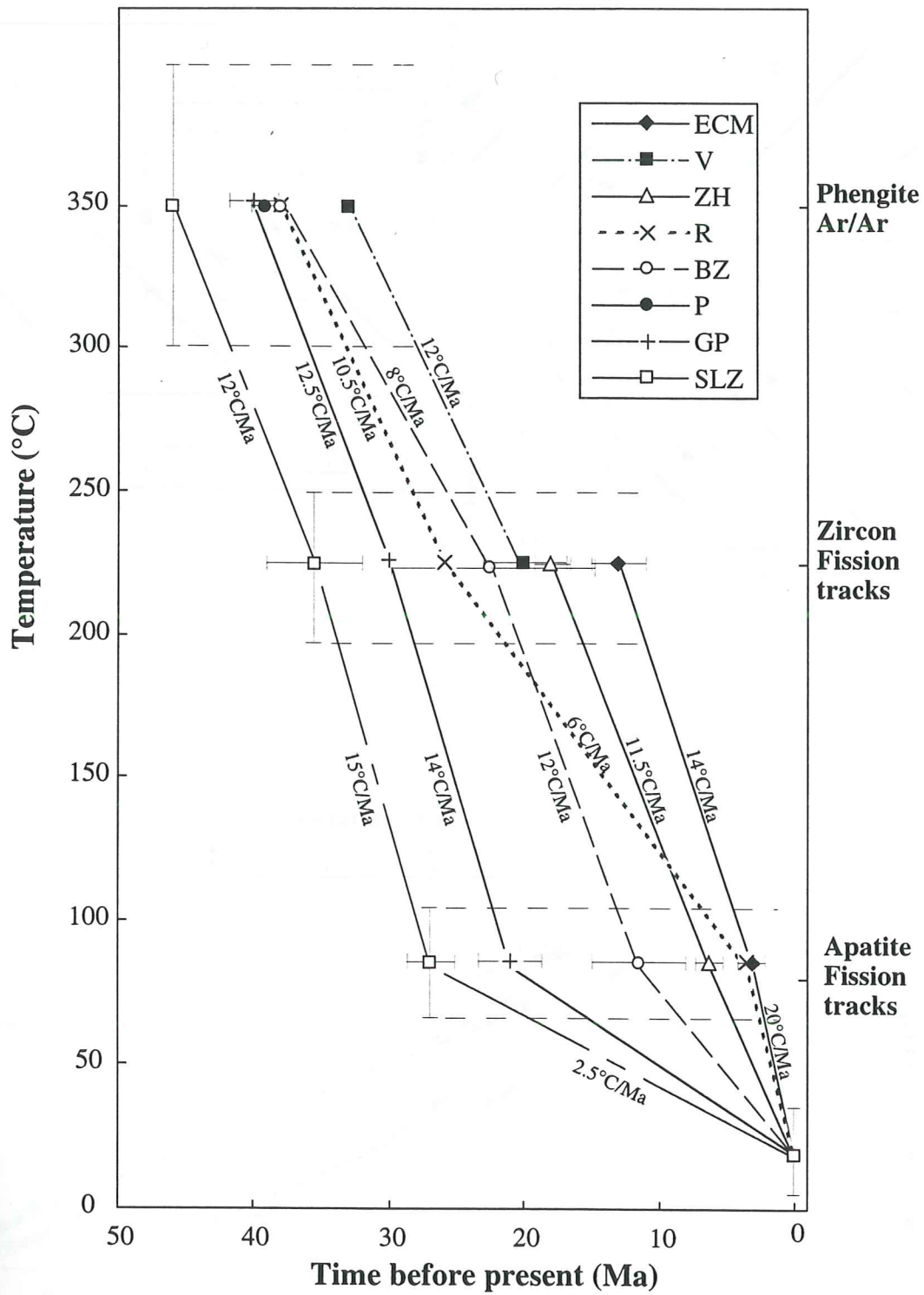
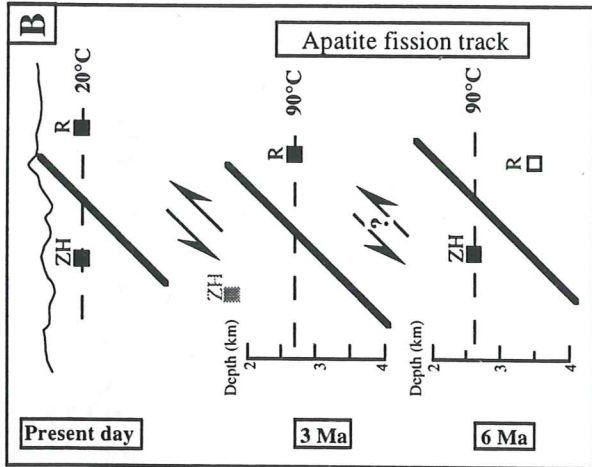
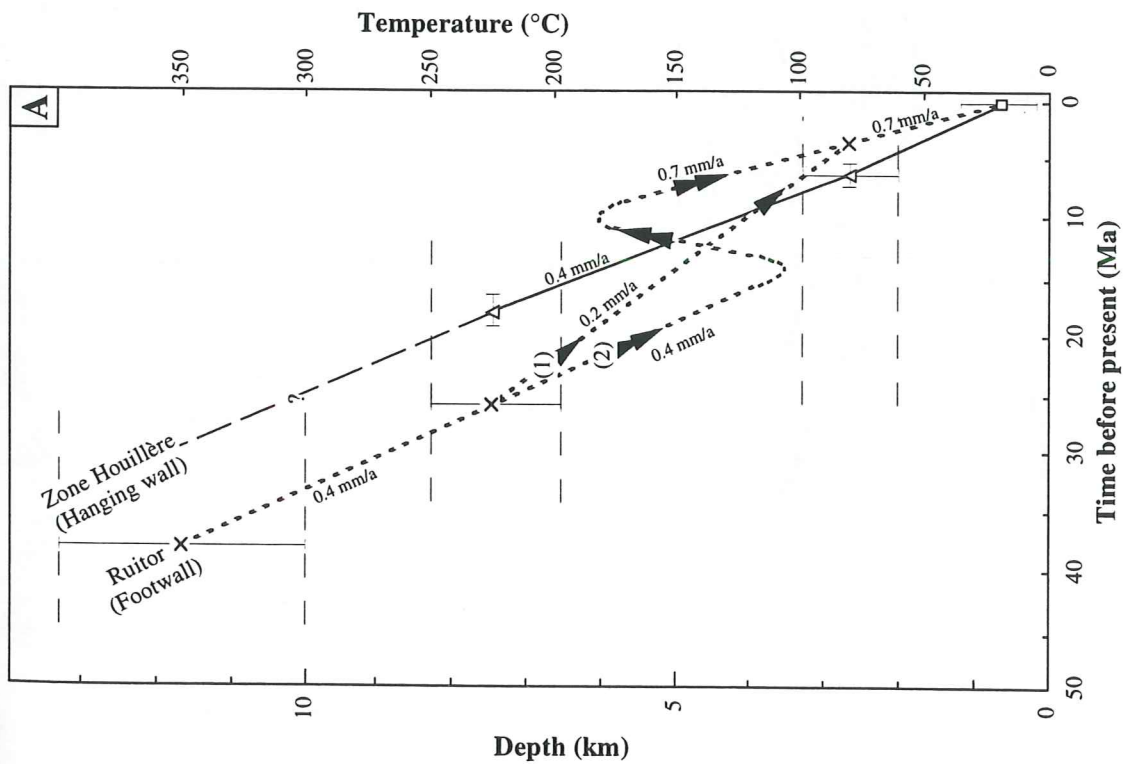
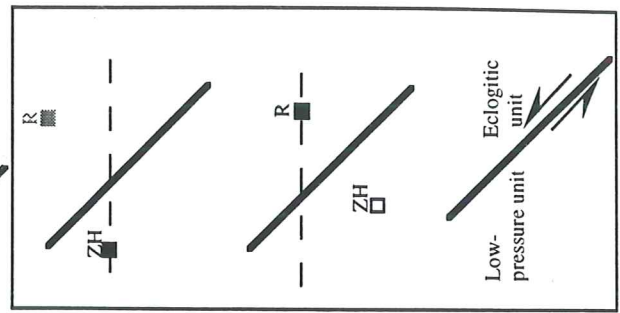


Fig. 11: Composite cooling curves for the External Crystalline Massifs (ECM), the Valaisan zone (V), the "zone Houillère" (ZH), the Ruitor massif (R), the eastern part of the Briançonnaise zone (BZ), the Piemont zone (PZ), the Gran Paradiso massif (GP) and the Sésia Lanzo zone (SLZ).



With tilting
(Inverted limb)



Without tilting

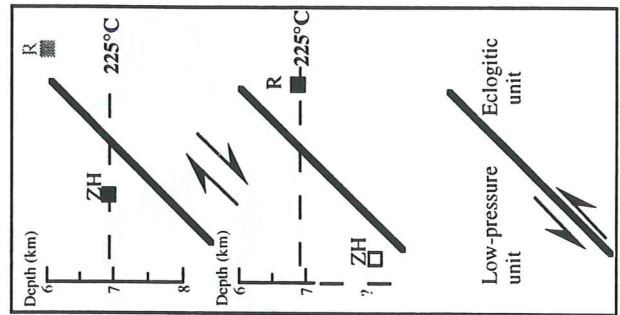


Fig. 12: a- Uplift history of the "zone Houillère" (ZH) and the Ruitor massif (R).
b- Sketches of relative motion between the "zone Houillère (ZH) and the Ruitor massif (R).

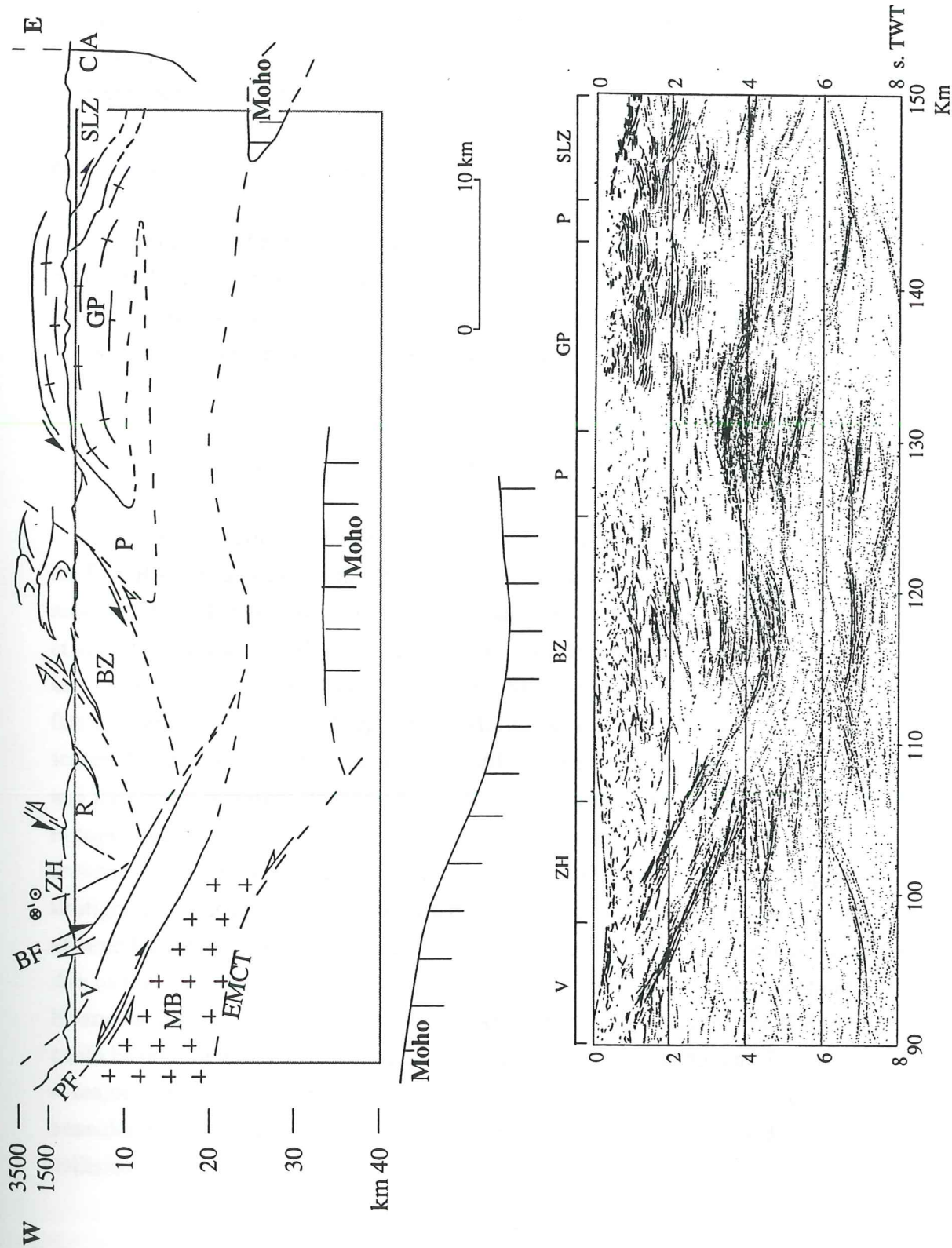


Fig. 13: Interpretative seismic ECORS-CROP profile. MB- Mont Blanc, V- Valaisan domain, ZH- "Zone Houillère", R- Ruisseau, BZ- Internal Briançonnais zone, P- Piemontais Front, GP- Gran Paradiso massif, SLZ- Sésia-Lanzo zone, PF- Penninic Front, BF- Briançonnais Front, EMCT- External Crystalline Massif Thrust.

feature could be related to tilting of the ZH and the Ruitor massif during large-scale folding tectonics (Baudin, 1987) or to the thrust of the ZH above the Ruitor massif (Fig. 12b). The small break in slope in the cooling curves of the Ruitor massif requires a slow displacement rate during thrusting. This shortening tectonics occurs until 3.5 Ma and the extensional tectonics appears after 3.5 Ma. In the second case (curve 2), the sudden increase in temperature of the Ruitor massif could correspond to rapid thrusting of the ZH above the Ruitor massif. The fast displacement produces warming of the adjacent footwall (Lefort, 1975) and finishes before the temperature peak. This peak does not affect the zircon record and therefore shortening finishes before 10 Ma. These events are followed by extensional faulting and a constant exhumation rate.

To summarise, the geochronological data suggest that the beginning of the normal motion lies between 10 and 3.5 Ma along the Ruitor massif - ZH boundary. This normal motion follows shortening during the Neogene and appears synchronous with the External Crystalline Massif Thrust (ECMT) motion (Mugnier et al., 1991; Jouhane et al., 1995).

6- Geometry of the extension along the ECORS-CROP profile:

A new interpretation of the geological section across the Western Alps is proposed (Fig. 13) using the ECORS deep seismic profile and the work presented above. The seismic image under the Valaisan zone and the ZH shows two very reflective bands between 1 and 4 s twt (Bayer et al., 1987; Damotte et al., 1990). These two SE-dipping reflectors could be interpreted as the seismic signature of the PF and the BF (Senechal and Thouvenot, 1991; Mugnier et al., 1993). These two bands become very flat at a depth of 10-15 km (Mugnier and Marthelot, 1991). The reflections at their hanging-wall are scarce. Nonetheless, most of them dip towards the west. Their significance is not clearly understood and they could represent stratigraphic contacts or thrusts (Tardy et al, 1990). An other interpretation is suggested here. The reflections could be mainly related to extensional features for the following reasons: i) these extensional features, in most cases, postdate the compressional features or stratigraphic contacts; ii) their bulk pattern is simpler and therefore presumably more identifiable in a seismic line; iii) the extensional shear zones have a brighter seismic signature than thrust shear zones due to the orientation of the tectonic fabrics (Rey, 1993); iv) the normal faults evidenced in the Briançonnaise zone could correspond to these reflectors. In such case, the NW-dipping normal faults could be considered as antithetic faults branched on the BF detachment (Fig. 13). The BF appears as a major gently-dipping normal shear zone responsible for an asymmetrical extension. These considerations strongly support a thinning in the upper crustal levels during the Neogene Alpine collision.

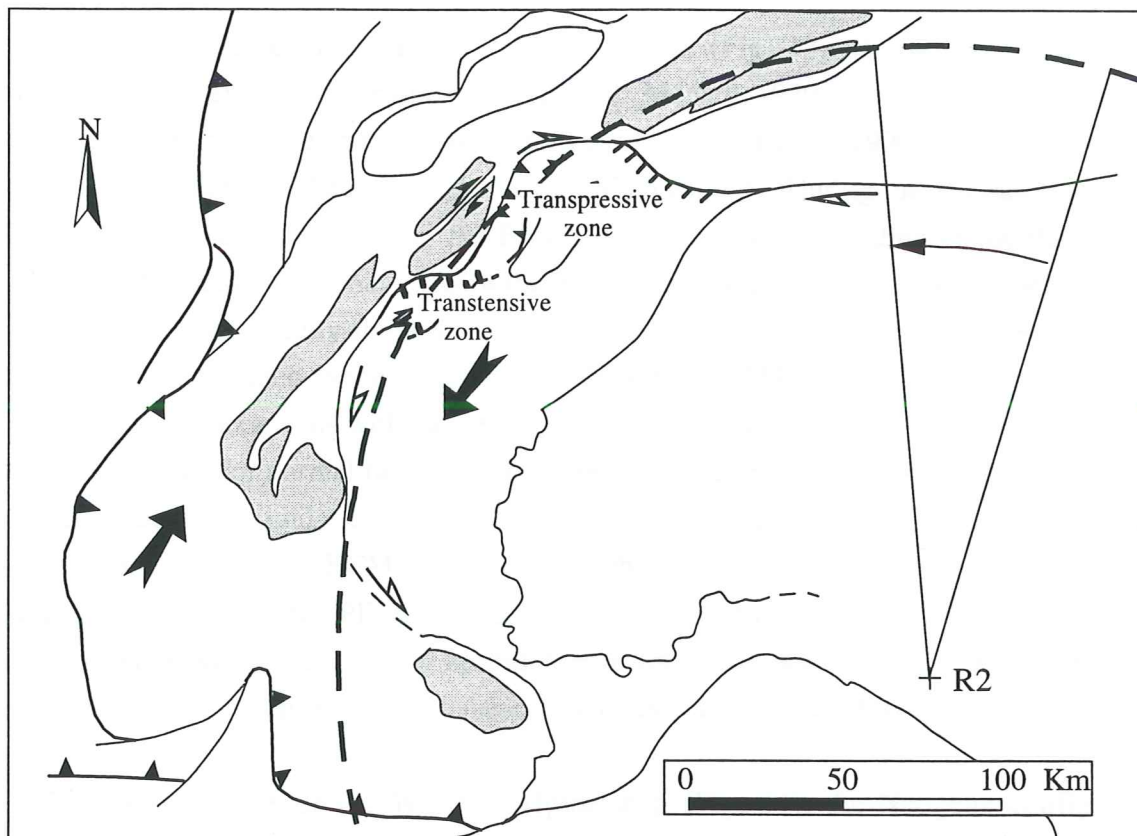


Fig. 14: Speculative model showing the Neogene kinematics (large arrows) after Hubbard and Mancktelow (1992) and anticlockwise rotation of the Apulie modified after Ménard (1984).

7- Mechanisms of upper crustal thinning:

The determination of the process(es) responsible for crustal thinning in the Western Alps involves choosing an appropriate work scale. The finite strain markers under greenschist facies conditions have been interpreted using a vertical and a horizontal section (at the scale of the ECORS-CROP profile and at the scale of the Western Alpine map, respectively).

7.1- At the scale of the ECORS-CROP profile (Fig. 13), the bottom of the External Crystalline Massif represents a crustal thrust (EMCT; Ménéard, 1979). This thrust presumably ramps through the upper crust beneath the Mont Blanc massif (Mugnier et al., 1990) and shows a significant variation in dip which could correspond to a ramp-flat geometry. During the displacement along the EMCT, the sudden change in dip of the EMCT could induce the bending of the thrusting slice. Wilschko and Eastman (1983) have shown that extension appears at the extrados of bending and that the normal fault occurs mainly above the upper part of the ramp. The extension located in the vicinity of the ZH could be related to the displacement along the ECMT for the following reasons: *i*) The extension is contemporaneous with the EMCT which is active after 24 Ma (Mugnier et al., 1990). *ii*) Kinematic evidence for normal faults is only recorded under greenschist facies conditions, whereas there is no evidence of similar evolution under higher pressure conditions. The extension remains in the upper crust *i.e.* above the ECMT, or even above the PF detachment.

During this extension, the PF and others could also be earlier thrusts reactivated with a normal component. However, it seems very speculative to relate the normal faults located between the Briançonnaise and the Piemont zones (located 30 km eastwards) to the EMCT ramp-flat geometry.

7.2- At the scale of the Western Alpine map (Fig. 14), the Neogene configuration is complicated by a large dextral strike-slip accommodated at the boundary between the Internal and the External domains for 33 Ma (Steck, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992). The lateral motion is responsible for the SW-directed normal movement in the Simplon area (Mancktelow, 1985; Merles et al., 1986; Mancel and Merle, 1987) and for dextral strike-slip deformation along the Rhône valley, through the Mont Blanc massif (Gourlay and Ricou, 1983; Steck, 1984, 1987, 1990; Mancktelow, 1990; Sartori, 1993) and in the sub-Alpine zone (Mugnier and Gidon, 1988). The obliquity between the strike direction and the movement direction is responsible for the dextral transpression in the northeastern part of the Mont-Blanc area (Hubbard and Mancktelow, 1992). The variation in orientation of the faults (from N15° to N 40°) southeastwards of the Mont Blanc massif could also induce a local transtensive regime. In such a transtensive zone, the partitioning of shear stresses depends on the structural level of the transcurrent shear zones. In the upper structural level, horizontal shear stress will be partitioned depending on the dip of the faults, and will be responsible for the strike-slip component along steep surfaces nearly parallel to the lateral movement. This could be the case for the NE-SW stretching lineation found in the Valaisan and in the ZH area (Fig. 3). In the deeper structural level, the weight applied by the overburden induces a vertical compressive stress

which will be responsible for a normal extensive movement corresponding to the thinning of the deep level. This model implies that thrust motion, strike-slip displacement and normal motion occur simultaneously in different parts of the Alpine belt. However, until new structural data are obtained, the relations between the normal and the strike-slip faults will remain enigmatic.

To summarise, the kinematic evolution of the Western Alps is not fully defined, implying that the kinematic model remains uncertain. Every model presented above, could partially explain the thinning of the crust. The upper crustal thinning described in this paper, induces a small part of the exhumation of Alpine eclogites. This exhumation, from more than 60 km to 15-20 km depth (Fig. 3) predates the Neogene and could be controlled by other mechanisms that are outside the scope of this paper. This does not exclude the possibility that different mechanisms succeeded in time and space and were responsible for this thinning.

8- Conclusions:

Kinematic criteria and geochronological data provide a mean of a new interpretation of the major tectonic contacts along the ECORS-CROP profile. The shear strain deformation took place under greenschist facies conditions. The ductile strain reveals that the SE-dipping shear zones (i.e. the Briançonnais Front or the western part of the Sésia Lanzo zone) and the NW-dipping shear zones (contacts "zone Houillère"-Ruitor massif or Briançonnais-Piemont zones) could be considered as antithetic normal ductile faults. The thinning located between the Valaisan domain and the Ruitor massif, is contemporaneous with the crustal thickening located in the external domain.

Tectonic units	Greenschist paragenesis	P (Kb)-T (°C) Greenschist event	Apatite FT age	Zircon FT age	Musco. Ar/Ar age	Main references
External crystalline massifs (Mont Blanc)	-	-	2.1-4.2	10.6-15	-	Seward & Mancktelow (1994)
Valaisan flysch (Valaisan zone)	Cal, Qtz, Alb, Chl, Mb	< 6.0 250-350	-	16.9-23	30	Goffé & Bousquet (in press) Seward & Mancktelow (1994) Cannic et al. (1996)
Versoyen complex (Valaisan zone)	Act, Alb, Qtz, Ep, Chl, Mb	2.5-6.0 275-350	-	-	34	Schürch (1987) Cannic et al. (1996)
"Zone Houillère"	Alb, Chl, Qtz, Mb	3.0-4.0 300	6.0-6.6	17-19	-	Baudin (1987) Seward & Mancktelow (1994)
Ruitor massif	Act, Bio, Qtz, Ep, Chl, Mb	3.0-4.0 350-450	3.5	26	38	Baudin (1987) Hurford et al. (1991) Caby (1992) Seward & Mancktelow (1994)
East Briançonnais zone	Act, Bio, Qtz, Ep, Chl, Mb	2.0-4.0 300-400	8.0-15	15-30	38	Bertrand (1968) Bocquet (1974) Chopin (1979 & 1981) Goffé (1982)
Piemont zone	Act, Alb, Ep, Biot, Chl, Mb	2.0-4.0 300-400	-	-	38-40	Kienast (1973) Chopin (1979) Oberhänsli (1980) Deville (1987)
Internal crystalline massifs (Gran Paradiso)	Act, Alb, Ep, Chl	2.0-4.0 380-420	19-24	30	38-42	Chopin (1979) Chopin & Maluski (1980) Carpéna (1985) Ballèvre (1986) Hurford et al. (1991)
Sésia-Lanzo zone	Act, Qtz, Ep, Biot, Chl, Mb	4.0-5.0 400-420	25-28	32-39	46-80	Hunziker (1974) Gosso (1977) Lardeaux et al. (1982) Hy (1984) Hurford et al. (1991) Venturini (1995)

Tab. 1: P-T-t conditions of the greenschist metamorphic stage. The locations of the tectonic units are shown in Fig. 2

References:

- Aillère, L., 1996. Structure et cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes française) : apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. PhD Thesis, Nancy.
- Aillères, L., Bertrand, J.M., Macaudière, J. and 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: 247-254.
- Andreoli, M., Compagnoni, R. and Lombardo, B., 1976. Jadeite megablasts from Valchiusella (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., 32: 681-698.
- Antoine, P., 1971. La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. PhD Thesis, Grenoble.
- Avigad, D., 1992. On the exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora-Maira massif (Western Alps, Italy). Geology, 20: 947-950.
- Ballèvre, M., 1986. Collision continentale et chemin P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). Mém. C.C.A.E.S.S., 19, Rennes.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y. and Merle, O., 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. géol. Soc. France, 156: 227-236.
- Barbier, R., 1945. Les zones ultradauphinoises et sub-briançonnaises entre l'Arc et l'Isère. PhD Thesis, Grenoble.
- Baudin, T., 1987. Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): Evolution structurale d'un socle briançonnais. PhD Thesis, Grenoble.
- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, J., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roure, F., Sacchi, R., Scarasscia, S., Bacco, I., Tapponnier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Toreilles, G. and Villien, A., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme Ecors-Crop). C.R. Acad. Sci. Paris, 305: 1461-1470.
- Benciolini, L., Martin, S. and Tartarotti, P., 1984. Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in Unità Piemontesi della Valle di Campiglia. Mem. Soc. geol. Ital., 29: 121-157.
- Bertrand, J.M., 1968. Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis. Géol. Alpine, 44: 55-87.
- Bertrand, J.M., Aillères, L., Gasquet, D. and Macaudière, J., 1996. The Penninic Front in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. Eclogae Geol. Helv., 89: 297-320.
- Biino, G. and Pognante, U., 1989. Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy): early alpine eclogitization and geochemistry. Lithos, 24: 3-19.
- Bocquet, J., 1974. Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métasédiments d'âge alpin dans les Alpes françaises. PhD Thesis, Grenoble.
- Borghi, A., Compagnoni, R. and Sandrone, R., 1992. Composite P-T path of the Gran Paradiso nappe: petrological constraints to the geodynamic evolution of the eclogitic continental crust of the Western Alps. Géol. Alpine, 1: 8-9.
- Caby, R., 1968. Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : Subdivisions stratigraphiques et structures de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste. Géol. Alpine, 44: 95-112.
- Caby, R., 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. géol. France, 15: 624-634.
- 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: 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.
- Caby, R. and Kienast, J.R., 1989. Meso-alpine high-pressure assemblages and excavation of the Ruitor-Briançonnais basement. In: Blackwell Scientific Publications Ltd, Terra abstr., 1: 266.
- Cannic, S., Mugnier, J.L., Lapière, H., Lardeaux, J.M., Hunziker, J.C. and Hernandez J., 1995a. The Lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic: Discussion. J. Struct. Geol., 17: 1481-1484.
- Cannic, S., Mugnier, J.L. and Lardeaux, J.M., 1995b. Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). C.R. Acad. Sci. Paris, 321: 513-519.
- Cannic, S., Lardeaux, J.M., Mugnier, J.L. and Hernandez, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France). Eclogae Geol. Helv., 89: 321-343.
- Carpéna, J., 1985. Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission track ages with respect to altitude: alpine thermal history of the Grand Paradiso basement. Contr. Mineral. Petrol., 90: 74-82.
- Chopin, C., 1979. De la Vanoise au massif du Grand-Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. PhD Thesis, Paris VI.
- Chopin, C., 1981. Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschist of the Western Alps. J. Petrol., 22: 628-650.

- Chopin, C. and Maluski, H., 1980. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74: 109-122.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbolt, P., Gautier, Y., Merle, O. and Vuichard, J.P., 1986. Deformation and motion in the Western Alpine arc. *Tectonics*, 5-2: 215-226.
- Compagnoni, R., 1977. The Sésia-Lanzo zone: high-pressure low-temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 33: 335-374.
- Compagnoni, R., Elter, G. and Lombardo, B., 1974. Eterogeneita stratigrafia del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccia cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 13: 227-239.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C., Gosso, G., Lombardo, B. and P.F., Williams, 1977. The Sésia-Lanzo Zone; a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 33: 281-334.
- Coward, M. and Dietrich, D., 1989. Alpine tectonics - An overview. In: Dietrich D. Coward M.P. and Park R.G. (Editors), *Alpine tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 45: 1-29.
- Dal Piaz, G.V. and Lombardo, B., 1986. Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 249-265.
- Dal Piaz, G.V., Hunziker, J.C. and Martinotti, G., 1972. La zona Sezia-Lanzo e l'evoluzione tettonico metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 11: 433-460.
- Dal Piaz, G.V., Venturelli, G. and Scolari, A., 1979. Calc-alkaline to ultrapotassic post-collisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova*, 32: 4-15.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M. and Guellec, S., 1990. Acquisition and processing of vertical seismic data from the Pô plain to the massif central. In: Heitzman P. Roure F. and Polino R. (Editors), *Deep structure of the Alps*. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156: 65-76.
- Debelmas, J., 1979. Carte géologique de la France au 1/250 000. Notice explicative. Orléans, BRGM.
- Debelmas, J., 1986. Intracontinental subduction and mountain uplift: the examples of the Western Alps. *Géol. Alpine*, 62: 1-10.
- Deville, E., 1987. Etude géochronologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan Téthysien: Aspect stratigraphique, pétrographique et tectonique. PhD Thesis, Chambéry.
- Elter, G., 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, 47: 147-170.
- England, P. and Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.
- Ernst, W.G., 1971. Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34: 43-59.
- Ernst, W.G. and Dal Piaz, G.V., 1978. Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil St-Jacques area, Italian Western Alps. *Am. Mineral.*, 63: 621-640.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Bocquet, J., Dal Piaz, G.V., Jager, E. and Niggli, E., 1974. Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54: 247-290.
- Fudral, S., 1973. Contribution à l'étude de l'unité de Moutiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux. PhD Thesis, Grenoble.
- Fudral, S., 1980. Une nouvelle interprétation de l'unité des Salins (zone des brèches de Tarentaise) au nord de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290: 1333-1336.
- Grasemann, B. and Mancktelow, N.S., 1993. Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 225: 155-165.
- Grasemann, B., 1993. Numerical modelling of the thermal history of the NW-Himalayas, Kullu Valley, India HP. In: P.J. Treloar and M.P. Searle (P.J. Treloar and M.P. Searles), *Himalayan Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*
- Goffé, B., 1982. Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme HP-HT dans les métasédiments alumineux. Thèse d'Etat, Paris VI.
- Goffé, B. and Bousquet, R., Ferrocapholite, chloritoid and lawsonite in metapelite of the Versoyen and Petit-Saint-Bernard units (Valaisan zone, Western Alps). *Bull. Suisse*, in presse.
- Gosso, G., 1977. Metamorphic evolution and fold history in the "eclogitic micaschists" of the Gressoney valley (Sezia-Lanzo zone, western Alps). *Mineral. Petrol.*, 33: 389-407.
- Gourlay, P. and Ricou, L.E., 1983. Le jeu décrochant dextera tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296: 927-932.
- Hubbard, M. and Mancktelow, N.S., 1992. Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. *Geology*, 20: 943-946.
- Hunziker, J.C., 1974. Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Geol. Min. Univ. Padova*, 31: 53.
- Hunziker, J.C., Desmont, J. and Hurford, A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mem. Géol. Lausanne*, 13: 59.
- Hurford, A.J., 1986. Cooling and uplift pattern in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 413-427.
- Hurford, A.J., 1991. Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review. *Geol. Rundschau*, 80: 349-368.

- Hurford, A., Stöckert, B. and Hunziker, J.C., 1991. Constraints on the later thermotectonic evolution of the Western Alps: evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, 10-4: 758-769.
- Hy, C., 1984. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique de la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Mont-Mucrone (zone Sésia-Lanzo, Alpes italiennes). PhD Thesis, Paris VI.
- Jouanne, F., Ménard, G. and Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacement in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14: 606-616.
- Kienast, J.R., 1973. Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensembles "schistes lustrés-ophiolites" de Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276: 2621-2624.
- Lancelot, J.C., 1979. Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. PhD Thesis, Paris VII.
- Lardeaux, J.M., Gosso, G., Kienast, J.R. and Lombardo, B., 1982. Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. géol. France.*, 24: 793-800.
- Le Fort, P., 1975. Himalaya: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sci.*, 275: 1-44.
- Le Goff, E., 1989. Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss: Modèle thermodynamique et exemples naturels. PhD Thesis, Rennes.
- Malavielle, J., Lacassin, R. and Mattauer, M., 1984. Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 26: 1895-1906.
- Mancel, P. and Merle, O., 1987. Kinematics of the northern part of the Simplon Line (Central Alps). *Tectonophysics*, 265-275.
- Mancktelow, N., 1985. The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 78: 73-96.
- Mancktelow, N.S., 1990. The simplon fault zone. *Beitrag zur Geologische Karte der Schweiz*, 163: 74 p.
- Martin, S. and Tartarotti, P., 1989. Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St Marcel valley (Aosta, Italy). *Ophioliti*, 14: 135-156.
- Massonne, H.J. and Chopin, C., 1989. P-T history of the Gran Paradiso (western Alps) metagranites based on phengite geobarometry. In: Cliff R.A. Daly J.S. and Yardley B.W.D. (Editors), *Geol. Society Spec. Pub. London*, 43, 545-549.
- Ménard, G., 1979. Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. PhD Thesis, Grenoble.
- Ménard, G., Molnard, P. and Platt, J., 1991. Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics*, 10: 231-244.
- Merle, O., Le Gal, P. and Mancel, P., 1986. Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). *Eclogae Geol. Helv.*, 79: 705-718.
- Merle, O., Cobbolt, P.R. and Schmid, S., 1989. Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In: Coward M.P. Dietrich D. and Park R.G. (Editors), *Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45: 113-134.
- Milnes, A.G., Grellier, M. and Muller, R., 1981. Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-pennine Alps. *J. Struct. Geol.*, 3: 411-420.
- Mugnier, J.L. and Gidon, M., 1988. Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux : relations avec la tectonique de socle. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II: 1669-1674.
- Mugnier, J.L. and Marthelot, J.M., 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. *Am. Geoph. Union, Geodyn. series*, 22: 177-183.
- Mugnier, J.L. and Vialon, P., 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol.*, 8: 373-388.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., Tardy, M. and Vialon, P., 1990. Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. In: Heitzman P. Roure F. and Polino R. (Editors), *Deep Structure of the Alps. Mém. Soc. géol. Fr.*, 156: 203-216.
- Mugnier, J.L., Loubat, H. and Cannic, S., 1993. Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bull. Soc. géol. France*, 164: 697-708.
- Novo, M., Accoto, S., Nervo, R. and Pognante, U., 1989. Jadeite-quartz bearing metatromjemitite from the Nero ophiolitic eclogites, Champorcher valley (Western Alps). *Ophioliti*, 4: 57-62.
- Oberhänsli, R., 1980. P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaucophaniten der Ophiolite von Zermatt. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 60: 215-235.
- Philippot, P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. *Tectonics*, 9: 1143-1164.
- Platt, J.P. and Lister, G.S., 1985. Structural evolution of the nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.*, 7-2: 145-160.
- Platt, J.P., Behrmann, J.H., Cunningham, P.C., Dewey, J.F., Helman, M., Parish, M., Shepley, M.G., Wallis, S. and Weston, P.J., 1989. Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337: 158-161.
- Purdy, J.W. and Jäger, E., 1976. K-Ar ages on rock-forming minerals from the central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30: 32.
- Rey, P., 1993. Seismic and tectono-metamorphic characters of the lower crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension. *Tectonics*, 12: 580-590.

- Reynard, B. and Ballèvre, M., 1988. Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *J. Metam. Geol.*, 6: 333-350.
- Sartori, M., 1993. Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône. Zürich, Lecture Abstracts.
- Souriau, M., 1995. Les processus d'érosion mécanique à l'intérieur des grands bassins fluviaux. *Bull. Soc. géol. France*, 166: 763-781.
- Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F. and Zingg, A., 1989. The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In: Dietrich D. Coward M.P. and Park R.G. (Editors), *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 45: 153-172.
- Schürch, M.F., 1987. Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. PhD Thesis, Genève.
- Séranne, M. and Malavieille, J., 1994. Late orogenic extension. In: (Séranne, M. and Malavieille, J.s), Elsevier, Amsterdam, 238, 484 pp.
- Selverstone, J., 1988. Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, 7: 87-105.
- Senechal, G. and Thouvenot, F., 1991. Geometrical migration of linedrawings : a simplified method applied to ECORS data. *Geodyn. Serv. (AGU)*, 22: 401-407.
- Seward, D. and Mancktelow, N.S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology*, 22: 803-806.
- Shi, Y. and Wang, C.Y., 1987. Two dimensional modeling of the PTt paths of regional metamorphism in simple overthrust terrains. *Geology*, 15: 1048-1051.
- Spalla, M.I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto, M. and Pognante, U., 1983. Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 26: 499-514.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V. and Gosso, G., 1991. Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales). *Mém. Soc. géol. France*, 43: 361-369.
- Steck, A., 1984. Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geol. Helv.*, 77: 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 ductile des Alpes Centrales. *Eclogae Geol. Helv.*, 83: 603-627.
- Steck, A. and Hunziker, J.C., 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps- compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, 238: 229-254.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. and Vialon, P., 1990. Interprétation des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la Ligne insubrienne. In: Heitzmann P. Roure F. and Polino R. (Editors), *Deep structures of the Alps*. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156: 217-226.
- Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sci.*, 284: 97-120.
- Venturini, G., 1995. Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps-Italy). *Mem. Géol. Lausanne*.
- Wheeler, J. and Butler, R.W.H., 1993. Evidence for Extension in the Western Alpine Orogen - The Contact Between the Oceanic Piemonte and Overlying Continental Sesia Units. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117: 457-474.
- Wilschko, D.V. and Eastman, D.B., 1983. Role of basement warps and faults in localising thrust fault ramps. *GSA Memoir*, 158: 177-190.

3.4.III- Discussion :

Si les phénomènes d'extension au sein des orogènes sont connus depuis une vingtaine d'années (voir références dans Séranne et Malavieille, 1994), les mécanismes responsables de cette extension sont variés et restent discutés. Dans ce paragraphe, nous rappellerons brièvement les caractéristiques de ces mécanismes et discuterons de leur application possible à l'extension Néopalpine.

3.4.II.A- Extension post-orogénique (Fig. 3.6.a) :

Ce mécanisme classique d'amincissement crustal dans les chaînes de montagne apparaît en réponse à un fort épaissement de la croûte (Séranne et Malavieille, 1994). L'amincissement résulte de l'effet conjugué de la charge lithostatique (poids des roches) appliquée sur les hauts reliefs et de la poussée d'Archimède exercée sur les racines profondes de la chaîne (croûte continentale moins dense que le manteau sous-jacent). Cet effet conjugué produit une force compressive verticale, qui s'oppose aux forces tectoniques horizontales. L'amincissement crustal apparaît dès que les forces tectoniques ne sont plus suffisantes pour générer des mouvements en compression et perdure jusqu'à la résorption complète de l'épaississement.

Dans les Alpes occidentales, les chevauchements vers l'Ouest se développent entre 36 et 4 Ma (Mugnier et al., 1990), et pourraient être encore actifs (Jouanne et al. 1995), alors que les rétrochevauchements affectent la zone interne entre la fin de l'Éocène et le début de l'Oligocène (Frey et al., 1974). L'extension Néogène apparaît après le raccourcissement dans la zone interne, mais elle est contemporaine des chevauchements observés dans la zone externe. Cette simultanéité entre compression et extension implique que la chaîne alpine n'est pas un exemple typique d'extension post-orogénique. Cependant, une baisse temporaire de l'intensité des forces tectoniques peut être compensée par une extension momentanée au cours de l'orogénèse. Les failles oligocènes dans la zone de Sésia-Lanzo (SLZ) peuvent ainsi être reliées à une phase d'extension qui a affecté l'ensemble des plaques à grande échelle tout autour de la chaîne alpine (Schmid et al., 1989; Steck et Hunziker, 1994). Cette phase d'extension s'accompagne d'un magmatisme oligocène le long de la ligne Péri-adriatique (Laubscher, 1983) et de l'ouverture des bassins du Rhône, de la Saône et des Limagnes (Bergerat, 1987; Le Pichon et al., 1988).

3.4.II.B- Extension syn-orogénique induite par une subduction lithosphérique (Fig. 3.6.b) :

Michard et al. (1983) ont suggéré que l'exhumation des éclogites pouvait être liée à l'extrusion tectonique de matériel enfoui à grande profondeur. Cette extrusion provoque la remontée d'écaillés lenticulaires, limitées à leur base par une faille inverse et à leur sommet par une faille normale. Les modèles analogiques de Chemenda et al. (1995) semblent valider ce type de mécanisme qui provoque une extension contemporaine du raccourcissement lithosphérique. Ces modèles impliquent la subduction d'une lithosphère continentale au cours des premiers stades d'édification de la chaîne de montagne. Au cours de la subduction, une lame de matériel crustal va se désolidariser de la lithosphère qui s'enfonce dans le manteau, puis remonter vers la surface, sous l'effet combiné de la

poussée d'Archimède et de l'érosion. Une partie des matériaux océaniques subductés avant la croûte continentale, et métamorphisés à haute pression, pourra être également exhumée simultanément et entraînée par la remontée de la croûte continentale (Malavielle et Chemenda, sous presse).

Dans les Alpes occidentales, l'exhumation des éclogites du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard pourraient être expliquée par ce type de mécanisme. En effet, le Front Briançonnais, correspondant à une faille normale, est situé au sommet de l'ensemble éclogitique, alors qu'à la base, le saut métamorphique entre le complexe du Versoyen et le flysch de Tarentaise suggère un chevauchement majeur. Cependant, l'évolution cinématique, caractérisée par le développement simultané de failles normales et de chevauchements, ne correspond qu'à la déformation syn-schiste vert. Actuellement, il n'existe pas de données permettant d'affirmer qu'une déformation similaire se soit produite dans les conditions éclogitique ou schiste bleu. De plus, les modèles prévoient que l'exhumation s'accompagne d'une érosion très importante des reliefs. Or, les implications sédimentaires de cette érosion ne semblent pas vérifiées par les données géologiques : le flux sédimentaire piégé dans les bassins sédimentaires localisés à la périphérie de la chaîne (Hay et al., 1992; Mugnier, 1993; Huyghe et Mugnier, 1995) ne correspond qu'à un faible taux d'érosion entre 34 et 24 Ma (c'est à dire au cours de l'exhumation conduisant les éclogites du Versoyen et du Petit-Saint-Bernard de l'isotherme $350 \pm 50^\circ\text{C}$ à l'isotherme $250 \pm 50^\circ\text{C}$).

3.4.II.C- Extension liée à un effondrement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion (Fig. 3.6.c) :

La structuration des unités subductées et accrétées peut être liée à un mécanisme de poinçon raclant la surface de la plaque subductée. Le mécanisme provoque l'accumulation à l'avant du poinçon des matériaux raclés, qui forment un prisme d'accrétion. Au cours de la subduction, ce prisme se développe, jusqu'à atteindre une configuration stable, dans laquelle les forces de gravité, générées par la géométrie du prisme, équilibrent le cisaillement provoqué par la subduction de la plaque sous-jacente (Elliot, 1976). L'incorporation de nouveaux matériaux augmente l'épaisseur et la pente du prisme qui s'effondre alors pour conserver sa stabilité (Platt, 1986). Cet effondrement gravitaire, localisé au dessus d'un raccourcissement, est responsable de l'apparition de failles normales, qui se branchent en profondeur sur les accidents chevauchants.

Dans les Alpes occidentales, à des niveaux plus profonds que ceux imagés par les campagnes de sismique réflexion mentionnées précédemment, les données de sismique réflexion grand-angle (ECORS-CROP DSS Group, 1989; Thouvenot et al., 1990) montrent que le Moho de la plaque européenne est situé vers 40 Km de profondeur sous les massifs cristallins externes et vers 55 Km sous la zone interne (voir Fig. 3.5). Sous le domaine Briançonnais, la superposition de deux Mohos est classiquement interprétée comme une écaïlle mantellique (Nicolas et al., 1990). Cette écaïlle chevauche la lithosphère européenne et forme un poinçon lithosphérique, qui pousse vers le haut les unités de la zone interne (Mugnier et al., 1994). Un mécanisme de poinçon, tout à fait comparable, a été mis en évidence dans les Alpes centrales (Pfiffner, 1992). La géométrie du raccourcissement crustal à proximité du poinçon reste extrêmement spéculative, toutefois, ce dernier pourrait induire des déformations telles que des chevauchements et des rétrochevauchements. La simultanéité de

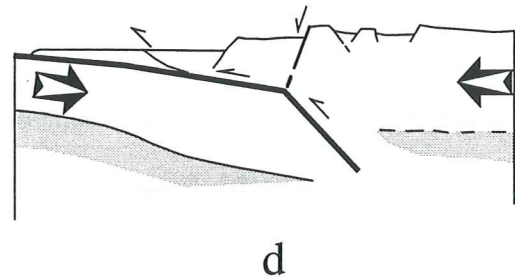
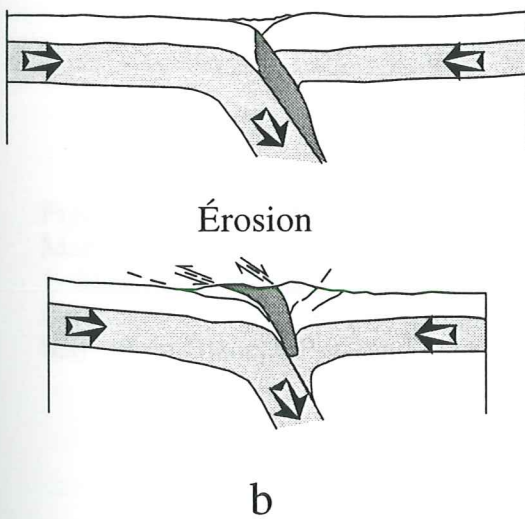
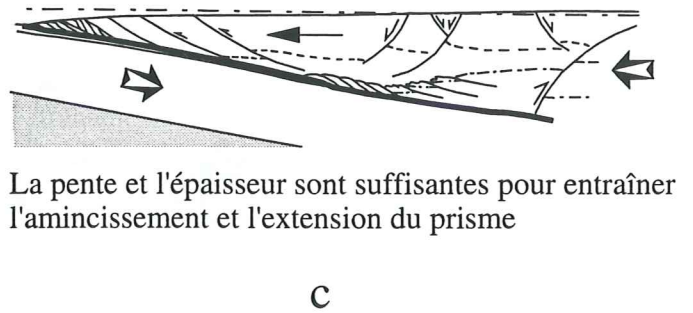
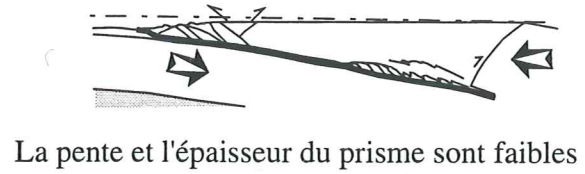
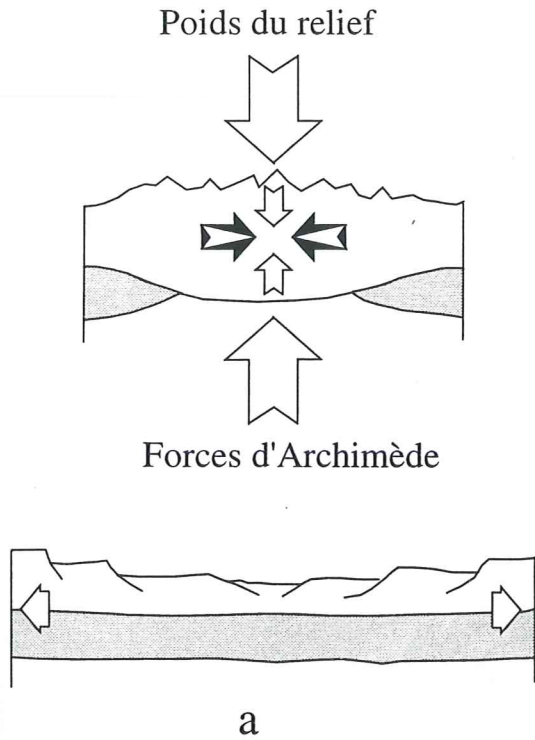


Figure 3.6 : Mécanismes d'extension dans les chaînes de montagne.
 a- Extension post-orogénique, b- Extension syn-orogénique liée à la subduction d'une lithosphère continentale, c- Extension induite par l'effondrement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion, d- Extension liée au franchissement d'une rampe.

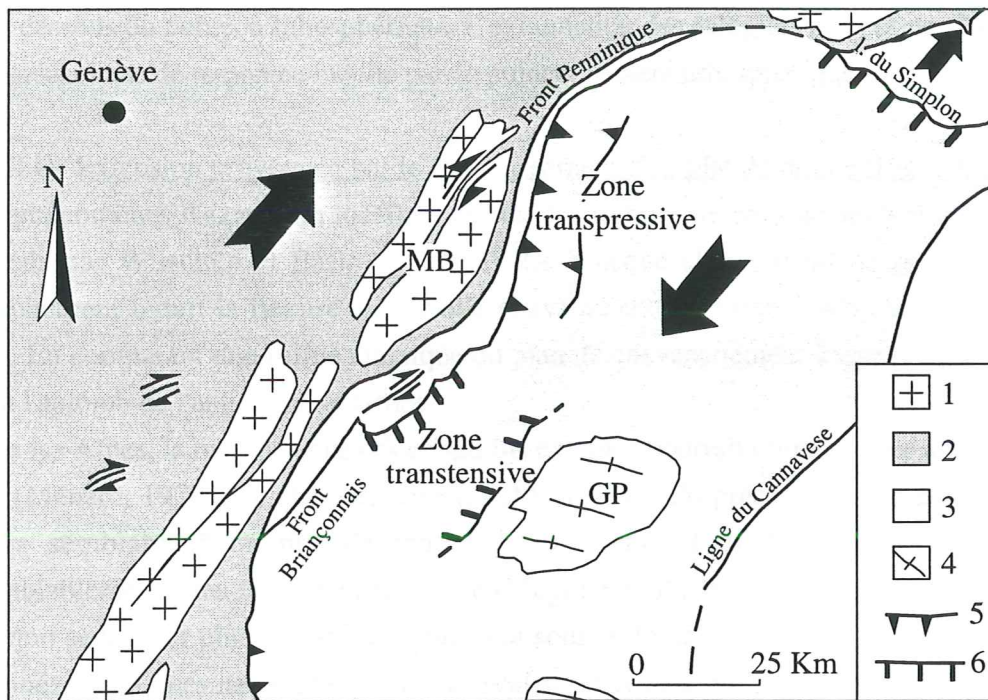


Figure 3.7 : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, modifiée d'après Hubbard et Mancktelow (1992).

1- Massifs cristallins externes, 2- Zones externes, 3- Zones internes, 4- Massifs cristallins internes, 5 et 6- Contacts tectoniques majeurs.
 MB- Mont Blanc, GP- Grand Paradis.

l'extension au dessus du Front Briançonnais et du raccourcissement dans les niveaux plus profonds est en accord avec le modèle d'effondrement gravitaire au sein d'un prisme d'accrétion. Cependant, les conditions P-T des pics métamorphiques dans les unités des zones internes et du Versoyen suggèrent que certaines éclogites ont été enfouies à des profondeurs supérieures à 40 Km, c'est à dire bien en dessous du poinçon lithosphérique. L'exhumation des éclogites ne peut pas être expliquée par le seul mécanisme de remontée induite par ce poinçonnement lithosphérique.

3.4.II.D- Extension provoquée par le franchissement d'un plat de rampe (Fig. 3.6.d) :

Les phénomènes d'extension localisés au toit des rampes de chevauchement ont été reconnus et modélisés par Wilschko et Eastman (1983). Le brusque changement de pendage d'un plan de chevauchement induit la flexure de l'écaille chevauchante. L'extension apparaît à l'extrados de la flexure. En comparant une forme classique du plan de chevauchement à une rampe, l'extension sera située à l'aplomb de l'anticlinal de rampe.

Dans les Alpes, la base des massifs cristallins externes pourrait correspondre à un chevauchement crustal (Ménard, 1979). Ce chevauchement (EMCT, Fig. 3.5) présente une importante variation de pendage semblable à un plat de rampe. Sous le massif du Mont-Blanc, l'EMCT se situe vraisemblablement dans la croûte supérieure (Mugnier et al., 1990) et forme un "plat" supérieur. La rampe doit se trouver plus à l'Est (probablement sous le domaine valaisan), mais la qualité médiocre des données sismiques ne permet pas de la localiser précisément. Au moment du franchissement de cette rampe, les chevauchements plus anciens, en position plus interne, tel que le Front Pennique, ont pu être réactivés en faille normale. Cet réactivation pourrait expliquer l'extension observée à proximité de la zone Houillère et localisée au toit du Front Pennique. Cependant, ce mécanisme explique difficilement les failles normales qui se trouvent à plus de 50 Km vers l'Est, entre les zones briançonnaise et piémontaise.

3.4.II.E-Transtension dans un système décro-chevauchant :

La structure actuelle de la chaîne alpine, observée le long du profil ECORS-CROP, est compliquée par un jeu décrochant dextre (Fig. 3.7) au cours du Néogène (Steck, 1990; Hubbard et Mancktelow, 1992). Cette déformation est responsable du jeu normal de la faille du Simplon (Mancktelow, 1985; Merles et al., 1986; Mancel et Merles, 1987) et des décrochements dextres le long de la vallée du Rhône, dans le massif du Mont-Blanc (Gourlay et Ricou, 1983; Steck, 1984; 1987; 1990; Mancktelow, 1990; Seward et Mancktelow, 1992; Sartori, 1993) et dans les chaînes sub-alpines (Mugnier et Gidon, 1988). L'obliquité des décrochements par rapport aux structures est responsable d'un régime transpressif dans la partie NE du massif du Mont-Blanc (Hubbard et Mancktelow, 1992). Dans la partie SO de ce massif, la variation d'orientation des accidents pourrait être à l'origine d'une déformation transtensive. Dans la plupart des zones en transtension, l'orientation des contraintes de cisaillements varie avec le niveau structural des surfaces de décrochement. Dans les niveaux structuraux supérieurs, la contrainte horizontale est dominante. Elle sera répartie en fonction du pendage des failles et induira des coulissements horizontaux le long des accidents les plus pentés.

Dans les niveaux plus profonds, la charge lithostatique (poids des roches) produit une force verticale compressive, qui peut entraîner un jeu normal selon une direction parallèle à la direction du cisaillement. Les linéations d'étirement NE-SO observées dans le flysch de Tarentaise et dans les schistes houillers de la zone Briançonnaise pourraient correspondre à ces directions de déplacement.

3.4.II.F-En résumé :

L'évolution cinématique globale des Alpes occidentales n'étant pas bien contrainte, les modèles cinématiques demeurent incertains. Chaque modèle présenté ci-dessus permet d'expliquer, au moins partiellement, l'amincissement compensateur de l'épaississement crustal. Toutefois, il n'est pas exclu que différents mécanismes se succèdent dans le temps et dans l'espace pour aboutir à l'amincissement.

Nous proposons que la faille normale syn-schiste vert du Versoyen soit liée à de la transtension dans un système décro-chevauchant. Cette faille normale est postérieure aux assemblages schistes bleus datés vers 33 Ma et antérieure à la traversée de l'isotherme marquée par les traces de fission sur zircons (17-23 Ma). L'extension actuelle, mise en évidence dans la région du Simplon et du Mont-Blanc, est également liée à des décrochements (Steck, 1990; Hubbard et Mancktelow, 1992). Cependant, le taux d'exhumation plus réduit, envisagé entre 20 et 2 Ma, pourrait suggérer une discontinuité du phénomène tectonique proposé. Par ailleurs, il faut noter que les vitesses d'exhumation estimées d'après les chemins P-T-t n'exèdent pas quelques mm par an (voir chapitre précédent pour ce qui concerne les éclogites du Versoyen ou Davis et al. (1989) pour ce qui est des éclogites plus internes). Les taux d'érosion superficielle moyens, obtenus dans de nombreuses chaînes (Souriau, 1995), sont de cet ordre de grandeur. Dans ces conditions, la tectonique extensive que nous avons mise en évidence n'est pas nécessairement le phénomène dominant dans la compensation de l'épaississement crustal et dans l'exhumation des niveaux profonds dans les Alpes.

DISCUSSION CONCLUSION

DISCUSSION / CONCLUSION :

1- PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS

1.I- Caractéristiques géochimiques et datation du magmatisme du Versoyen :

Le complexe du Versoyen est constitué de basaltes en coussins, de serpentinites, de gabbros et de dolérites en sills et en laccolites associés à des schistes noirs et de filons basaltiques qui recoupent des panneaux de socle.

Le magmatisme tholéitique du Versoyen montre des caractères géochimiques et isotopiques comparables dans les régions du Petit-Saint-Bernard (frontière franco-italienne) et de Visp (Suisse).

Les basaltes en coussins, les gabbros et les dolérites présentent des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre ceux des N-MORB et des T-MORB. Ces tholéites dériveraient de la fusion partielle d'une source mantellique (de type N-MORB) avec probablement la participation d'une source de type OIB.

Contrairement à ce qui a été suggéré par Schürch (1987), ce magma tholéitique ne montre pas de trace de contamination crustale au niveau de la source. Par contre, la contamination crustale visible au niveau des épontes des sills est sans doute liée à de l'assimilation de sédiments, encore meubles au moment de la mise en place du magma.

Les processus de différenciation au sein des sills les plus épais ont abouti à la formation de cumulats ultrabasiques, localisés à la base des sills. Une partie tout au moins des serpentinites du Versoyen correspond à la transformation de ces cumulats.

Enfin, les filons basaltiques qui recoupent les panneaux de socle montrent une affinité alcaline-transitionnelle et présentent des caractères proches des tholéites continentales. Leur rapport $\epsilon_{Nd}(294Ma)$ voisin de +1 suggère que leur source mantellique a été contaminée par un composant crustal.

Dans la région du col du Petit-Saint-Bernard, certains sills tholéitiques sont recoupés par des filons leucocrates qui correspondent à des liquides différenciés cogénétiques du magmatisme tholéitique. Les datations U/Pb sur les zircons contenus dans l'un de ces filons indiquent un âge Carbonifère supérieur à Permien inférieur (294 ± 10 Ma) pour le magmatisme du Versoyen.

1.II- Métamorphisme et évolution P-T-t de l'unité du Roignais-Versoyen :

Le complexe du Versoyen est caractérisé par un métamorphisme polyphasé de type éclogitique, schiste bleu et schiste vert. Le métamorphisme éclogitique est sans doute lié à une subduction. Les conditions de pression et de température correspondent à des éclogites de Haute-Pression et Basse-Température ($P > 15Kb$, $425 < T < 475^{\circ}C$). L'évolution rétrograde de ces éclogites, dans le faciès schiste bleu, est marquée par une décompression sans baisse importante de la température ($T >$

400°C). A partir de 7 à 8 Kb (faciès schiste vert), la baisse de pression s'accompagne d'une baisse de la température pour atteindre les conditions de sub-surface.

Les paragéneses métamorphiques observées dans le flysch de Tarentaise sont restreintes au faciès schiste vert. Ce flysch ne semble donc jamais avoir atteint le stade éclogitique, puisque les pressions maximales demeurent inférieures à 10 Kb. Le flysch présente cependant, une histoire métamorphique (chemin P-T-t) comparable à la fin de l'évolution rétrograde du complexe du Versoyen.

Les datations Ar/Ar réalisées sur phengites donnent des âges de refroidissement (franchissement de l'isotherme $350 \pm 50^\circ\text{C}$) voisins de 33 Ma. Ces âges sont identiques dans le complexe du Versoyen, dans le flysch de Tarentaise et dans l'unité du Petit-Saint-Bernard et indiquent une vitesse moyenne d'exhumation de l'ordre de 1 mm / an, à partir de l'Oligocène.

1.III- Évolution structurale :

1.III.A- Plissement isoclinal du complexe du Versoyen :

La répartition des textures magmatiques et l'évolution géochimique des sills et des laccolites a permis de mettre en évidence une alternance de polarité au sein de la série du Versoyen. Cette alternance peut être expliquée par un plissement de la série. Les plis isoclinaux, déversés vers le NO, comparables à ceux observés dans le flysch de Tarentaise et dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard, pourraient être rattachés à la phase de déformation D2 définie par Lancelot (1979).

1.III.B- Extension néoalpine :

De nouvelles données structurales ont permis de préciser l'évolution tectonique postérieure à la déformation D2 de l'unité du Roignais-Versoyen. La linéation d'étirement, des plans d'ECC (Extensional Crenulation Cleavage) et des plis d'entraînement indiquent une déformation en cisaillement contemporaine du métamorphisme schiste vert. Cette déformation, essentiellement localisée dans le complexe du Versoyen, correspond à un jeu normal vers le SE.

A plus grande échelle, une compilation des données métamorphiques, géochronologiques et structurales montre l'existence de failles normales syn-schiste vert. Ces failles présentent des pendages vers le SE dans le domaine valaisan et vers le NO dans les zones internes. Les jeux normaux apparaissent dès l'Éocène supérieur - Oligocène inférieur et sont contemporains de chevauchements dans la zone externe. Ces jeux normaux pourraient accommoder un ré-amincissement crustal au cours de la collision alpine.

2- IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES DES NOUVELLES DONNÉES

2.I- Le magmatisme du Versoyen, ophiolite ou complexe magmatique lié à un amincissement crustal ?

Le complexe du Versoyen ne présente pas les caractéristiques d'une suite ophiolitique générée le long d'une dorsale médio-océanique (Nicolas, 1989). En effet, le magmatisme se met en place

uniquement au sein de schistes noirs ou recoupe des panneaux de socle, l'épaisseur de la série est très faible (< 300 m), enfin, les schistes noirs correspondent à de sédiments qui dérivent de l'érosion d'un continent (Antoine, 1971).

Le magmatisme tholéïtique du Versoyen semble s'être mis en place dans un petit bassin, situé à proximité d'un continent. Cependant, l'absence de contamination crustale primaire, les caractères de N-MORB de certaines tholéïtes et la présence de serpentinites suggèrent que l'extension de la croûte continentale a du être suffisamment importante pour provoquer, au moins localement, la dénudation du manteau asthénosphérique. Le magmatisme précoce, lié à l'ouverture de ce bassin, pourrait être représenté par les filons basaltiques qui recoupent les panneaux de socle. Toutefois, en l'absence de datation, il convient de rester prudent, les filons peuvent être aussi bien contemporains du magmatisme tholéïtique, et se mettre en place sur la marge continentale du bassin en cours d'océanisation.

2.II- Le complexe du Versoyen, suture de l'océan valaisan ?

Les résultats géochimiques et pétro-métamorphiques ont montré que le complexe du Versoyen correspondait à un ensemble magmatique émis dans un domaine continental très aminci ou en cours d'océanisation (notamment vers le NE), puis subducté à grande profondeur au cours de la collision alpine. Cette évolution est assez proche de celle classiquement admise pour le domaine valaisan. Cependant, le complexe du Versoyen ne peut en aucun cas représenter la suture d'un océan valaisan dont l'ouverture serait rattachée au Mésozoïque (Lemoine et Trümpy, 1987; Stampfli, 1993), puisque les âges obtenus, bien que peu nombreux, placent le magmatisme du Versoyen dans le Paléozoïque supérieur. En fait, ce travail, en proposant un âge tardi-hercynien pour le Versoyen, retire l'un des jalons principaux utilisé pour justifier l'existence d'un plancher océanique apparu au Crétacé et supportant le domaine valaisan.

2.III- Contexte de mise en place du magmatisme du Versoyen :

Le magmatisme du Versoyen semble s'inscrire dans l'évolution tardive de la chaîne varisque. Cette évolution est marquée, au Paléozoïque supérieur, par deux grands épisodes distensifs (Burg et al., 1994).

(1) Du Viséen supérieur au Westphalien, l'extension sub-parallèle à la chaîne est contrôlée par de grands décrochements ductiles qui accommodent des échappements latéraux (Iglésias et Choukroune, 1979; Burg et al., 1981; Matte, 1986). Cette épisode s'accompagne d'un magmatisme bimodal (Bébiën, 1976), syn-tectonique (Faure et Pons, 1991).

(2) Du Stéphaniën au Permien inférieur, l'extension essentiellement transverse à la chaîne témoigne de son effondrement (Ménard et Molnar, 1988). Cet épisode distensif est responsable de la formation des bassins carbonifères et permien inférieur, associés ou non à des décrochement (Burg et al., 1990; Gapais et al., 1993) et dans lesquels se développe un magmatisme acide et basique d'affinité calco-alcaline à shoshonitique (Banzet et al., 1984; 1985; Ouazzani and Lapierre, 1986; Ménot, 1987; Finger et Steiger 1990; Schaltegger et Corfu, 1995). Le complexe de Versoyen pourrait

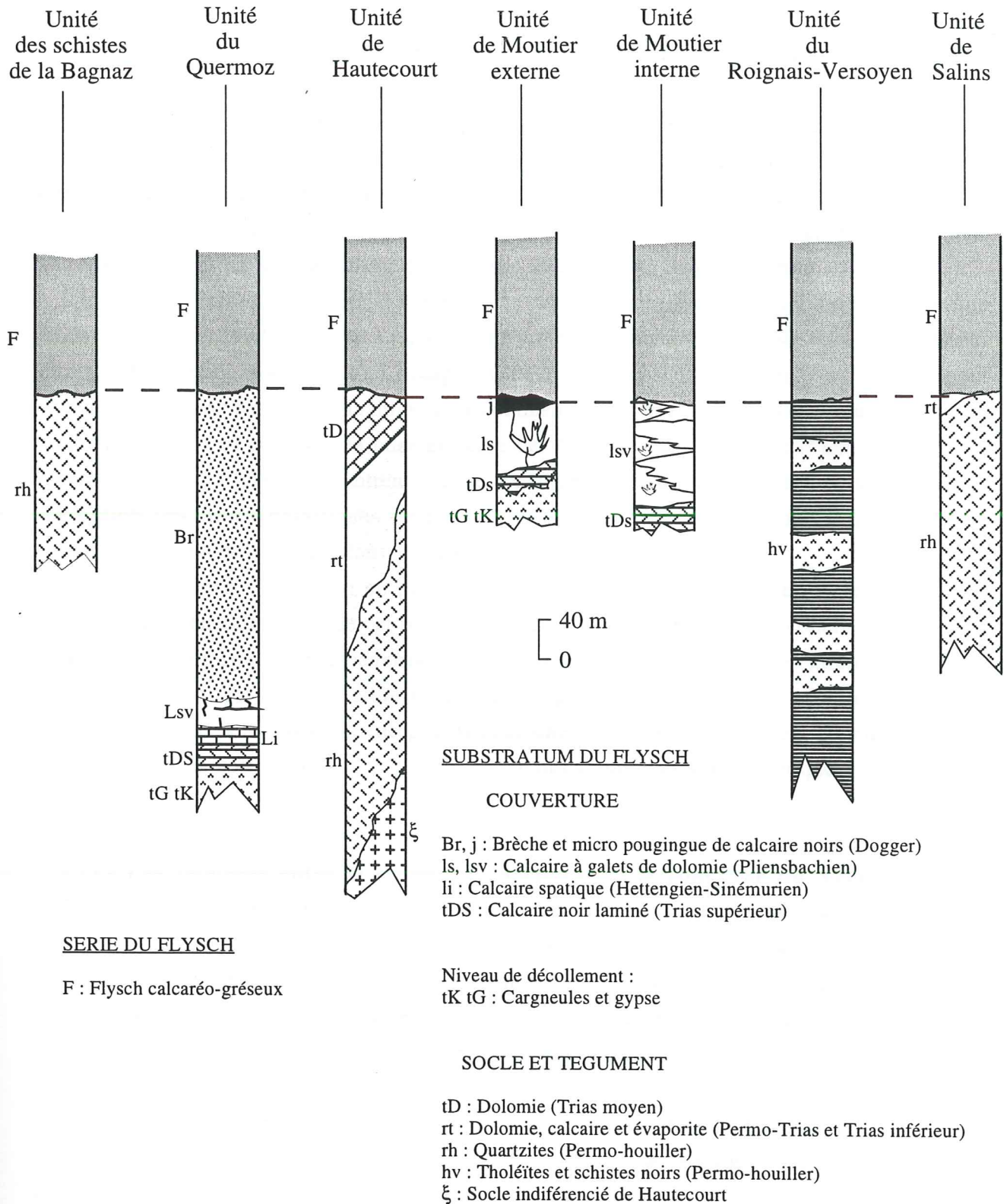


Figure 1 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques du substratum du flysch de Tarentaise dans les unités du domaine valaisan entre Moutier et Bourg Saint Maurice, modifiées d'après Gély (1989)

se rattachent à cet épisode et se seraient mis en place dans un bassin en "pull-apart" installé le long d'un grand décrochement.

L'origine du magmatisme calco-alcalin et shoshonitique est encore discutée. Ce magmatisme pourrait être lié à une subduction ou à une amincissement crustal :

Récemment, Stampfli (1996) a comparé l'évolution de la marge Sud du Gondwana au Paléozoïque supérieur à celle d'une marge active. Selon cet auteur, l'épisode stéphano-permien dans la chaîne varisque serait lié à une extension arrière-arc générée par la subduction d'un océan, la Paléotéthys. Le complexe du Versoyen pourrait alors correspondre à un magmatisme de bassin arrière arc. Cela ne peut être le cas puisque le magmatisme du Versoyen est antérieur à cette subduction.

L'extension Permo-Carbonifère semble liée au désépaississement crustal tardi-orogénique (Malavieille et al., 1990), qui tend à ramener une croûte préalablement épaissie vers une épaisseur normale (Malavieille, sous presse). Le magmatisme qui accompagne cette extension crustale serait produit par la fusion partielle de la lithosphère continentale survenant au cours d'une décompression adiabatique. Dans ce contexte, la mise en place des tholéïtes du Versoyen par simple extension apparaît difficile car elles ne montrent aucune contamination crustale au niveau de leur source (à l'exception des filons basaltiques intrusifs dans le socle). Ce magmatisme tholéïtique s'est vraisemblablement mis en place dans un bassin en cours d'océanisation.

Seule l'ouverture d'un bassin en pull-apart apparaît plus probable. En effet, les pull aparts correspondent généralement à de petits bassins ce qui est en accord avec les conclusions de notre étude. D'autre part, l'ouverture et la fermeture des bassins en pull-apart peut être extrêmement rapide ce qui est compatible avec le faible volume du magmatisme du Versoyen. Enfin, des bassins océaniques localisés au voisinage de grands décrochements sont actuellement connus. C'est par exemple le cas du golfe de Californie, qui présente des similitudes avec le complexe du Versoyen (Loubat et al., 1984).

2.IV- Les relations entre le flysch de Tarentaise et le complexe du Versoyen :

Pour Fudral (1973; 1996) et Fudral et Guillot (1980), le flysch de Tarentaise repose stratigraphiquement sur le complexe du Versoyen. Cependant, les données pétro-métamorphiques actuelles montrent que ces deux séries appartiennent à des unités distinctes (voir chapitre 2). La nature du contact entre le flysch et le complexe du Versoyen reste difficile à préciser, car l'absence apparente de minéralogie éclogitique dans le flysch ne signifie pas forcément que celui-ci n'a pas subi de métamorphisme HP.

Les résultats géochronologiques, pétrologiques et structuraux permettent toutefois trois remarques:

(1) Le contact entre le flysch de Tarentaise et le complexe du Versoyen a pu être initialement stratigraphique, mais il est tectonique aujourd'hui.

(2) Le complexe du Versoyen pourrait correspondre à un substratum du flysch, puisque celui-ci repose sur des séries d'âge et de nature très variés (Fig. 1; Gély, 1989).

(3) Le flysch, d'âge minimum Crétacé supérieur (Fudral, 1996), repose sur des unités beaucoup plus anciennes, datées du Carbonifère au Dogger (Gély, 1989). Le contact discordant du flysch sur

son substratum (Fudral, 1996) pourrait traduire une phase d'érosion importante des séries sédimentaires anté-flysch, ou des lacunes de sédimentation.

2.V- Le complexe du Versoyen, zone de mélange tectonique ?

Le complexe du Versoyen a été comparé à une zone de mélange tectonique, constituée d'éléments variés, emballés dans une matrice de schistes noirs (Jeanbourquin, 1994; 1995). Ce terme de "mélange" s'applique à des unités formées par des blocs ou des écaillés qui ne présentent pas les mêmes caractéristiques stratigraphiques, métamorphiques ou structurales (Hsü, 1968). Dans le cas du complexe du Versoyen, le terme de mélange semble assez mal choisi pour les raisons suivantes :

(1) Les tholéïtes et les sédiments du complexe du Versoyen sont affectés par le même métamorphisme HP, dans la région du col du Petit-Saint-Bernard et probablement à Visp. Ce métamorphisme se retrouve dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard.

(2) Le complexe du Versoyen et les calcschistes montrent des chemins rétrogrades et des âges de refroidissement identiques.

(3) Le complexe ne présente pas une structure chaotique, mais est affecté par des plis isoclinaux semblables à ceux observés dans les calcschistes du Petit-Saint-Bernard et dans le flysch de Tarentaise.

(4) Enfin, les caractéristiques géochimiques et les sources des tholéïtes du Versoyen sont comparables entre les régions du col du Petit-Saint-Bernard et de Visp.

En résumé, à l'échelle de l'affleurement comme à celle de la carte, le complexe du Versoyen apparaît comme un ensemble homogène d'un point de vue métamorphique, géochronologique, structural et géochimique.

3- LE COMPLEXE DU VERSOYEN DANS L'ÉVOLUTION GÉOTECTONIQUE DU SUD DE L'EUROPE :

Le but de ce dernier paragraphe est de replacer le complexe du Versoyen dans l'évolution géotectonique du Sud de l'Europe, de la fin de l'orogénèse hercynienne jusqu'à l'actuel. Les principales étapes de cette évolution sont résumées dans les figures 2, 3 et 4.

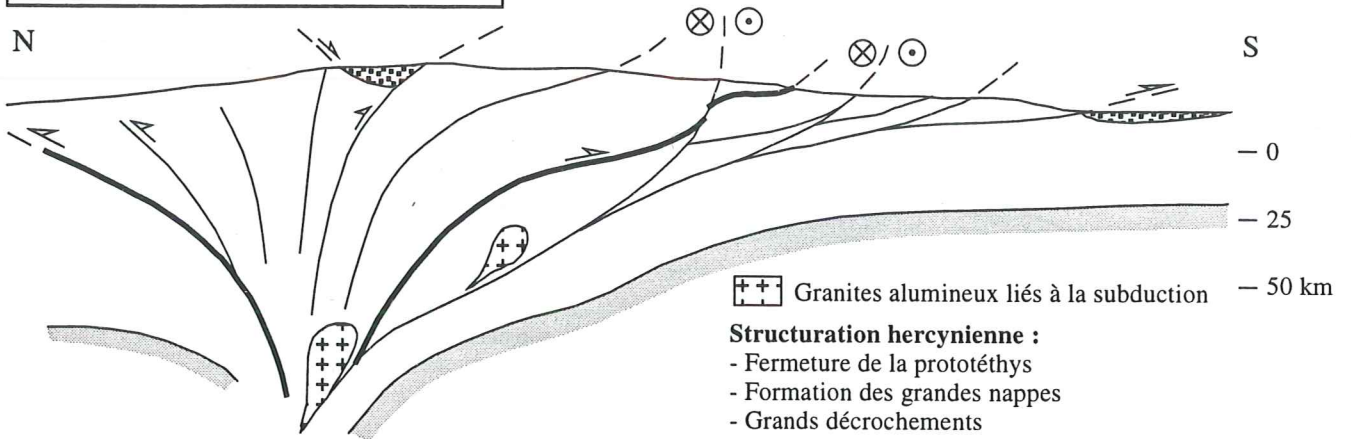
Quelques points méritent d'être soulignés:

- L'orientation du décrochement responsable de la mise en place du magmatisme du Versoyen au Carbonifère supérieur : bien que hautement spéculative, la direction $\approx N50^\circ$ a été choisie pour ce décrochement. Cette direction correspond à l'orientation des massifs cristallins externes du Mont Blanc et de Belledonne.

- L'érosion des dépôts anté-flysch (du Carbonifère au Lias inclus) est reliée à la fermeture du bassin par transpression, au cours du Crétacé supérieur.

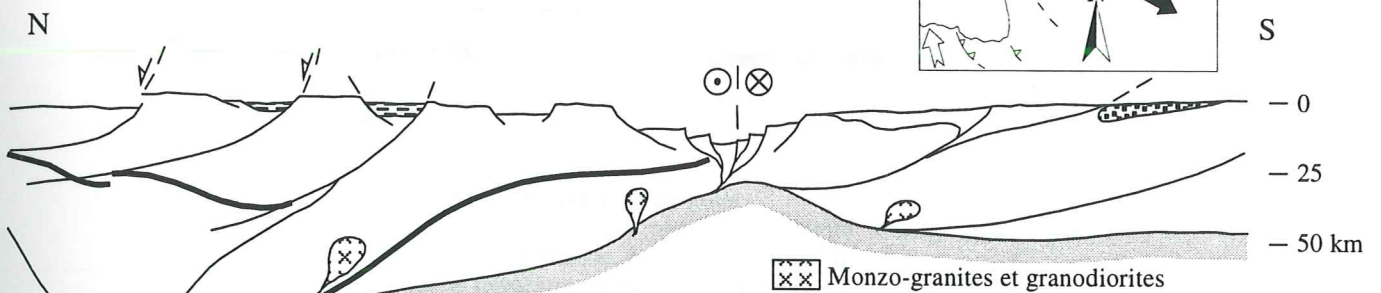
- Le flysch de Tarentaise se dépose à la fin du Crétacé sur un substratum de nature variée.

Stade 1 : Anté-Carbonifère (>345 Ma)



Principales références : Bernard-Griffits et al. 1977; Burg et Matte, 1978; Lagarde et al., 1993; Ledru et al. 1989; Matte, 1983; 1986.

Stade 2 : Carbonifère inférieur (345 Ma)

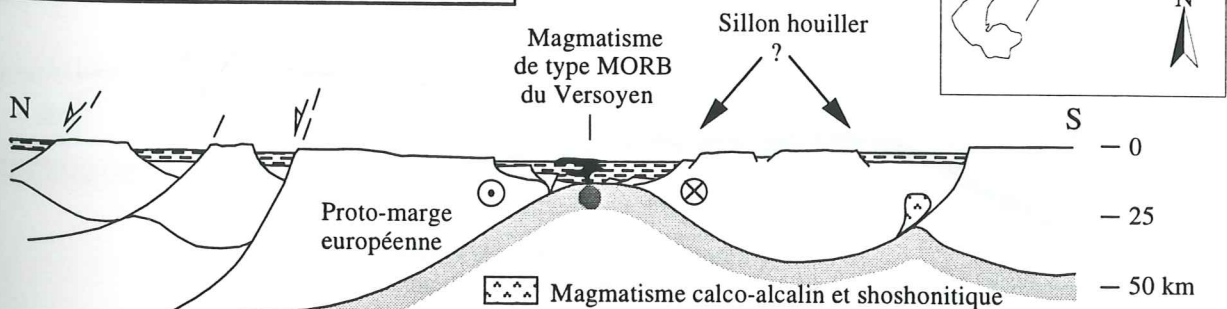


Évolution tardi-hercynienne anté-westphalien :

- Poinçonnement et échappement latéral suivant une direction parallèle à la chaîne
- Décrochements ductiles accommodant le raccourcissement (340-310 Ma)
- Formation du bassin du Versoyen : pull apart le long d'un décrochement

Principales références : Burg et al., 1981; Iglésias et Choukroune, 1979; Matte, 1986.

Stade 3 : Carbonifère supérieur (295 Ma)



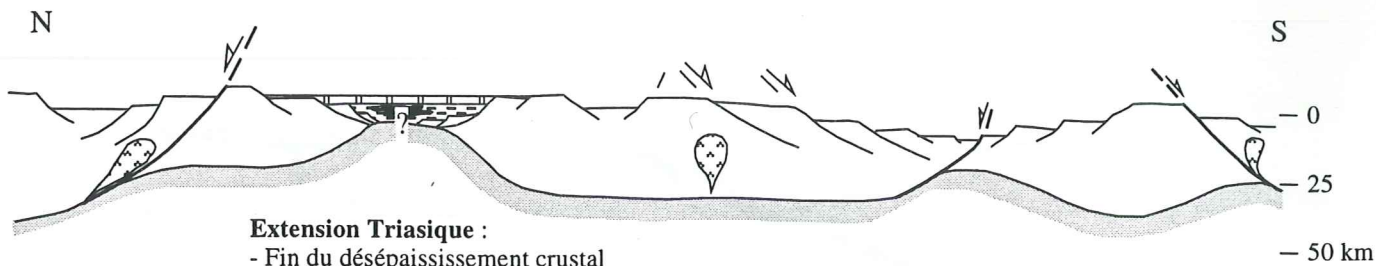
Évolution tardi-hercynienne post-westphalienne :

- Réajustement isostatique de la croûte
- Extension généralisée à l'ensemble de la chaîne
- Magmatisme du Versoyen

Principales références : Burg et al., 1990; Gapais et al., 1993; Malavielle et al., 1990; Ménard et Molnar, 1988.

Figure 2 : Modèle d'évolution de la marge européenne.

Stade 4 : Permo-Trias (200 Ma)



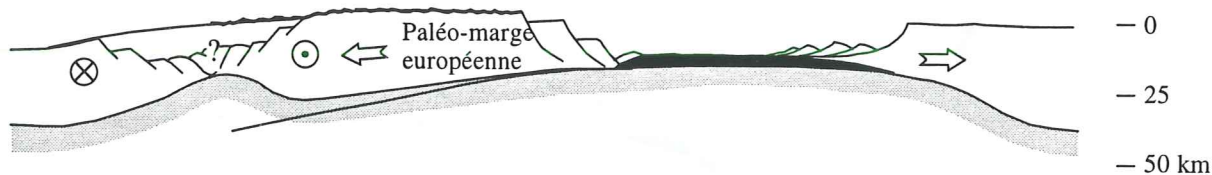
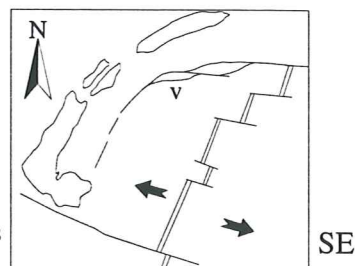
Extension Triasique :

- Fin du désépaississement crustal
- Extension N-S
- Magmatisme permo-triasique
- Comblement du bassin du Versoyen, dépôts des évaporites

Stade 5 : Malm (140 Ma)

NO

Domaine
Liguro-piémontais



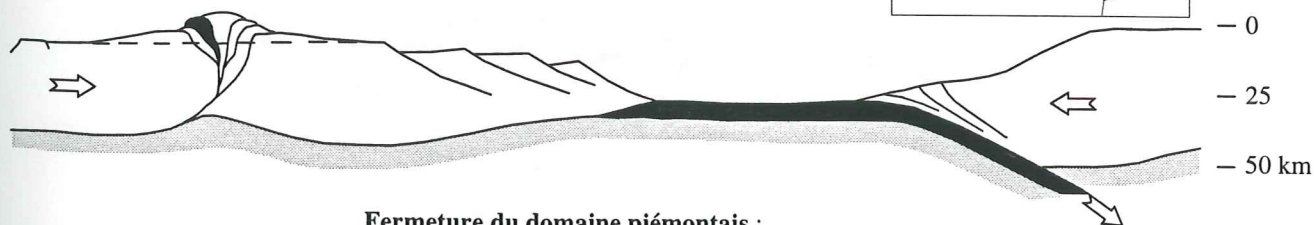
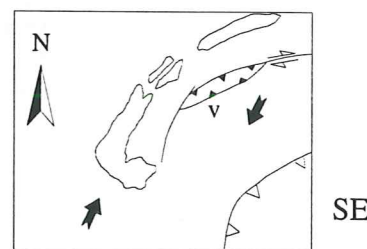
Ouverture du domaine piémontais :

- Phase de rifting (Lias-Dogger), puis ouverture océanique piémontaise
- Ouverture asymétrique, érosion des épaules du rift
- Début de fermeture du bassin du Versoyen (?)

Principales références : Graciansky et al., 1979; Jaillard, 1984; 1985; Lemoine, 1980; 1984; Lemoine et Trümpy, 1987; Lemoine et al., 1987; Wernicke, 1981; 1985; De Wever et Caby, 1981.

Stade 6 : Anté-Sénonien (90 Ma)

NO



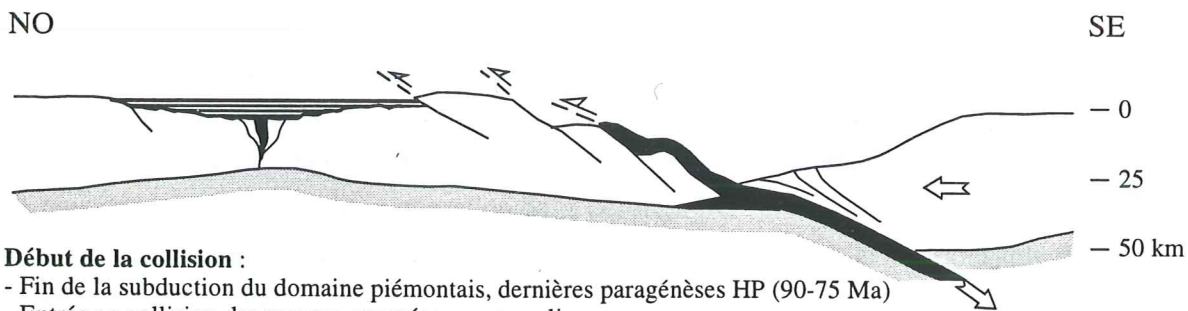
Fermeture du domaine piémontais :

- Subduction de la croûte océanique, premières paragéneses de Haute-Pression (100-90 Ma)
- Compression N-S (déformation Anté-sénonienne), puis NE-SW (rotation de l'Apulie)
- Fermeture du bassin du Versoyen par transpression, érosion d'une partie des dépôts

Principales références : Dal Piaz, 1972; Ernst, 1973; Fudral, 1996; Hunziker, 1974; Hunziker et al., 1992; Lemoine, 1972; Ménard, 1988; Pfiffner, 1992; Polino, 1990.

Figure 3 : Modèle d'évolution de la marge européenne.

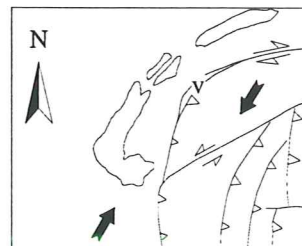
Stade 7 : Crétacé supérieur (80 Ma)



Début de la collision :

- Fin de la subduction du domaine piémontais, dernières paragénèses HP (90-75 Ma)
- Entrée en collision des marges européennes et apuliennes
- Dépot du flysch de Tarentaise sur un substratum varié comprenant des séries du Carbonifère au Lias inclus

Principales références : Droop et al., 1990; Fudral, 1973; 1996; Gebauer et al., 1993; Gély, 1989; Lu, 1985; Monié et Philippot, 1989; Tilton et al., 1989.



Stade 8 : Anté-Éocène (>35 Ma)

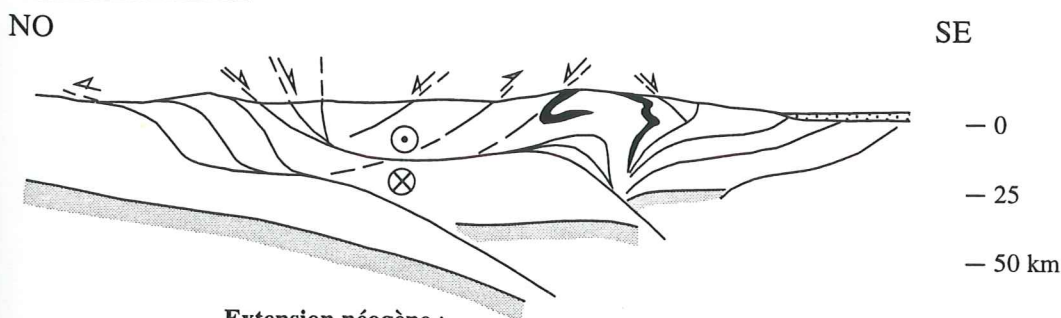


Collision :

- Domaine piémontais: épaissement crustal par charriage
- Domaine valaisan: subduction et métamorphisme HP du complexe du Versoyen, des calcschistes du Petit Saint Bernard et du flysch de Tarentaise (?)

Principales références : Dewey et al., 1973; Pfiffner, 1992; Platt et Lister, 1987.

Stade 9 : Récent



Extension néogène :

- Propagation des chevauchements dans le domaine externe
- Réamincissement crustal dans le domaine interne

Principales références : Roure et al., 1990; Pfiffner, 1992.

Figure 4 : Modèle d'évolution de la marge européenne.

- Le métamorphisme éclogitique du complexe du Versoyen est probablement lié à une subduction dont l'âge et la localisation restent à préciser.

- L'exhumation des éclogites du Versoyen est vraisemblablement plus tardive que celle des unités plus internes. Ceci traduit la migration de la déformation vers l'extérieur de la chaîne.

- Cette migration de la déformation (dans les zones externes) est responsable de l'extension dans les unités plus internes.

Ainsi, le domaine valaisan s'individualise au cours du cycle hercynien alors que la fin de son évolution sédimentaire et tectono-métamorphique est contrôlée par l'orogénèse alpine.

BIBLIOGRAPHIE

Références

- Ackerman, T., Burri, M., Jeanbourquin, P. & Mancktelow, N. 1991: La zone Sion-Courmayeur en Haut-Valais et comparaison avec les flyshs valaisans dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 84, 255-263.
- 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, 247-254.
- Andreoli, M., Compagnoni, R. & Lombardo, B. 1976: Jadeite megablasts from Valchiusella (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.* 32, 681-698.
- Andrieu, J. 1980: Les plis "transverses" post-priaboniens dans la zone des brèches de Tarentaise. *C.R. Acad. Sci. Paris* 290, 1059-1063.
- Antoine, P. 1968: Sur la position structurale de la "Zone du Versoyen" (nappe des brèches de Tarentaise sur les confins franco-italiens). *Géol. Alpine* 44, 5-26.
- Antoine, P. 1971: La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Antoine, P. 1972: Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. *Géol. Alpine* 48, 5-40.
- Antoine, P., Loubat, H. & Vatin-Pérignon, N. 1973: Hypothèses nouvelles sur la signification des "ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais). *Geol. Alpine* 49, 21-39.
- Argand, E. 1922. La tectonique de l'Asie. *Congres of Bruxelles*. Bruxelles.
- Avigad, D. 1992: On the exhumation of coesite-bearing rocks in the Dora-Maira massif (Western Alps, Italy). *Geology* 20, 947-950.
- Ballèvre, M. 1986: Collision continentale et chemin P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mém. C.C.A.E.S.S.*, 19, Rennes.
- Ballèvre, M. & Merle, O. 1993: The Combin Fault : compressional reactivation of the Late Cretaceous- Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 205-227.
- Ballèvre, M., Lagabriele, Y. & Merle, O. 1990: Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. *Mém. Soc. géol. France* 156, 227-236.
- Banzet, G., Rouer, O. & Lapière, H. 1984: Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du Col de la Croix-de-fer (massifs cristallins externes, Alpes). *Bull. Soc. géol. France* 7, 1269-1280.
- Banzet, G., Lapière, H., Lefort, P. & Pêcher, A. 1985: Le volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise-Alpes externes françaises) : un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque. *Géol. Alpine* 61,
- Barbier, R. 1945: Les zones ultradauphinoises et sub-briançonnaises entre l'Arc et l'Isère. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Barbier, R. 1951: La prolongation de la zone sub-Briançonnaise de France en Italie et en Suisse. Les conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. *Trav. Lab. géol. Grenoble* 29, 3-46.
- Barnicoat, A. C. & Fry, N. 1986: High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite, Switzerland. *J. Geol. Soc. London* 143, 607-618.
- Basaltic Volcanism Study Project 1981. New-York, 1286 pp
- Baudin, T. 1987: Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): Evolution structurale d'un socle briançonnais. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G. V., Damotte, B., Elter, J., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J. L., Nicolas, A., Nicolich, R., Polino, R., Roue, F., Sacchi, R., Scarascia, S., Bacco, I., Tapponnier, P., Tardy, M., Taylor, M., Thouvenot, F., Toreilles, G. & Villien, A. 1987: Premiers résultats de la traversé des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme Ecors-Crop). *C.R. Acad. Sci. Paris* 305, 1461-1470.
- Benciolini, L., Martin, S. & Tartarotti, P. 1984: Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in Unità Piemontesi della Valle di Campiglia. *Mem. Soc. geol. Ital.* 29, 121-157.
- Bergerat, F. 1987: Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. France* 8, 611-620.
- Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J. M. & Duthou, J. L. 1977: Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.* 61, 199-212.
- Bertrand, J. M. 1968: Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis. *Géol. Alpine* 44, 55-87.
- Bertrand, J., Courtin, B. & Vuagnat, M. 1982: Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite de Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et Province de Turin, Italie). *Ophioliti* 2/3, 155-196.
- Bertrand, J. M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J. 1995: "Briançonnais", "Sub-briançonnais" and Penninic Front in Savoie, a review. 5-7 Janvier.

- Bertrand, J. M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J. The Penninic Front in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclogae Geol. Helv.* sous presse.
- Bébian, J. 1976: dualité du volcanisme des cordillères de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique au Cénozoïque et de l'Europe moyenne varisque au Dévono-Dinantien. *C.R. somm. Soc. géol. fr.* 6, 261-264.
- Biino, G. & Pognante, U. 1989: Paleozoic continental-type gabbros in the Gran Paradiso nappe (Western Alps, Italy): early alpine eclogitization and geochemistry. *Lithos* 24, 3-19.
- Blacke, M. C. & Jayko, A. S. 1990: Uplift of very high pressure rocks in the western Alps : evidence for structural attenuation along low-angle faults, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino). Paris, 237-246.
- Bocquet, J. 1974: Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métasédiments d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Borghi, A., Compagnoni, R. & Sandrone, R. 1992: Composite P-T path of the Gran Paradiso nappe: petrological constraints to the geodynamic evolution of the eclogitic continental crust of the Western Alps. *Géol. Alpine* 1, 8-9.
- Borsi, L., Schärer, U., Gaggero, L. & Crispini, L. 1996: Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piemont-Ligurian basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 227-241.
- Bouffette, J. 1993: Evolution tectonométamorphique des unités océaniques et continentales au Nord du massif Dora-Maira (Alpes Occidentales). Thèse de 3ième cycle, Claude Bernard Lyon I.
- Brewer, T. S., Herg, J. M., Hawkesworth, C. J., Rex, D. & Storey, B. C. 1992: Coast Land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts, 68 (Ed. B. C. Storey, T. Alabaster and R. J. Pankhurst). London, 185-208.
- BRGM 1980: Carte Géologique de la France au 1 : 250 000e, feuille Annecy. BRGM.
- Brown, E. H. 1968: The Si⁴⁺ content of natural phengites: a discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.* 17, 78-81.
- Brown, E. H. 1977: The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.* 18, 229-250.
- Burg, J. P. & Matte, P. 1978: A cross-section through the French Massif Central and the scope of its Variscan evolution. *Z. Dtsch. Geol. Gesel.* 129, 429-440.
- Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P. & Rifeiro, A. 1981: Variscan intracontinental deformation : The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). In "Effect of deformation on Rocks". *Tectonophysics* 78, 161-177.
- Burg, J. P., Brun, J. P. & Van Den Driessche, J. 1990: Le sillon Houiller du Massif Central français : Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C.R. Acad. Sci. Paris* 311, 147-152.
- Burg, J. P., Van Den Driessche, J. & Brun, J. P. 1994: Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *C.R. Acad. Sci. Paris* 319, 1019-1032.
- Burri, M., Frank, E., Jeanbourquin, P., Labhart, T., Liskay, M., Nabholz, W. & Streckeisen, S. In press: Atlas Géologique de la Suisse au 1 : 25000, feuille 90 Brig (1289) avec notice. *Serv. hydrol. géol. Suisse*.
- Butler, R. W. H. 1984: Balanced cross-section and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion. *J. Struct. Geol.* 6, 603-606.
- Butler, R. W. H. 1985: The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. *J. Struct. Geol.* 7, 569-582.
- Butler, R. W. H. 1986: Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. *J. Geol. Soc. London* 143, 857-873.
- Caby, R. 1968: Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : Subdivisions stratigraphiques et structures de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste. *Géol. Alpine* 44, 95-112.
- Caby, R. 1973: Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France* 15, 624-634.
- 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, 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.
- Caby, R., Kienast, J. R. & Saliot, O. 1978: Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* 20, 307-322.
- Caby, R. & Kienast, J. R. 1989: Meso-alpine high-pressure assemblages and excavation of the Rutor-Briançonnais basement. *Terra Nova abstr.* 1, 266.
- Cannic, S. 1993: Signature pétrographique et géochimique du magmatisme basique du Versoyen (zone valaisane, Alpes occidentales). Implications géodynamiques. *DEA, Grenoble*, 35.
- Cannic, S., Lapiere, H. & Mugnier, J. L. 1993: The Versoyen: an intriguing metamorphic basaltic complex at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Terra Nova abstr.* 5, 423.
- Cannic, S., Mugnier, J. L. & Lardeaux, J. M. 1995: Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). *C.R. Acad. Sci. Paris* 321, 513-519.
- Cannic, S., Mugnier, J. L., Lapiere, H., Lardeaux, J. M., Hunziker, J. C. & Hernandez, J. 1995: The lower Penninic nappes in the Western Alps: the link between Helvetic and Penninic: Discussion. *J. Struct. Geol.* 17, 1481-1484.
- Cannic, S., Lardeaux, J. M., Mugnier, J. L. & Hernandez, J. 1996: Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France). *Eclogae geol. Helv.* 89, 321-343.

- Carpéna, J. 1985: Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission track ages with respect to altitude: alpine thermal history of the Gran Paradiso basement. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 74-82.
- Carpéna, J., Pognante, U. & Lombardo, B. 1986: New constraints for the timing of the Alpine metamorphism in the internal ophiolitic nappes from the Western Alps as inferred from fission track data. *Tectonophysics* 127, 117-127.
- Cathelineau, M. 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Mineral.* 23, 471-485.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985: A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 235-244.
- Cawthorn, R. G. & Collerson, K. D. 1974: The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.* 59, 1203-1208.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavielle, J. & Bokun, A. N. 1995: A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132, 225-232.
- Chopin, C. 1979: De la Vanoise au massif du Grand-Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. Thèse de 3ième cycle, Paris VI.
- Chopin, C. 1981: Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschist of the Western Alps. *J. Petrol.* 22, 628-650.
- Chopin, C. 1984: Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107-118.
- Chopin, C. 1987: Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust. *Phil. Trans. Soc. London* 321, 183-197.
- Chopin, C. & Maluski, H. 1980: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 109-122.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbolt, P., Gautier, Y., Merle, O. & Vuichard, J. P. 1986: Deformation and motion in the Western Alpine arc. *Tectonics* 5-2, 215-226.
- Coleman, R. G., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. 1965: Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. America, Bull.* 76, 483-508.
- Colombi, A. 1989: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrale (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). *Mem. Soc. géol. Lausanne.*
- Colombi, A. & Pfeifer, H. R. 1986: Ferrogabbroic and basaltic meta-eclogites from the Antrona mafic-ultramafic complex and the Centovalli-Locarno region (Italy and Southern Switzerland)- first results. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 99-110.
- Compagnoni, R. 1977: The Sésia-Lanzo zone: high-pressure low-temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* 33, 335-374.
- Compagnoni, R., Elter, G. & Lombardo, B. 1974: Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. Géol. It.* 13, 227-239.
- Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & P.F., W. 1977: The Sésia-Lanzo Zone; a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 33, 281-334.
- Coward, M. & Dietrich, D. 1989: Alpine tectonics - An overview, 45 (Ed. M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park). 1-29.
- Dal Piaz, G. V. 1974: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine appenninique. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 399-424.
- Dal Piaz, G. V. & Lombardo, B. 1986: Early Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa - Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. *Geol. Soc. Am. Mem.* 164, 249-265.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C. & Martinotti, G. 1972: La zona Sezia-Lanzo e l'evoluzione tettonico metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne. *Mem. Soc. geol. Ital.* 11, 433-460.
- Dal Piaz, G. V., Venturelli, G. & Scolari, A. 1979: Calc-alkaline to ultrapotassic post-collisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. *Mem. Sci. Geol. Padova* 32, 4-15.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M. & Guellec, S. 1990: Acquisition and processing of vertical seismic data from the Pô plain to the massif central, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzman and R. Polino). Paris, 65-76.
- Darmendrail, X. 1994: Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellement. Thèse de 3ième cycle, Chambéry.
- Darmendrail, X., Menard, G. & Tardy, M. 1994: Interprétation néotectonique "d'anomalies" géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : Le Grésivaudan. *C.R. Acad. Sci. Paris* 318, II, 815-821.
- Day, H. W. 1987: Controls on the apparent thermal and baric structure of mountain belts. *J. Geol.* 95, 807-824.
- De Paolo, D. J. 1988: Neodymium Isotope Geochemistry, *Minerals and Rocks*, 20 (Ed. Berlin, Heidelberg, New-york, 187
- Debelmas, J. 1979: Carte géologique de la France à 1/250 000. Notice explicative. BRGM.
- Debelmas, J. 1986: Intracontinental subduction and mountain uplift: the examples of the Western Alps. *Géol. Alpine* 62, 1-10.
- Delaloye, M. & Desmons, J. 1976: K-Ar radiometric age determination of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 297-303.

- Desmont, J. 1977: Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. *Amer. J. Sci.* 277, 1045-1066.
- Deville, E. 1987: Etude géochronologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales française, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan Téthysien: Aspect stratigraphique, pétrographique et tectonique. Thèse de 3ième cycle, Chambéry.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. & Bonnin, J. 1973: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3137-3180.
- Dietrich, V. & Oberhänsli, R. 1975: Die pillow-laven des Vispertaes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 79-87.
- Droop, G. T. R., Lombardo, B. & Pognante, U. 1990: Formation and distribution of eclogitic facies rocks in the Alps, (Ed. D. A. Carswell). Glasgow, 225-259.
- ECORS-CROP Deep seismic Sounding Group 1989: A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature* 337, 249-251.
- Elliott, D. 1976: The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.* 81, 949-963.
- Ellis, D. J. & Green, D. H. 1979: An experimental study on the effect of the Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13-22.
- Elter, G. 1971: Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine* 47, 147-170.
- Elter, G. & Elter, P. 1965: Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardino (versante italiano). Note illustrative. Publication du centre pour l'étude géologique et pétrographique des Alpes XXXV, 53.
- England, P. C. & Thompson, A. B. 1984: Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25, 894-928.
- England, P. C. & Houseman, G. A. 1986: Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.* 91, 3664-3676.
- England, P. C. & Houseman, G. A. 1989: Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.* 94, 17561-17579.
- Ernst, W. G. 1968: Amphiboles. New-York, 125
- Ernst, W. G. 1971: Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 43-59.
- Ernst, W. G. 1973: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 2053-2088.
- Ernst, W. G. 1988: tectonic history of subduction zones inferred from retrograd blueschiste P-T paths. *Geology* 16, 1081-1085.
- Ernst, W. G. & Dal Piaz, G. V. 1978: Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the piemonte ophiolite nappe, Breuil St-Jacques area, Italian Western Alps. *Am. Mineral.* 63, 621-640.
- Escher, A., Masson, H. & Steck, A. 1987. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. Service hydrologique et géologique national.
- Escher, A., Masson, H. & Steck, A. 1993: Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *J. Struct. Geol.* 15, 501-509.
- Essene, E. J. & Fyfe, W. S. 1967: Omphacite in California metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 15, 1-23.
- Faure, G. 1986: The Sm-Nd method of dating. *Principles of isotope Geology* 12, 200-216.
- Faure, M. & Pons, J. 1991: Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology* 19, 730-733.
- Finger, F. & Steyrer, H. P. 1990: I-type granitoids as indicators of Late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology* 18, 1207-1210.
- Franchi, S. 1900: Nuove localita con fossili mesozoici nelle zone delle pietre verdi presso il colle del Piccolo San Bernardo (valle d'Aosta). *Bull. del Reg. Comitato Geologico* 10, 305.
- Frei, W., Heitzmann, P. & Lehner, P. 1992: NFP 20 Geologische Treifenstruktur der Schweiz Petroleum. *Geol. Ing.* 58, 45-74.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Bocquet, J., Dal Piaz, G. V., Jager, E. & Niggli, E. 1974: Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 247-290.
- Fry, N. & Barnicoat, A. C. 1987: The tectonic implications of high-pressure metamorphism in the Western Alps. *J. Geol. Soc. London* 144, 653-659.
- Fudral, S. 1973: Contribution à l'étude de le l'unité de Moutiers entre le torrent du Cornet d'Arêches et le hameau des Chapieux. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Fudral, S. 1980: Une nouvelle interprétation de l'unité des Salins (zone des brèches de Tarentaise) au nord de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris* 290, 1333-1336.
- Fudral, S. 1994. Essais de détermination de l'âge des formations métasédimentaires du flysch valaisan (Alpes nord-occidentales) et résultats. 15° RST, Nancy : 95.
- Fudral, S. 1996: Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France). Thèse d'État, Chambéry.
- Fudral, S. & Guillot, P. 1988: Découverte des clastes à mariposites dans les conglomérats de la base du "Flysh de Tarentaise" (zone valaisane), Savoie, France. Conséquences. *C.R. Acad. Sci. Paris* 306, 911-914.
- Ganguli, J. 1979: Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1021-1029.

- Gapais, D., Lagarde, J. L., Le Corre, C., Audren, C., Jégouzo, P., Casas-Sainz, A. & Van Den Driessche, J. 1993: La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. C.R. Acad. Sci. Paris 316, 1123-1129.
- Gebauer, D., Tilton, G. R., Schertl, H. P. & Schreyer, W. 1993: Metamorphism in the Dora-Maira Massif (western Alps) and its geodynamic implications. Terra Nova abs. 4, 10.
- Gely, J. P. 1989: Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Thèse de 3ième cycle, Chambéry.
- Gignoux, M. & Moret, L. 1934: Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. Ann. de Géogr. 224, 337-363.
- Gillcrist, R., Coward, M. & Mugnier, J. L. 1987: Structural inversions and its controls : exemple from the Alpine foreland and the french Alps. Geodin. Acta 1, 5-34.
- Gillet, P., Davy, P., Ballèvre, M. & Choukroune, P. 1985: Thermomechanical evolution of a collision zone: the example of the western Alps. Terra Cognita 5, 399-404.
- Goffé, B. 1982: Définition du faciès à Fe-Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme HP-HT dans les métasédiments alumineux. Thèse d'Etat, Paris VI.
- Goffé, B. & Bousquet, R. soumis: Ferrocapholite, chloritoïde et lawsonite in metapelites of the Versoyen and Petit Saint Bernard units (Valaisan zone, Western Alps). Bull. Suisse
- Goffé, B. & Chopin, C. 1986: High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 66, 41-52.
- Gosso, G. 1977: Metamorphic evolution and fold history in the "eclogitic micaschists" of the Gressoney valley (Sezialanzo zone, western Alps). Mineral. Petrol. 33, 389-407.
- Gourlay, P. & Ricou, L. E. 1983: Le jeu décrochant dextra tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et suisses). C.R. Acad. Sci. Paris 296, 927-932.
- Graciansky (de), P. C., Bourbon, M., Charpal (de), O., Chenet, P. Y. & Lemoine, M. 1979: Génèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France 7, 663-674.
- Guellec, S., Mugnier, J. L., Tardy, M. & Roure, F. 1990: Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. (Ed. F. Roure Heitzmann, P. and R. Polino). Paris, Zürich, Roma, 309-322.
- Guidotti, C. V. 1973: Compositional variation of muscovite as function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. Contrib. Mineral. Petrol. 42, 33-42.
- Guillet, P., Choukroune, P., Ballèvre, M. & Davy, P. 1986: Thickening history of the Western Alps. Earth Planet. Sci. Lett. 78, 44-52.
- Hajash, H. A. 1984: Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermally altered basaltes. Experimental results. Contrib. Mineral. Petrol. 85, 409-412.
- Harrison, T. M., Duncan, I. & Mc Dougall, I. 1985: Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 2461-2468.
- Hart, S. R., Erlank, A. J. & Kable, E. J. D. 1974: Sea floor basalt alteration: some chemical and strontium isotopic effects. Contrib. Miner. Petrol. 44, 219-230.
- Hay, W. W., Christopher, N. W. & Herzog, J. M. 1992: Preliminary mass balanced 3-D reconstruction of the Alps and surrounding areas during the Miocene, 45 (Ed. R. Pflug and J. W. Harbaugh). 99-110.
- Heinrich, W. & Althaus, E. 1980: Die obere stabilitäts grenze von Lawsonit plus Albit bzw. Jadeit. Fortschr. Mineral. 58, 49-50.
- Heizler, M. T. & Harrison, T. M. 1988: Multiple trapped argon isotope components revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isochron analysis. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 2461-2468.
- Holland, T. J. B. 1979: Experimental determination of the reaction paragonite: jadeite + kyanite + H_2O and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ with applications to eclogites and blueschist. Contrib. Mineral. Petrol. 68, 293-301.
- Holland, T. J. B. 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range $600^\circ-1200^\circ\text{C}$. Amer. Mineral. 64, 129-134.
- Holland, T. J. B. 1983: The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol. 82, 214-220.
- Hsü, K. J. 1968: Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. Bull. Soc. geol. Amer. 79, 1063-1074.
- Hsü, K. 1989: Time and space in Alpine orogenesis; The fermor lecture, 45 (Ed. M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park). London, 421-443.
- Hubbard, M. & Mancktelow, N. S. 1992: Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. Geology 20, 943-946.
- Humphris, S. E. 1984: The mobility of rare earth elements in the crust, (Ed. P. Henderson). Amsterdam, Oxford, New-York, Tokyo, 510.
- Hunziker, J. C. 1974: Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Geol. Min. Univ. Padova 31, 53.

- Hunziker, J. C., Desmont, J. & Martinotti, G. 1989: Alpine thermal evolution in the central and western Alps, 45 (Ed. M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park). London, 353-357.
- Hunziker, J. C., Desmont, J. & Hurford, A. J. 1992: Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mem. Géol. Lausanne* 13, 59.
- Hurford, A. J. 1986: Cooling and uplift pattern in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413-427.
- Hurford, A. J. 1991: Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review. *Geol. Rundschau* 80, 349-368.
- Hurford, A. J. & Hunziker, J. C. 1989: A revised thermal history for the Grand Paradiso Massif. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 319-329.
- Hurford, A., Stöckert, B. & Hunziker, J. C. 1991: Constraints on the later thermotectonic evolution of the Western Alps: evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics* 10-4, 758-769.
- Huyghe, P. & Mugnier, J. L. 1995. Relationships between crustal thickening / relief / erosion / accumulation : an example from the Western Alps. *Terran Nova* abst. 5 : 244.
- Hy, C. 1984: Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique de la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Mont-Mucrone (zone Sésia-Lanzo, Alpes italiennes). Thèse de 3^{ème} cycle, Paris VI.
- Iglesias, M. & Choukroune, P. 1979: Shear zones in the Iberian arc. *J. Struct. Geol.* 12, 63-68.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C. & Essling, A. M. 1971: Precision measurements of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Phys. Rev. C.* 4, 1889-1906.
- Jahn, B., Auvray, B., Blais, S., Capdevila, R., Corniket, J., Vidal, R. & Harmeurt, J. 1980: Trace elements geochemistry and petrogenesis of finish greenstone belts. *J. Petrol.* 21, 201-244.
- Jaillard, E. 1984: Etude géologique des unités Briançonnaises de Vanoise Occidentale au Sud-ouest de Pralognan (Savoie). Evolution sédimentaire et structurale. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- Jaillard, E. 1985: La transgression jurassique en Vanoise occidentale (zone Briançonnaise, Alpes occidentales françaises). Conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris* 301, 633-636.
- Jeanbourquin, P. 1994: The lower Penninic nappes in the Western Alps: The link between Helvetic and Penninic. *J. Struct. Geol.* 16, 895-898.
- Jeanbourquin, P. & Burri, M. 1991: Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan. *Eclogae Geol. Helv.* 84, 463-481.
- Jouanne, F., Ménard, G. & Darmendrail, X. 1995: Present-day vertical displacement in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics* 14, 606-616.
- Kienast, J. R. 1973: Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble "schistes lustrés-ophiolites" de Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. *C.R. Acad. Sci. Paris* 276, 2621-2624.
- Killian, W. & Revil, J. 1893: Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au nord de Moutiers). *Bull. Soc. d'Hist. nat. de Savoie* 7, 28-40.
- Koons, P. O. 1982: An experimental investigation of the behavior of amphibole in the system Na₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 258-267.
- Krogh, T. E. 1973: A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485-494.
- Krogh, E. J. 1988: The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer- a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44-48.
- Kushiro, I. 1969: Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure, 2 (Ed. Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.). 179-191.
- Lagabrielle, Y. 1987: Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse de 3^{ème} cycle, Brest.
- Lagarde, J. L., Dallain, C., Merle, O. & Ledru, P. 1993: Champs de déformation associés à l'expansion horizontale de magmas granitiques. Exemples des granites hercyniens du Velay, Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris* 316, 653-659.
- Lancelot, J. C. 1979: Etude tectonique de la zone des brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. Thèse de 3^{ème} cycle, Paris VII.
- Lardeaux, J. M. & Spalla, M. I. 1991: From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a raccord of the opening and closure of the Piemont ocean. *J. Metam. Geol.* 9, 35-59.
- Lardeaux, J. M., Gosso, G., Kienast, J. R. & Lombardo, B. 1982: Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. *Bull. Soc. géol. France.* 24, 793-800.
- Lardeaux, J. M., Nisio, P. & Boudeulle, M. 1987: Deformational and metamorphic history at the Lago Superior area of the Monviso ophiolitic complex (Italian Western Alps): a record of subduction-collision cycle? *Ophioliti* 12, 479-502.
- Lasserre, J. L. & Laverne, C. 1976: Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble.
- Laubscher, H. P. 1983: The late Alpine Periadriatic intrusions and the Insubric Line. *Mem. Soc. geol. Ital.* 26, 21-30.
- Le Goff, E. 1989: Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss: Modèle thermodynamique et exemples naturels. Thèse de 3^{ème} cycle, Rennes.

- Le Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J. 1988: Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, 111-131.
- Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineral.* 63, 1023-1052.
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quernadel, J. M., Lerouge, G., Floc'h, J. P., Maillet, N., Marchand, N. & Ploquin, Z. 1989: Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. géol. France* 8, 605-618.
- Lefort, P. 1970: Les cipolins roses du Valgaudemar-Champsaur (Massif du Pelvoux). *Trav. Lab. Géol. Fac. Grenoble* 46, 111-116.
- Lefort, P. 1973: Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse de 3^{ème} cycle, Nancy.
- Lemoine, M. 1972: Eugeosynclinal domains of the Alps and the problem of past oceanic areas. 24th I.G.C., Montréal, 3: 476-485.
- Lemoine, M. 1980: Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Western Alps possible indicators of oceanic fracture zones and associated protusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. Sci. Genève* 33, 103-115.
- Lemoine, M. 1985: Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. France* 8, 126-137.
- Lemoine, M. & Trümpy, R. 1987: Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305-320.
- Lemoine, M., Tricart, P. & Boillot, G. 1987: Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. *Geology* 15, 622-625.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marhal, M. 1982: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 139-154.
- Liou, J. G. 1971: Synthesis and stability relation of prehnite, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Amer. Mineral.* 56, 507-531.
- Liou, J. G. 1971: Stabilities of laumontite, wairiakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *J. Petrol.* 12, 379-411.
- Lister, G. S., Banga, G. & Feenstra, A. 1984: Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean sea, Greece. *Geology* 12, 221-225.
- Litak, R. K., Marchand, R. H., Broun, L. D., Pfiffner, O. A. & Hauser, E. C. 1991: Correlation crustal reflections with geologic outcrops: seismic modelling results from the southwestern USA and the Swiss Alps. *AGU, Geodyn. Serv.* 22, 299-305.
- Lombardo, B., Nervo, R., Compagnoni, R., Messiga, B., Kienast, J. R., Mevel, C., Fiora, L., Piccardo, G. B. & Lanza, R. 1978: Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 34, 253-305.
- Loubat, H. 1968: Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen" Savoie (France). Province d'Aoste (Italie). Thèse de 3^{ème} cycle, Archives des sciences de Genève, 28.
- Loubat, H. 1975: La zone du Versoyen. Témoin possible d'une intersection entre dorsale océanique volcanique et marge continentale. *Arch. Sci. Genève* 28, 101-116.
- Loubat, H. 1984: Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins du type Golfe de Californie. *Géol. Alpine* 60, 37-44.
- Loubat, H. & Delaloye, M. 1984: La zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes): le témoin d'une océanisation mésozoïque circonscrite constituant un milieu hybride, subvolcano-sédimentaire avec mobilisats et adinoles. *Géol. Alpine* 60, 45-76.
- Lu, C. Y. 1985: Contribution à l'étude de la déformation de la paléomerge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans les schistes lustrés du Mont Jovet. Thèse de 3^{ème} cycle, Chambéry.
- Ludden, J. N. & Thompson, G. 1978: Behavior of rare earth elements during submarine weathering of tholeiitic basalts. *Nature* 274, 147-149.
- Ludden, J. N. & Thompson, G. 1979: An evaluation of the behavior of rare earth elements during weathering of sea floor basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 43, 85-92.
- Lyon-Caen, H. & Molnar, P. 1989: Constraints on the deep structure and dynamic process beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. *Geophys. J. Int.* 99, 12-32.
- Malavieille, J. & Chemenda, A. I. sous presse: Normal faulting and exhumation of metamorphic rocks in mountain belts, (Ed. Chapman and Hall), London.
- Malavieille, J., Lacassin, R. & Mattauer, M. 1984: Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* 26, 1895-1906.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. & Gardien, V. 1990: Collapse of thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics* 177, 139-149.
- Maluski, H. 1977: Application de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse Doc. d'État, Montpellier.
- Maluski, H. 1985: Méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Principes et applications aux minéraux des roches terrestre, (Ed. Masson). Paris, 343-372.
- Mancel, P. & Merle, O. 1987: Kinematics of the northern part of the Simplon Line (Central Alps). *Tectonophysics* 265-275.

- Mancktelow, N. 1985: The Simplon Line : a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 78, 73-96.
- Mancktelow, N. S. 1990: The simplon fault zone: Beitrage zur Geologische Karte der Schweiz. 163, 74 p.
- Manhès, G., Minster, J. F. & Allègre, C. J. 1978: Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Séverin amphibolite: consequence for early solar system chronology. 39, 14-24.
- Marchant, R. S., A. Escher, A. Levato, L. Masson, H. Olivier, R. Stampfli, G. & Wagner, J. J. 1993: An interpretation of the deep seismic lines from the Penninic Alps of Valais (Switzerland). *Bull. Soc. géol. France* 164, 395-414.
- Maresch, W. V. 1977: Experimental studies of glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics* 43, 109-125.
- Markley, M. J., Teyssier, C., Cosca, M. A. & Hunziker, J. C. sousmis: Distinguishing between cooling and growth ages in the Pennine Alps: the application of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method to synkinematic white micas. *J. Petrol.*
- Martin, S. & Tartarotti, P. 1989: Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St Marcel valley (Aosta, Italy). *Ofioliti* 14, 135-156.
- Masson, H., Herb., R. & Steck, A. 1980: Helvetic Alps of western Switzerland, (Ed. R. Trümpy). Basel, 109-153.
- Massone, H. J., Mirwald, P. W. & Schreyer, W. 1981: Experimentelle überprüfung der reaktionscurve chlorit + quartz = talk + disthen im system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Fortschr. Mineral.* 59, 122-123.
- Massonne, H. J. 1981: Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens in system $\text{K}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. Thèse de 3ième cycle, Bochum.
- Massonne, H. J. & Schreyer, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212-224.
- Massonne, H. J. & Chopin, C. 1989: P-T history of the Gran Paradiso (western Alps) metagranites based on phengite geobarometry, 43 (Ed. J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley). London, 545-549.
- Mattauer, M. & Matte, P. 1996. Le bassin stéphaniens de St Etienne n'est pas lié à une extension tardi-hercynienne généralisée, c'est un pull-apart sur décrochement dextre. 16^{ème} RST, Orléans: 55.
- Matte, P. 1983: Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe, 10 (Ed. N. Rast and F. M. Delany). 53-81.
- Matte, P. 1986: La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France* 8, 9-24.
- Maury, P. & Ricou, L. 1983: Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne/externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24, 3-22.
- Mc Dougall, I. & Harrison, T. M. 1989: Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, New York, 212
- Meissner, R. 1989: Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust in the Alps. *Tectonics* 10, 231-244.
- Merle, O., Le Gal, P. & Mancel, P. 1986: Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales). *Eclogae Geol. Helv.* 79, 705-718.
- Merle, O., Cobbolt, P. R. & Schmid, S. 1989: Tertiary kinematics in the Lepontine dome, 45 (Ed. M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park). London, 113-134.
- Merrill, C. M. 1965: Trace elements determinations and potassium argon dating by mass spectroscopy of neutron irradiated samples. *Trans. Am. Geophys. Union (abs.)* 46, 125.
- Merrill, C. M. & Turner, G. 1966: Potassium-argon dating by irradiation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.* 71, 2852-2857.
- Messiga, B. & Scambulleri, M. 1991: Retrograde P-T-t path for the Voltri Masif eclogites (Ligurian Alps, Italy): some tectonic implications. *J. Metam. Geol.* 9, 93-109.
- Ménard, G. 1979: Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Ménard, G. & Thouvenod, F. 1984: Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 875-884.
- Ménard, G. & Molnar, P. 1988: Colapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Pleozoic European Basin and Range province. *Nature* 334, 235-237.
- Ménard, G., Molnar, P. & Platt, J. 1991: Budget of crustal shortening and subduction of continental crust in the Alps. *Tectonics* 10, 231-244.
- Ménot, R. P. 1987: Magmatisme paléozoïque et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne. Thèse de 3ième cycle, Lyon, Rennes.
- Michard, A., Chopin, C. & Henry, C. 1993: Compression versus extension in the exhumation of the Dora-Maira coesite-bearing unit, Western Alps, Italy. *Tectonophysics* 221, 173-193.
- Miller, C. 1990: Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 287-300.
- Milnes, A. G. 1978: Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps): a field study. *Eclogae Geol. Helv.* 73/1, 19-33.

- Milnes, A. G. & Pfiffner, O. A. 1980: Tectonic evolution of the central Alps in the cross section St Gallon-Como. *Eclogae Geol. Helv.* 73/2, 619-633.
- Milnes, A. G., Grellier, M. & Muller, R. 1981: Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-pennine Alps. *J. Struct. Geol.* 3, 411-420.
- Minster, J. F., Ricard, L. P. & Allègre, C. J. 1979: 87Rb-87Sr chronology of enstatite meteorites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 44, 420-440.
- Molnar, P. M. & Lyon-Caen, H. 1989: Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan plateau and its margins. *Geoph. J. Int.* 99, 123-153.
- Monié, P. 1984: Étude par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la distribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application de la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont Rose et de la Grande Kabylie. Thèse de 3^{ème} cycle, Montpellier.
- Monié, P. 1985: La méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ appliquée au métamorphisme alpin dans la massif du Mont-Rose (Alpes occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma. *Eclogae Geol. Helv.* 78, 487-516.
- Monié, P. & Philippot, P. 1989: Mise en évidence de l'âge Eocène moyen du métamorphisme de haute pression dans la nappe ophiolitique du Mont Viso (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 245-251.
- Mugnier, J. L. 1993: Interactions entre tectonique et relief dans les zones externes de l'Himalaya et des Alpes. Diplôme d'habilitation, Grenoble.
- Mugnier, J. L. & Vialon, P. 1986: Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol.* 8, 373-388.
- Mugnier, J. L. & Gidon, M. 1988: Décrochements en transtension dans la couverture des massifs subalpins septentrionaux : relations avec la tectonique de socle. *C.R. Acad. Sci. Paris II*, 1669-1674.
- Mugnier, J. L. & Marthelot, J. M. 1991: Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. *Am. Geoph. Union, Geodyn. series* 22, 177-183.
- Mugnier, J. L., Guellec, S., Ménard, G. & Roure, F. 1989: Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils ECORS-CROP Alpes 1 et ECORS Alpes 2. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 733-739.
- Mugnier, J. L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., Tardy, M. & Vialon, P. 1990: Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzman and R. Polino). Paris, 203-216.
- Mugnier, J. L., Loubat, H. & Cannic, S. 1993: Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. *Bull. Soc. géol. France* 164, 697-708.
- Murphy, J. B. & Hynes, A. 1986: Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nd and Y in two metabasaltic suites in the Appalachians. *Can. J. Earth Sci.* 23, 1138-1144.
- Newton, R. C. & Kennedy, G. C. 1963: Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geoph. Res.* 68, 2967-2983.
- Nicolas, A. 1989: Structures of the ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere, (Ed. Kluwer Academic). Amsterdam, 367
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Niccolich, R. & ECORS-CROP Working-Group 1990: ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino). Paris, 15-25.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. 1977: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, 149-160.
- Nitsch, K. H. 1970: Experimental bestimmung der oberen stabilitätsgrenze von stilpnomelan. *Fortschr. Mineral.* 47, 47-49.
- Nitsch, K. H. 1971: Stabilitätsbeziehungen von Prehnit und Pumpellyit haltiger Paragegesen. *Contrib. Mineral. Petrol.* 30, 240-260.
- Nitsch, K. H. 1972: Das P-T-XCO₂ stabilitätsfeld von Lawsonite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 116-134.
- Novo, M., Accoto, S., Nervo, R. & Pognante, U. 1989: Jadeite-quartz bearing metatromjemit from the Nero ophiolitic eclogites, Champorcher valley (Western Alps). *Ofioliti* 4, 57-62.
- Oberhänsli, R. 1980: P-T Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaucophaniten der Ophiolite von Zermatt. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 60, 215-235.
- Oberhänsli, R., Hunziker, J. C., Martinotti, G. & Stern, W. 1985: Geochemistry, Geochronology and petrology of Monte Mucrone: an exemple of eoalpine eclogitisation of Permian granitoids in the Sezia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chem. Geol.* 52, 165-184.
- Onstott, T. C., Phillips, D. & Pringle-Goodel, L. 1991: Laser microprobe measurement of chlorite and argon zonation in biotite. *Chem. Geol.* 90, 145-168.
- Ouazzani, H. & Lapiere, H. 1986: Le magmatisme carbonifère de la zone Briançonnaise (Alpes internes). Essai sur la lecture des magmatismes calco-alcalins tardifs dans les chaînes de collision continentale. *C.R. Acad. Sci. Paris* 302, 1171-1176.
- Oxburgh, E. 1972: Flake tectonics and continental collision. *Nature* 239, 202-204.
- Pavoni, N. 1961: Faltung durch horizontal verschiebung. *Eclogae Geol. Helv.* 54, 515-534.
- Peacock, S. M. 1992: Blueschist facies metamorphism, shear heating and P-T-t paths in subduction shear zones. *J. Geophys. Res.* 97, 17693-17707.
- Peacock, S. M. 1993: The importance of blueschist-eclogite deshydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 105, 684-694.

- Pearce, J. A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, (Ed. R. S. Thorpe). 525-547.
- Pearce, J. A. 1984: A users guide to basalt discrimination diagrams. unpublished data
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. 1976: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Péquignot, G., Lardeaux, J. M. & Caron, J. M. 1984: Recristallisation d'éclogite de basse température dans les metabasalts corses. *C.R. Acad. Sci. Paris* 299, 871-874.
- Pfeifer, H. R., Colombi, A. & Ganguin, J. 1989: Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the West-Central-Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 217-236.
- Pfiffner, A. O. 1992: Alpine orogeny, (Ed. K. Blundell, R. Freeman and S. Mueller). Cambridge, 180-190.
- Pfiffner, A. O., Frei, W., P., F. & Valaseck, P. 1988: Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: explosion seismology results for line NFP 20 East. *Geology* 16, 987-990.
- Philipot, P. 1990: Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. *Tectonics* 9, 1143-1164.
- Platt, J. P. 1986: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Phil. trans. R. Soc. Am.* 321, 87-103.
- Platt, J. P. 1993: Exhumation of high-pressure rocks : a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119-133.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M. 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2, 397-410.
- Platt, J. P. & Lister, G. S. 1985: Structural history of high pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonics events. *J. Struct. Geol.* 7-1, 19-36.
- Platt, J. P. & Lister, G. S. 1985: Structural evolution of the nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.* 7-2, 145-160.
- Platt, J. P., Behrmann, J. H., Cunningham, P. C., Dewey, J. F., Helman, M., Parish, M., Shepley, M. G., Wallis, S. & Weston, P. J. 1989: Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature* 337, 158-161.
- Pognante, U. 1984: Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal Western Alps along the Susa Valley traverse. *Sci. Géol. Strasbourg* 37, 29-36.
- Pognante, U. 1989: Tectonic implications of lawsonite formation in the Sesia zone (Western Alps). *Tectonophysics* 162, 219-227.
- Pognante, U. 1989: Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia zone (western Alps, Italy). *Europ. J. Mineral.* 1, 89-104.
- Pognante, U. & Kienast, J. R. 1987: Blueschist and eclogite transformation in Fe-Ti gabbros: A case from the Western Alps ophiolites. *J. Petrol.* 28, 271-292.
- Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G. 1990: The alpine cretaceous orogeny: an accretionary wedge model based on integrated stratigraphic, petrologic and radiometric data. *Mém. Soc. géol. France* 156, 345-367.
- Powell, R. 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *J. Metam. Geol.* 3, 231-243.
- Purdy, J. W. & Jäger, E. 1976: K-Ar ages on rock-forming minerals from the central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30, 32.
- Raheim, A. & Green, D. H. 1974: Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, 179-203.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987: The technique of modern structural geology, 2 (Ed. Academic press). London, 700
- Reinecke, T. 1991: Very high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas Zone, Western Alps. *Europ. J. Mineral.* 10, 7-17.
- Rey, D. 1989: structure crustale des Alpes occidentales le long du profil ECORS-CROP d'après la sismique réflexion et le champ de pesanteur. Thèse de 3ième cycle, Montpellier.
- Rey, P. 1993: Seismic and tectono-metamorphic characters of the lower crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension. *Tectonics* 12, 580-590.
- Reynard, B. & Ballèvre, M. 1988: Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *J. Metam. Geol.* 6, 333-350.
- Rickwood, P. C. 1968: On recasting analyses of garnet into and-member molecules. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 175-198.
- Ricou, L. E. & Siddans, W. B. 1986: Collision tectonics in the western Alps, (Ed. M. P. Coward and A. C. Ries). London, 229-244.
- Roddick, J. C., Cliff, R. A. & Rex, D. C. 1980: The evolution of excess argon in Alpine biotites. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 185-208.
- Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R. 1989: Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 383-290.
- Roure, F., Polino, R. & Nicolich, R. 1990: Early Neogene deformation beneath the Pô plain : constraints on the post-collisional Alpine evolution, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino). Paris, 309-322.
- Rubie, D. C. 1984: A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. *J. Geol.* 92, 21-36.

- Rudkiewicz, J. L. 1988: Quantitative subsidence and thermal structure of the European margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps. *Bull. Soc. géol. France* 8, 623-632.
- Rybach, L., Mueller, S., Milnes, A., Ansoerge, J., Bernoulli, D. & Frey, M. 1980: The Swiss geotraverse Basel-Chiaso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 437-462.
- Sadowiack, P. & Wever, T. 1990: Reflection-diffraction seismic pattern at crustal suture zones. *Tectonics* 9, 1495-1513.
- Sadowiack, P., Voss, J. & Meissner, R. 1989: 3D modelling of diffractions observed on deep reflexion line DEKORP 2-S. *Geophys. Prospect.* 37, 623-637.
- Sartori, M. 1993. Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône. Schweizer Tecktoniker Treffen. (Ed. N. Mancktelow). Zürich: Lecture Abstracts.
- Saxena, S. K. 1979: Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 151-158.
- Saxena, S. K. & Eriksson, G. 1985: Anhydrous phase equilibria in Earth's upper mantle. *J. Petrol.* 26, 378-390.
- Schaltegger, U. & Corfu, F. 1995: Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology. *Geodin. Acta* 8, 82-98.
- Schärer, U. & Gower, C. F. 1988: Crustal evolution in eastern Labrador: constraints from precise U-Pb ages. *Precambrian res.* 38, 405-421.
- Schiffman, P. & Liou, J. G. 1980: Synthesis and stability relation of Mg-Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *J. Petrol.* 21, 441-474.
- Schiffman, P. & Fridleifsson, G. O. 1991: The smectite-chlorite transition in drillhole NJ 15. Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigation. *J. Metam. Geol.* 9, 679-696.
- Schmid, S. M., Aebli, H. R., Heller, F. & Zingg, A. 1989: The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps, 45 (Ed. M. P. Coward, D. Dietrich and R. G. Park). London, 153-172.
- Schmid, S. M., Rück, P. & Schreurs, G. 1990: The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland), (Ed. F. Roure Heitzmann, P. and R. Polino). Paris, Zürich, Roma, 263-289.
- Schoeller, H. 1929: La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. *Bull. Carte géol. France* 175, 422.
- Schürch, M. F. 1987: Les ophiolites de la zone du Versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. Thèse de 3ième cycle, Genève.
- Schürch, M. L., Bertrand, J. & Loubat, H. 1986: Présence de ferroaxinite dans la série volcano-sédimentaire de la Zone du Versoyen (Savoie, France, et province d'Aoste, Italie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt* 66, 267-280.
- Selverstone, J. 1985: Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern window, Eastern Alps. *Tectonics* 4, 687-704.
- Selverstone, J. 1988: Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implication for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87-105.
- Sénéchal, G. 1991: Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil ECORS ALPS 1) : une analyse critique des données vibrosismiques. Thèse de 3ième cycle, Grenoble.
- Sénéchal, G. & Thouvenot, F. 1991: Geometrical migration of linedrawings : a simplified method applied to ECORS data. *Geodyn. Serv. (AGU)* 22, 401-407.
- Séranne, M. & Malavieille, J. 1994: Late orogenic extension, *Tectonophysics* 238. Amsterdam, 484.
- Seward, D. & Mancktelow, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
- Shi, Y. & Wang, C. Y. 1987: Two dimensional modeling of the PTt paths of regional metamorphism in simple overthrust terrains. *Geology* 15, 1048-1051.
- Shido, F. & Miyashiro, A. 1959: Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ. sec. II*, 12, 85-102.
- Smith, D. C. 1983: Nomenclature, fluids and deformation, geodynamics and nodules. *Terra Cognita* 3, 329-334.
- Souriau, M. 1995: Les processus d'érosion mécanique à l'intérieur des grands bassins fluviaux. *Bull. Soc. géol. France* 166, 763-781.
- Spalla, M. I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto, M. & Pognante, U. 1983: Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. *Mem. Soc. geol. Ital.* 26, 499-514.
- Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G. 1991: Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la zone de Sésia-Lanzo (Alpes occidentales). *Mém. Soc. géol. France* 43, 361-369.
- Spencer, S. 1992: A kinematic analysis incorporating incremental strain data for the Frontal Pennine Zones of the western French Alps. *Tectonophysics* 206, 285-305.
- Stampfli, G. M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geol. Helv.* 86/1, 1-45.
- Stampfli, G. 1996: The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. helv.* 89, 13-42.
- Steck, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geol. Helv.* 77, 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 ductile des Alpes Centrales. *Eclogae Geol. Helv.* 83, 603-627.

- Steck, A. & Hunziker, J. C. 1994: The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps- compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 238, 229-254.
- Steiger, R. H. & Jäger, E. 1977: Subcommission on geochronology: Convention on use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- Steinberg, M., Treuil, M. & Touray, J. C. 1979: *Cristallochimie et éléments en traces*, (Ed. Doin). Paris, 281-599.
- Sun, S. S. & Mac Donough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. pub. Magmatism in the ocean basin*, 42, 313-345.
- Tapponnier, P. 1977: Evolution tectonique du système alpin en méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Geol. France* 7, 437-460.
- Tardy, M., Fudral, S. & Deville, E. 1986: Coupe des Alpes françaises, Rapport d'implantation du profil "structure profonde des Alpes", (Ed. IFP). Paris, 73
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F. & Vialon, P. 1990: Interprétation des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front pennique et la Ligne insubrienne, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino). Paris, 217-226.
- Thompson, A. B. & Ridley, J. R. 1987: Pressure-Temperature-Time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London* 321, 27-45.
- Thomson, A. B. & England, P. C. 1984: Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblage in metamorphic rocks. *J. Petrol.* 25, 929-955.
- Thouvenot, F., Senechal, G., Hirn, A. & Nicolich, R. 1990: Ecors-Crop wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps, 156 (Ed. F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino). Paris, 97-107.
- Tilton, G. R., Schreyer, W. & Schertl, H. P. 1989: Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from Dora Maira massif, eastern Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1391-1400.
- Treuil, M. & Varet, J. 1973: Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse des magmas basaltiques : Exemple de l'Afar. *Bull. Soc. géol. France* 7, 506-540.
- Tricart, P. 1980: Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux : évolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse de 3ième cycle, Strasbourg.
- Tricart, P. 1984: From passive margin to continental collision: A tectonic scenario for the Western Alps. *Am. J. Sci.* 284, 97-120.
- Tricart, P. & Lemoine, M. 1988: A l'origine de la structure des schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes françaises): un mode atypique d'obduction, conséquence de la structure particulière de la croûte océanique ligure. *C.R. Acad. Sci. Paris* 306, 301-306.
- Trümpy, R. 1955: Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. géol. France* 6, 217-231.
- Trümpy, R. 1975: Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Alps : a presumed former continental margin and its problems. *Am. J. Sci.* 275, 209-238.
- Trümpy, R. 1980: *Geology of Switzerland, a guide book. Part A, an outline of the geology of Switzerland*, (Ed. Wepf & Co). Basel.
- Trümpy, R. 1988: A possible Jurassic-Cretaceous system in the Alps and the Carpathians, Special Paper (Ed. P. Sydney, B. Clark and J. Suppe). 93-110.
- Turcotte, D. L. 1986: Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.* 91, 1921-1926.
- Turner, G. 1968: The distribution of potassium and argon in chondrites, (Ed. L. H. Ahrens). New-York, 387-398.
- Turner, G. 1971: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the lunar Maria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 169-191.
- Valladon, M., Polvé, M. & Dupré, B. in press: ICP-MS chemical analysis of geological samples. A new method for interferences and shift corrections. *Geostandards Newsletter*
- Velde, B. 1965: Phengite micas: Synthesis, stability and natural occurrences. *Am. J. Sci.* 263, 886-913.
- Velde, B. 1967: Si^{4+} contents of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 14, 250-258.
- Venturini, G. 1995: *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps-Italy)*. Mem. Géol. Lausanne.
- Vialon, P., Rochette, P. & Ménard, G. 1989: Indentation and rotation in the western Alpin arc, 45 (Ed. M. P. Conrad, D. Dietrich and R. G. Park). London, 329-338.
- Wasserburg, G. J., Jacobsen, S. B., De Paolo, D. J., Mc Culloch, M. T. & Wen, T. 1981: Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundance in standard solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta* 45, 2311-2323.
- Wayabashi, J. 1992: Nappes, tectonics of oblique plate convergence and metamorphic evolution related to 140 Ma of continuous subduction, Franciscan complex, California. *J. Geol.* 100, 19-40.
- Wernicke, B. 1981: Low-angle normal faults in the Basin and Range province-Nappe tectonics and extending orogen. *Nature* 291, 645-648.
- Wernicke, H. 1985: Uniform sens simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108-125.
- Wever (de), P. & Caby, R. 1981: Datation sur la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint Véran, France). *C.R. Acad. Sc. Paris* 292, 467-472.
- Wheeler, J. & Butler, R. W. H. 1993: Evidence for Extension in the Western Alpine Orogen - The Contact Between the Oceanic Piemonte and Overlying Continental Sesia Units. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 457-474.

- Wheeler, J., Reddy, S. M. & Cliff, R. A. 1995. Extension, eclogite and exhumation evidence versus models in the Western Alps. *Terra Nova* abstr. 5 : 121.
- Wijbrans, J. R. & Mc Dougall, I. 1988: Metamorphic evolution of the Attic Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum measurements. *J. Metam. Geol.* 6, 571-594.
- Wilschko, D. V. & Eastman, D. B. 1983: Role of basement warps and faults in localising thrust fault ramps. *GSA Memoir* 158, 177-190.
- Winchester, J. A. & Flyod, P. A. 1976: Geochemical type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 459-469.
- Wood, D. A., Gibson, I. L. & Thompson, R. N. 1976: Element mobility during zeolite facies metamorphism of the ternary basalt of eastern Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55, 241-254.
- Wood, D. A., Joron, J. L. & Treuil, M. 1979: A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326-336.
- York, D. 1966: Least squares fitting of a straight line. *Can. J. Earth Sci.* 44, 1079-1086.
- Zulauf, R. 1964: Zür geologie der tiefpenninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). Thèse de 3ième cycle, Zürich.

ANNEXES

ANNEXE 1: DONNÉES GÉOCHIMIQUES

1.1- TECHNIQUES ANALYTIQUES ICP-MS ET SPECTROMÈTRE DE MASSE :

1.1.I- Broyage :

Les échantillons ont été réduits en poudre de granulométrie inférieure à 80 μm en utilisant successivement des broyeurs à machoires et à l'agate.

1.1.II- Leaching des pyroxènes :

Après séparation et tri à la main (picking), les pyroxènes ont été lavés pendant 2h dans HCl (2N), puis rincés à l'eau distillée, afin d'éliminer au maximum les impuretés (chlorite de rétro-morphose notamment).

1.1.III- Attaque des échantillons :

Les procédures d'attaques classiques sur plaques et aux micro-ondes ont été appliquées sur les roches mafiques. Pour les roches acides et les sédiments, la fusion aux borates de lithium permet d'éviter les risques d'attaque incomplète des minéraux réfractaires (zircon, sphène...).

Procédure d'attaques sur plaque :

- 1- Dans un bêcher propre (type savillex), peser 100 mg de poudre de roche broyée.
- 2- Ajouter dans le bêcher 1,5 ml de d'acide fluoridrique (HF) supra pur (22,6 N). Attention aux risques d'effervescence lors de l'ajout.
- 3- Passer 15 mn aux ultrasons (bêcher fermé).
- 4- Ajouter 0,5 cc de HNO₃ bi-distillé (13 N) et 0,3 cc de HClO₄ supra pur (11,6 N).
- 5- Chauffer bêcher fermé pendant 2h sur plaques chauffantes à environ 100°C.
- 6- Laisser refroidir les bêchers avant de les ouvrir. Évaporer totalement la solution à 70°C, jusqu'à l'obtention d'un résidu sec. Attention de ne pas calciner le résidu pour éviter la formation d'oxydes insolubles.

Attaques micro-ondes :

- 1- Dans un petit bêcher (savillex de 7 ml), peser 100 mg de poudre de roches broyées.
- 2- Ajouter 1 cc de HF supra pur (22,6 N).
- 3- Passer 15 mn aux ultrasons (bêcher fermé).

- 4- Chauffage au four micro-ondes: Placer les béciers dans les "pots micro-ondes". Les pots doivent être fermés de manière à être étanches à la pression (Mettre la petite membrane qui empêche l'évacuation des vapeurs sur les couvercles des pots). Dans le four, chauffer à 40 % de la puissance, pendant 30 mn et à pression ambiante.
- 5- Ajouter 0,6 cc de HNO₃ bi-distillé (13 N).
- 6- Évaporer au four, bécier ouvert, à 40 % de puissance, pendant 1 h 30 et à pression ambiante (Ne pas oublier d'enlever la petite membrane des couvercles des pots).

1.1.IV- Reprise des échantillons :

Attaques sur plaques et micro-ondes:

1- Reprise pour analyses à l'ICPMS :

Reprendre les résidus d'attaques avec HNO₃ bi-distillé (13 N). La quantité de HNO₃ est fonction du facteur de dilution désiré. Ce facteur de dilution dépend de la teneur en éléments traces. Attention, l'analyse d'éléments en quantité importante (Sr, Ba...), peut demander une dilution supplémentaire. Ajouter :

- 1,4 cc pour un facteur de dilution de 500 (soit 100 mg de roche pour 50 g de solution finale).
- 2,8 cc pour un facteur de dilution de 1000 (50 mg de roche pour 50 g de solution).

2- Reprise pour analyses au spectromètre de masse :

Reprendre avec 1,5 cc d'acide chlorhydrique (HCl 4 N). Centrifuger avant de commencer la séparation.

Fusion aux borates de lithium :

- 1- Dans un creuset en platine propre, peser 100 mg de roche porphyrisée. Ajouter les fondants : 320 mg de métaborate de lithium (LiBO₂) et 80 mg de tétraborate de lithium (Li₂B₄O₇). Homogénéiser, en répartissant l'ensemble uniformément au fond du creuset.
- 2- Chauffer sur le bec Bunzen, à environ 20 cm au dessus de la flamme, jusqu'à l'obtention d'un gâteau bien gonflé. Descendre progressivement vers la flamme afin de provoquer la fusion du "gâteau". Terminer la fusion à environ 5 mm de la flamme en ramassant bien les grains sur le bord. S'il reste des grains blancs (à chaud) qui deviennent noirs (à froid), reprendre la fusion jusqu'à obtention d'un verre bien homogène.
- 3- Reprendre le verre avec 4 cc de HNO₃ bi-distillé, 2 cc de HF et 16 cc d'eau distillée (H₂O milliQ). Mettre le creuset sur la plaque (température 70°C) pendant quelques heures, jusqu'à dissolution totale du verre.

1.1.V- Dilution finale pour ICPMS :

Attaques sur plaques et micro-ondes :

Verser l'échantillon repris avec HNO₃ dans un pilulier de 160 ml. Ajouter 0,5 g de solution d'Indium-Rhénium et compléter avec 50 g d'H₂O milliQ.

Fusion aux borates de lithium :

Verser le contenu du creuset dans un pilulier de 160 ml et rincer les creusets avec 4 cc de HNO₃ et 16 cc de H₂O. Compléter le pilulier à 160 ml avec H₂O milliQ.

1.1.VI- Séparation Strontium-Néodyme :

Chimie du Strontium :

1- Résine échangeuse d'ions utilisée :

Résine TEMEX AG50WX8

2- Lavage des colonnes :

2 * 6 cc HCl (6,5 N)

Rinçage et remobilisation avec H₂O milliQ

3- Conditionnement des colonnes :

2 cc HCl (4 N)

4- Chargement de l'échantillon :

1 cc échantillon + HCl (4 N)

5- Elution de lavage :

	<u>Dosage</u>	<u>Éléments récupérés</u>
HCl (2 N) :	0,5 cc	
	0,5 cc	Rb
	16 cc	Rb, Ca
	6 cc	Sr
HNO ₃ (2,5 N)	6cc	
HCl (4 N)	1 cc	
	8 cc	Terres rares

Evaporation à sec du Sr

Chimie du Néodyme :

1- Résine échangeuse d'ions utilisée :

Acide organique diéthylhexyl-orthophosphorique (HDEHP) associé à une rondelle de téflon à la base de la colonne et à 0,5 cc de résine TEMEX AG50WX8 au sommet.

2- Lavage des colonnes :

2 * 8 cc de HCl (6,5 N)

Rinçage et remobilisation avec H₂O milliQ

3- Conditionnement des colonnes :

3 cc HCl (0,3 N)

4- Chargement de l'échantillon :

0,5 cc échantillon + HCl (0,3 N)

5- Elution de lavage :

	<u>Dosage</u>	<u>Élément récupéré</u>
HCl (0,3 N)	0,5 cc	
	0,5 cc	
	6 cc	
	7 cc	Nd

Evaporation à sec du Nd

Les échantillons de Sr et Nd sont déposés respectivement sur un filament de Rhénium activé au Tantale (Sr) et de Tantale (Nd).

1.2- RÉSULTATS :

Les résultats des analyses sont regroupés dans les tableaux A1.a à A1.c.

Unité Localisation Échantillon	PSB		PSB		PSB		PSB		PSB		PSB		Visp		Visp		Visp						
	94-96		94-93		95-26		95-27		95-28		95-28		VA 4		VA 5		VA 11		VA 12		VA 16		
	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MS'	MG'	MG'	MG'	MG'	MD'	MD'	MG'	MG'	FG'	FG'	
SiO ₂	52,56	54,12	57,52	62,98	61,15	41,5	47,23	49,38	49,82	50,26													
TiO ₂	0,72	0,89	0,9	0,74	0,66	1,43	1,44	1,42	1,57	1,7													
Al ₂ O ₃	17	20,1	20,93	17,3	16,94	13,3	14,96	16,29	14,93	14,98													
Fe ₂ O ₃	5,3	6,76	7,82	2,84	7,99	10,7	9,66	10,2	9,52	8,89													
MnO	0,39	0,24	0,26	0,12	0,21	0,18	0,13	0,15	0,15	0,13													
MgO	2,94	3,82	2,78	2,43	3,58	7,75	6,36	6,76	5,61	5,77													
CaO	8,17	3,2	0,11	2,1	0,49	13,4	12,59	9,1	9,17	9,84													
Na ₂ O	1,16	0,86	0,77	5,59	4,15	2,99	3,08	2,75	4,92	4,64													
K ₂ O	2,06	3,19	3,59	1,7	1,73	0,4	0,15	0,71	0,52	0,19													
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,16	0,15	0,14	0,21	0,24	0,21	0,24	0,22													
PF	9,28	6,36	4,99	3,34	2,89	8,04	3,98	2,86	3,4	3,23													
Σ	99,83	99,78	99,82	99,39	99,93	99,8	99,82	99,83	99,85	99,85													
Ni ppm	76	91,6	93,4	-	-	98,5	111	48,8	86,1	33,6													
Cr	124	134	132	-	-	226	324	287	235	314													
V	139	170	166	-	-	255	316	246	269	305													
Y	31	25	18,49	-	-	-	35,1	32,4	35,1	34,7													
Zr	132	165	573	-	-	115	115	133	120	136													
Nb	18	21,9	21,5	-	-	3,47	4,3	4,1	4,4	5,2													
Ba	190	352	382	-	-	33,4	14	92,5	33,8	13,7													
Sr	131	94	68,9	-	-	420	235	178	167	135													
Rb	102	160	188	-	-	17,1	3,3	23,9	12,6	4,7													
Co	20	26,3	18,6	-	-	33,7	41,9	37	30,5	33,6													
Zn	62	57,6	135	-	-	93,5	78,2	95,3	72,5	65,8													
Cu	5,2	7,8	48,2	-	-	54,3	58	18,8	65,6	41,8													
La	39,88	35,07	37,5	-	-	-	5,87	7,87	3,06	3,6													
Ce	86	78	83	-	-	-	16	20	10	12,3													
Pr	8,56	7,85	8,12	-	-	-	2,51	2,91	1,85	2,23													
Nd	31,91	28,72	29,71	-	-	-	13,37	14,51	10,51	11,85													
Sm	5,67	5,12	5,04	-	-	-	4,11	4,06	3,58	3,98													
Eu	1,72	1,03	1,08	-	-	-	1,54	1,39	1,21	1,38													
Gd	5,54	4,69	4,05	-	-	-	5,24	4,91	4,82	5,23													
Dy	5,11	4,53	3,5	-	-	-	6,54	5,98	6,41	6,68													
Ho	1,04	0,89	0,7	-	-	-	1,31	1,21	1,32	1,38													
Er	3,03	2,81	2,09	-	-	-	3,78	3,52	3,8	3,73													
Yb	2,78	2,64	2,28	-	-	-	3,44	3,31	3,3	3,15													
Lu	0,38	0,4	0,36	-	-	-	0,46	0,46	0,43	0,43													
Hf	3,8	4,71	14,48	-	-	-	1,02	0,36	0,65	0,41													
Ta	1,18	1,4	1,42	-	-	-	0,26	0,31	0,31	0,42													
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-													
Pb	11,04	10,77	6,69	-	-	-	1,52	6,9	1,86	0,78													
Th	11,01	13,39	12,86	-	-	-	0,61	0,96	0,39	0,26													
U	2,15	2,7	1,94	-	-	-	0,22	0,41	0,12	0,15													

Tableau A1.b : Compositions des éléments majeurs et traces des tholéïtes et des sédiments du complexe du Versoyen :
Même légende que Tab. A1.a.

N° Ech.	Localisation	Origine	Sr	Rb	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr ± 2σ (87Sr/86Sr)t	εSr	Nd	Sm	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd ± 2σ (143Nd/144Nd) _i	εNd
92-18	PSB	Cœur de sill	170	0.47	0.0080	0.708000 ± 26	+ 54	17.7	5.40	0.18380	0.513038 ± 4	+ 8
92-19	PSB	Cœur de sill	125	1.41	0.1157	0.706632 ± 10	+ 33	25	7.60	0.19557	0.513026 ± 7	+ 7.6
93-16	PSB	Cœur de sill	290	0.97	0.0221	0.706666 ± 11	+ 35	18.6	5.46	0.17748	0.513050 ± 6	+ 8.7
95-23	PSB	Cœur de sill	214	0.96	0.0130	0.706701 ± 17	+ 35	24.6	8.4	0.19761	0.513036 ± 8	+ 7.7
95-23	PSB	Clinopyroxene	207	0.29	0.0040	0.706475 ± 20	+ 33	22	7.32	0.15222	0.513087 ± 9	+ 8.6
92-10	PSB	B. en coussins	197	5	0.0734	0.708616 ± 13	+ 59	17.2	5.57	0.19523	0.513049 ± 5	+ 8.1
92-22	PSB	B. en coussins	329	14	0.1231	0.707025 ± 9	+ 33	19.1	5.99	0.18952	0.513016 ± 6	+ 7.6
92-24	PSB	B. en coussins	453	5	0.0319	0.707136 ± 12	+ 40	16	5.64	0.21273	0.513027 ± 5	+ 7
92-42	PSB	B. en coussins	312	0.51	0.0047	0.709355 ± 4	+ 74	16.1	5.30	0.19903	0.512982 ± 6	+ 6.6
93-02	PSB	Filon basaltique	33	4.91	0.4306	0.711378 ± 24	+ 77	14.9	3.02	0.12253	0.512557 ± 7	+ 1.2
94-104	PSB	Filon leucocrate	310	0.56	0.0052	0.707992 ± 15	+ 54	17.7	5.03	0.17172	0.513190 ± 10	+ 8.4
92-06	PSB	Bord de sill	137	61	1.2886	0.710591 ± 37	+ 16	49	9.62	0.11810	0.512123 ± 8	- 7.1
92-21	PSB	Bord de sill	77	68	1.7292	0.712085 ± 14	+ 11	24.1	6.30	0.15769	0.512054 ± 10	- 9.9
94-93	PSB	Schistes noirs	94	160	4.9242	0.717657 ± 27	- 97	28.7	5.12	0.10776	0.512064 ± 27	- 7.9
95-26	PSB	Schistes noirs	69	188	7.9368	0.706701 ± 17	- 213	29.7	5.04	0.10254	0.512069 ± 52	- 7.6
Va.5	Visp.	Cœur de sill	235	3.31	0.0408	0.705467 ± 17	+ 15	13.4	4.11	0.18586	0.513031 ± 5	+ 8.1
Va.11	Visp.	Cœur de sill	178	23.9	0.3877	0.706893 ± 12	+ 16	14.5	4.06	0.16917	0.512872 ± 6	+ 5.6
Va.12	Visp.	Cœur de sill	168	12.6	0.2167	0.706332 ± 14	+ 18	10.5	3.58	0.20595	0.513057 ± 8	+ 7.8
Va.16	Visp.	Cœur de sill	135	4.72	0.1015	0.706687 ± 12	+ 30	11.8	3.98	0.20307	0.513113 ± 4	+ 9

Tableau A1.c : Rapports isotopiques du Sr et du Nd des tholites et des sédiments du complexe du Versoyen. Les compositions du Sr, Rb, Nd et Sm ont été déterminées par ICP-MS (voir tableaux A1.a et A1.b).

ANNEXE 2 : DONNÉES MICROSONDE

2.1- CONDITIONS ANALYTIQUES :

Les analyses à la microsonde ont été réalisées au Laboratoire de Pétrologie et de Minéralogie de l'Université de Lausanne. Les conditions analytiques sont les suivantes :

- Tension d'accélération : 15 kv
- Courant d'échantillon : 10 nA
- Temps de comptage : 6 à 10 s par triplet d'éléments
- Taille du faisceau : 1 à 3 μm

Les spectromètres utilisés sont :

- LIF (Fluorure de lithium) : dosage de Fe, Mn et Ni
- PET (Pent érythriol) : dosage de Ti, Ca, K et Cr
- TAP (Phtalate acide de thalium) : dosage de Si, Al, Mg et Na

Les standard utilisés sont les suivants :

Albite : Na; Orthose : K; Corindon : Al; Wollastonite et orthose : Si; Hématite : Fe; Forstérite : Mg; Apatite ou wollastonite : Ca; Chromite : Cr; Rutile : Ti; Rhodonite : Mn; Bunsénite : Ni.

2.1- RÉSULTATS :

Les compositions des minéraux sont reportées dans les tableaux suivants :

- A2.a: Pyroxènes magmatiques
- A2.b: Omphacites
- A2.c: Phengites
- A2.d: Grenats
- A2.e: Amphiboles

Echant. Caract. Minéral	A 91-07		A 91-08		A 91-09		V 93-43									
	Gabbros	Augite	Gabbros	Augite	Gabbros	Augite	Gabbros	Augite								
SiO ₂	51,11	50,54	50,28	48,85	49,72	52,79	51,85	51,76	52,07	49,29	49,49	49,81	50,24	51,01	50,87	
Al ₂ O ₃	2,83	3,12	3,19	3,41	3,23	1,94	2,06	2,00	2,23	2,64	2,74	1,80	3,02	2,83	2,49	
TiO ₂	1,04	1,31	1,38	2,12	1,98	0,58	0,64	0,62	0,69	1,26	1,30	0,86	0,98	0,88	0,93	
FeO	5,84	5,91	6,24	6,51	6,22	5,22	5,81	5,87	5,65	6,99	6,66	7,15	6,49	6,24	6,70	
MgO	14,88	15,82	15,93	15,78	15,82	16,40	16,95	16,87	16,13	15,96	15,78	15,94	16,08	15,95	15,53	
CaO	21,12	20,90	20,65	20,82	20,74	21,42	20,30	20,68	21,44	19,88	19,99	20,54	21,02	20,76	20,96	
MnO	0,16	0,16	0,19	0,22	0,16	0,20	0,17	0,26	0,19	0,19	0,18	0,21	0,22	0,09	0,22	
Cr ₂ O ₃	0,43	0,68	0,76	0,32	0,33	0,52	0,64	0,71	0,63	0,27	0,17	0,00	0,60	0,66	0,24	
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,12	0,01	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,03	
Na ₂ O	0,64	0,39	0,46	0,43	0,41	0,47	0,36	0,32	0,36	0,37	0,41	0,40	0,44	0,31	0,37	
Σ	98,06	98,83	99,08	98,46	98,61	99,63	98,83	99,21	99,40	96,85	96,74	96,71	99,17	98,73	98,34	
Formules basées sur 6 oxygènes																
Si	1,92	1,88	1,87	1,83	1,85	1,94	1,92	1,91	1,92	1,87	1,88	1,89	1,86	1,90	1,90	
AlIV	0,08	0,12	0,13	0,17	0,15	0,06	0,08	0,09	0,08	0,13	0,12	0,11	0,14	0,10	0,10	
AlVI	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	
Ti	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	
Mg	0,83	0,88	0,88	0,88	0,88	0,90	0,94	0,93	0,89	0,90	0,89	0,90	0,89	0,89	0,87	
Fe 3+	0,02	0,04	0,06	0,10	0,06	0,02	0,04	0,06	0,03	0,09	0,07	0,11	0,11	0,03	0,05	
Fe 2+	0,17	0,15	0,13	0,10	0,14	0,14	0,14	0,12	0,15	0,13	0,14	0,11	0,09	0,16	0,16	
Ca	0,85	0,83	0,82	0,83	0,83	0,84	0,81	0,82	0,85	0,81	0,81	0,84	0,83	0,83	0,84	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	
Cr	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	
En	44,63	46,31	46,48	45,88	46,23	47,23	48,71	48,16	46,47	46,71	46,57	45,92	46,17	46,40	45,20	
Fs	9,83	9,71	10,21	10,62	10,20	8,43	9,37	9,40	9,13	11,48	11,03	11,55	10,45	10,18	10,94	
Wo	45,54	43,98	43,31	43,51	43,57	44,34	41,93	42,44	44,40	41,82	42,40	42,53	43,38	43,41	43,85	

Tableau A2.a : Analyses et formules structurales des pyroxènes magmatiques des tholéïtes du complexe du Versoyen.

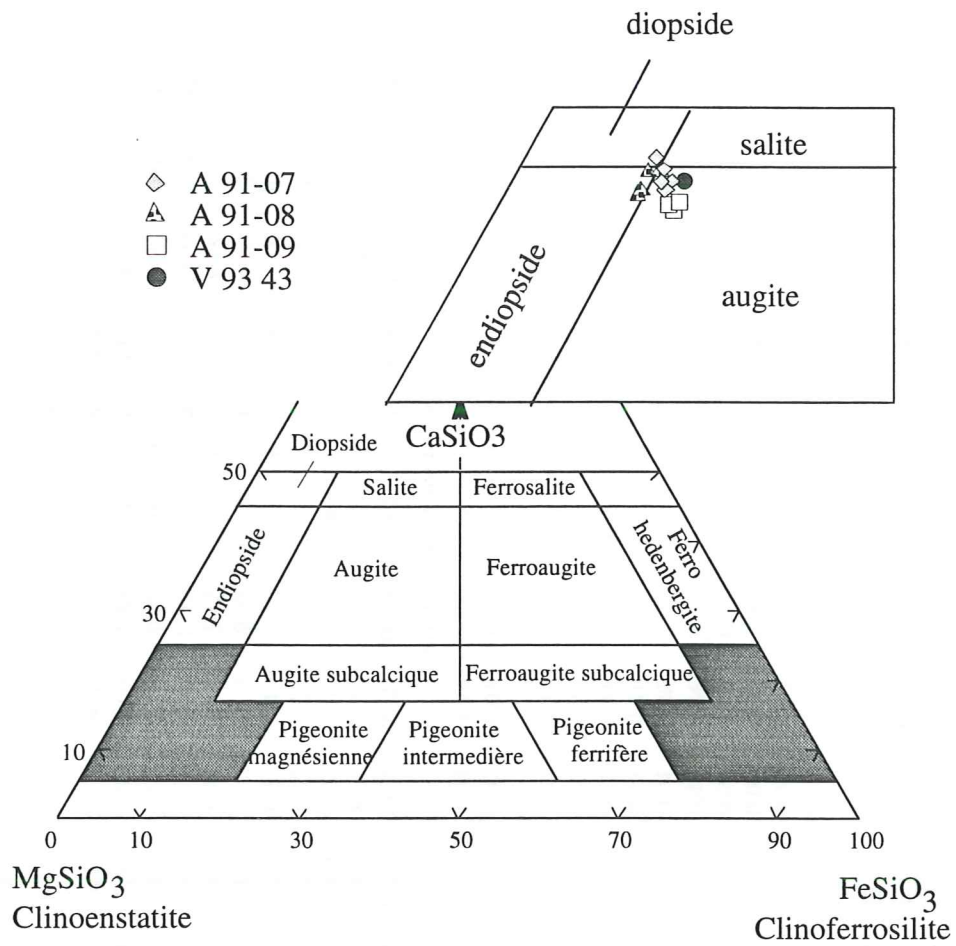


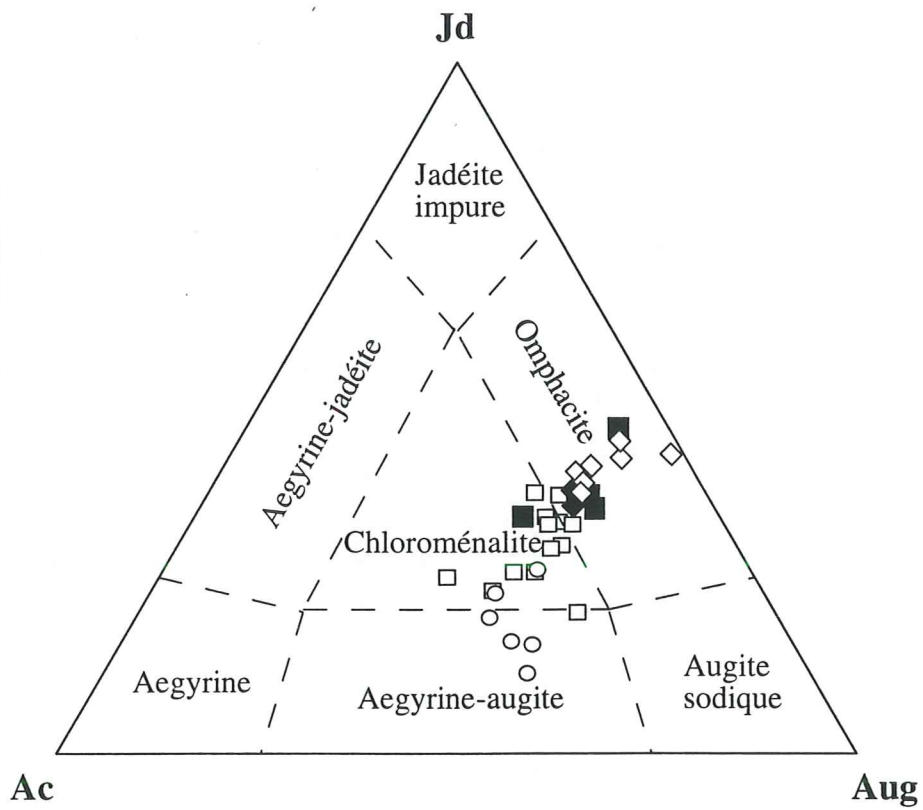
Fig. 1 : Diagramme de composition des pyroxènes des tholéïtes du complexe du Versoyen

Echant. Caract.	V 93-43											V 93-44										
	Gabbros											Gabbros										
SiO ₂	54,64	55,39	54,95	54,48	54,21	55,19	54,49	54,54	54,96	54,45	54,42	53,40	55,02	53,87	53,81	53,85	54,20	53,03	53,58			
Al ₂ O ₃	7,66	8,96	7,08	6,94	5,43	8,85	6,03	5,89	8,14	7,86	6,11	4,76	7,75	4,92	4,48	4,14	5,99	4,17	7,43			
TiO ₂	0,13	0,10	0,09	0,09	0,03	0,04	0,03	0,09	0,08	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,03	0,10	0,08	0,12			
FeO	9,54	9,50	10,75	10,38	13,11	8,72	12,83	15,01	9,96	10,43	11,31	11,35	8,88	12,58	12,71	13,29	12,15	12,31	9,27			
MgO	6,61	6,22	7,06	6,92	6,63	6,72	6,31	5,42	6,51	6,56	7,16	8,55	7,42	6,96	8,39	7,35	6,65	7,60	7,02			
CaO	11,72	10,90	12,44	12,26	10,84	11,66	11,16	9,03	11,58	11,71	11,97	13,87	12,45	11,26	13,71	12,36	11,24	12,83	12,05			
MnO	0,36	0,30	0,46	0,47	0,28	0,33	0,47	0,30	0,36	0,39	0,36	0,44	0,37	0,33	0,54	0,40	0,40	0,59	0,38			
Cr ₂ O ₃	0,28	0,06	0,76	0,17	0,13	0,17	0,03	0,00	0,15	0,25	0,13	0,27	0,14	0,56	0,24	0,25	0,08	0,41	0,36			
NiO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05			
Na ₂ O	7,56	8,55	7,47	7,57	8,08	8,11	7,88	9,08	8,09	7,93	7,58	6,47	7,46	7,85	7,09	7,25	8,15	6,76	7,87			
Σ	98,50	100,00	101,08	99,28	98,73	99,79	99,22	99,36	99,82	99,65	99,06	99,17	99,59	98,38	100,99	98,93	98,96	97,80	98,13			
Formules basées sur 6 oxygènes																						
Si	2,00	1,98	1,97	1,98	1,99	1,98	1,99	1,99	1,98	1,97	1,98	1,95	1,98	1,98	1,93	1,98	1,98	1,98	1,96			
AlIV	0,00	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	0,04			
AlVI	0,33	0,36	0,27	0,28	0,22	0,35	0,25	0,24	0,32	0,30	0,25	0,16	0,31	0,20	0,12	0,16	0,23	0,16	0,28			
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Mg	0,36	0,33	0,38	0,37	0,36	0,36	0,34	0,29	0,35	0,35	0,39	0,47	0,40	0,38	0,45	0,40	0,36	0,42	0,38			
Fe ³⁺	0,19	0,25	0,26	0,27	0,36	0,23	0,31	0,41	0,26	0,28	0,30	0,33	0,22	0,36	0,43	0,36	0,36	0,34	0,30			
Fe ²⁺	0,10	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,08	0,05	0,04	0,04	0,05	0,01	0,05	0,03	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00			
Ca	0,46	0,42	0,48	0,48	0,43	0,45	0,44	0,35	0,45	0,45	0,47	0,54	0,48	0,44	0,53	0,49	0,44	0,51	0,47			
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01			
Cr	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01			
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Na	0,54	0,59	0,52	0,53	0,57	0,56	0,56	0,64	0,56	0,56	0,54	0,46	0,52	0,56	0,49	0,52	0,58	0,49	0,56			
Jd	33,17	35,44	26,28	27,40	22,07	34,71	25,18	23,96	31,79	29,49	24,47	15,44	31,02	19,69	11,41	16,05	23,08	15,83	26,68			
Aug	45,96	41,49	48,89	47,25	42,93	44,45	44,17	36,30	44,41	45,71	46,87	55,64	48,29	44,12	54,22	48,67	43,28	51,56	46,48			
Ac	20,87	23,07	24,84	25,35	35,00	20,85	30,66	39,74	23,80	24,80	28,67	28,92	20,70	36,19	34,37	35,28	33,64	32,61	26,85			

Tableau A2.b : Analyses et formules structurales des pyroxènes métamorphiques des tholites du complexe du Versoyen.

Echant. Caract.	V 94-82.11		V 94-90.18		V 94-90.19									
	Gabbros		Gabbros		Gabbros									
SiO ₂	54,66	54,50	55,53	50,09	53,23	53,02	53,79	53,14	53,90	53,86	53,57	53,37	52,35	54,13
Al ₂ O ₃	8,20	9,26	11,08	9,09	8,60	8,48	9,25	10,62	9,87	8,66	9,03	8,73	8,94	7,78
TiO ₂	0,09	0,04	0,09	0,17	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03	0,04	0,10
FeO	10,22	7,49	6,95	16,52	14,38	14,52	13,40	13,11	11,26	13,95	14,10	14,38	19,95	12,47
MgO	6,52	6,71	5,91	4,56	2,92	2,91	2,96	2,90	4,33	3,05	2,86	2,88	3,16	4,45
CaO	10,53	12,92	11,89	7,98	11,59	12,01	11,67	11,24	12,61	11,64	11,32	11,43	5,99	14,95
MnO	0,06	0,51	0,19	0,12	0,81	1,14	1,07	0,83	0,14	1,19	1,01	0,95	0,82	0,54
Cr ₂ O ₃	0,19	0,88	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
NiO	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	8,55	7,63	7,64	7,23	7,48	7,26	7,35	7,32	7,13	7,32	7,45	7,39	5,63	4,31
Σ	99,02	99,97	99,32	95,81	99,07	99,36	99,98	99,27	99,24	99,70	99,36	99,16	99,22	99,36
Formules basées sur 6 oxygènes														
Si	1,97	1,96	2,00	1,92	1,98	1,97	1,99	1,97	1,98	2,00	1,99	1,99	2,04	2,06
AlIV	0,03	0,04	0,00	0,08	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
AlVI	0,32	0,35	0,47	0,33	0,36	0,35	0,39	0,43	0,41	0,37	0,38	0,37	0,41	0,35
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,35	0,36	0,32	0,26	0,16	0,16	0,16	0,16	0,24	0,17	0,16	0,16	0,18	0,25
Fe 3+	0,29	0,20	0,06	0,27	0,20	0,20	0,15	0,12	0,12	0,16	0,16	0,17	0,00	0,00
Fe 2+	0,02	0,02	0,15	0,26	0,25	0,25	0,26	0,29	0,23	0,28	0,28	0,28	0,65	0,40
Ca	0,41	0,50	0,46	0,33	0,46	0,48	0,46	0,45	0,50	0,46	0,45	0,46	0,25	0,61
Mn	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02
Cr	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,60	0,53	0,53	0,54	0,54	0,52	0,53	0,53	0,51	0,53	0,54	0,53	0,43	0,32
Jd	31,68	33,84	47,20	30,91	35,85	34,37	39,13	42,50	40,10	37,86	38,65	37,24	42,74	35,04
Aug	41,41	48,19	46,46	50,05	46,21	47,99	46,94	48,31	50,07	46,69	46,08	46,47	55,73	64,96
Ac	26,91	17,97	6,34	19,04	17,94	17,64	13,93	9,18	9,83	15,45	15,26	16,29	1,54	0,00

Tableau A2.b : Analyses et formules structurales des pyroxènes métamorphiques des tholéïtes du complexe du Versoyen.



- V 93-43
- V 93-44
- V 94-82.11
- ◆ V 94-90.18
- ◇ V 94-90.19

Fig. 2 : Compositions des pyroxènes métamorphiques reportées dans le diagramme jadéite (Jd), acmite (Ac), augite (Aug) d'après Essene et Fyfe (1967).

Echant.	V 93-34		V 93-21				
	Caract.	Métabasaites	Métabasaites	Métagabbros			
SiO ₂	55,01	55,45	54,19	55,54	55,27	55,37	54,78
Al ₂ O ₃	26,38	26,18	28,80	26,14	26,45	26,72	26,31
TiO ₂	0,13	0,06	0,14	0,05	0,05	0,00	0,02
FeO	2,34	2,54	2,75	2,49	2,32	2,65	2,51
MgO	3,76	3,85	4,01	4,07	3,98	3,79	3,66
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
MnO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Na ₂ O	0,12	0,08	0,04	0,10	0,04	0,05	0,02
K ₂ O	8,91	9,21	8,71	8,82	9,14	8,91	9,53
Σ	96,77	97,38	97,15	97,21	97,25	97,56	96,90
$\Sigma \text{ cat}-(\text{Ca,Na,K})=6$							
Si	3,52	3,53	3,37	3,52	3,51	3,51	3,52
Al IV	0,48	0,47	0,63	0,48	0,49	0,49	0,48
Al VI	1,50	1,50	1,48	1,48	1,50	1,50	1,51
Fe	0,13	0,14	0,14	0,13	0,12	0,14	0,13
Mg	0,36	0,37	0,37	0,39	0,38	0,36	0,35
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,73	0,75	0,69	0,71	0,74	0,72	0,78
Σ (Z)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ (Y)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ (X)	0,74	0,76	0,70	0,73	0,75	0,73	0,78
S	7,28	7,53	5,34	7,42	7,24	7,11	7,30
P	49,70	51,50	44,65	52,00	50,65	50,26	50,13

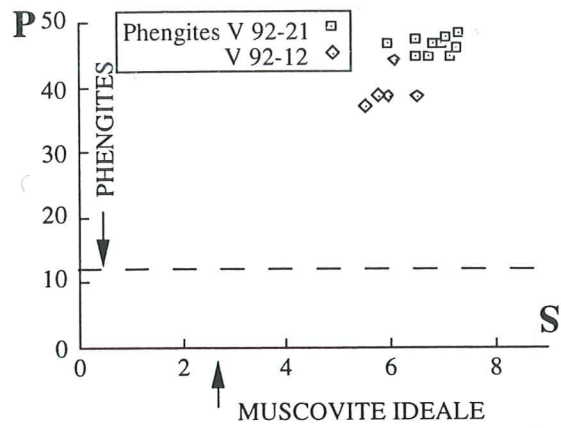
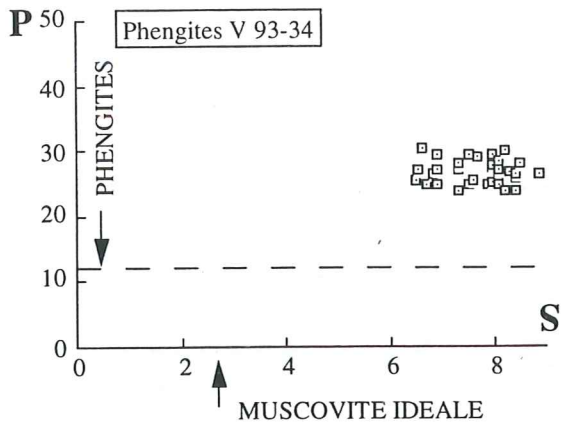
Tableau A2.c : Analyses et formules structurales des phengites des tholites du complexe du Versoyen.

Echant. Caract.	V 93-09 Schistes noirs														V 94-94 Schistes noirs					
	SiO ₂	51,61	54,87	52,30	50,74	52,45	50,64	53,52	53,62	51,32	53,37	51,49	55,16	50,30	50,36	49,26	51,06	50,78	48,17	48,36
Al ₂ O ₃	31,70	27,88	29,90	35,68	30,44	35,25	29,11	31,99	29,29	29,06	32,30	25,57	32,85	34,05	28,14	28,40	27,81	30,25	34,32	29,81
TiO ₂	0,10	0,13	0,02	0,21	0,07	0,02	0,09	0,07	0,14	0,10	0,02	0,08	0,07	0,00	0,16	0,18	0,17	0,11	0,10	0,14
FeO	2,31	2,74	2,93	0,79	2,43	0,92	2,43	2,57	4,37	2,67	1,84	3,42	1,74	0,99	2,38	2,52	2,22	1,57	0,96	2,62
MgO	2,16	3,02	2,85	0,91	2,26	1,11	2,62	2,35	3,21	2,88	1,87	3,64	1,57	1,31	2,69	2,86	2,79	2,11	1,11	2,73
CaO	0,06	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,05	0,51	0,04	0,11	0,08
MnO	0,08	0,00	0,04	0,00	0,05	0,04	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,03	0,21	0,11	0,06	0,06	0,00	0,04
Na ₂ O	0,26	0,14	0,25	0,92	0,25	0,63	0,22	0,30	0,31	0,13	0,30	0,11	0,41	0,55	0,20	0,22	0,41	0,40	1,10	0,32
K ₂ O	8,84	8,86	8,43	8,18	9,07	8,57	8,34	8,66	8,75	9,44	8,54	8,85	9,00	9,13	9,11	9,31	9,02	9,31	8,32	9,02
Σ	97,12	97,65	96,73	97,45	97,02	97,18	96,34	99,66	97,40	97,65	96,36	96,92	95,98	96,42	92,38	94,71	93,77	92,02	94,38	92,79
	Σ cat-(Ca,Na,K)=6																			
Si	3,28	3,48	3,33	3,21	3,35	3,21	3,42	3,31	3,26	3,40	3,29	3,53	3,25	3,24	3,33	3,36	3,39	3,27	3,18	3,22
AlIV	0,72	0,52	0,67	0,79	0,65	0,79	0,58	0,69	0,74	0,60	0,71	0,47	0,75	0,76	0,67	0,64	0,61	0,73	0,82	0,78
AlVI	1,66	1,56	1,57	1,86	1,65	1,84	1,62	1,64	1,46	1,58	1,72	1,46	1,75	1,82	1,57	1,57	1,59	1,69	1,83	1,57
Fe	0,12	0,15	0,16	0,04	0,13	0,05	0,13	0,13	0,23	0,14	0,10	0,18	0,09	0,05	0,13	0,14	0,12	0,09	0,05	0,15
Mg	0,20	0,29	0,27	0,09	0,22	0,10	0,25	0,22	0,30	0,27	0,18	0,35	0,15	0,13	0,27	0,28	0,28	0,21	0,11	0,27
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01
Na	0,03	0,02	0,03	0,11	0,03	0,08	0,03	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,05	0,07	0,03	0,03	0,05	0,05	0,14	0,04
K	0,72	0,72	0,68	0,66	0,74	0,69	0,68	0,68	0,71	0,77	0,70	0,72	0,74	0,75	0,79	0,78	0,77	0,81	0,70	0,77
Σ (Z)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ (Y)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ (X)	0,75	0,73	0,72	0,77	0,77	0,77	0,71	0,72	0,75	0,78	0,73	0,74	0,79	0,82	0,83	0,81	0,86	0,86	0,85	0,82
S	4,59	6,68	4,95	4,04	5,19	4,06	5,92	4,82	4,42	5,65	4,63	7,53	4,32	4,25	4,98	5,27	5,61	4,47	3,86	4,11
P	31,29	44,98	38,78	13,68	34,72	16,26	39,47	33,59	41,88	40,67	28,00	52,89	24,51	19,02	37,47	39,32	39,58	29,11	16,31	34,69

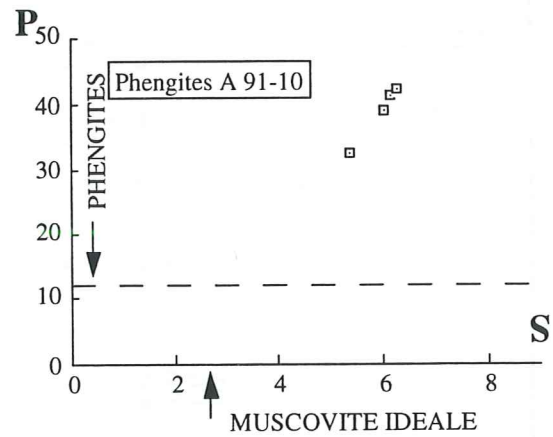
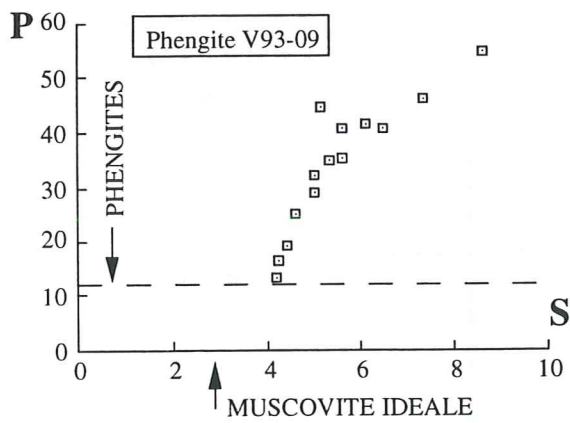
Tableau A2.c : Analyses et formules structurales des phengites des schistes noirs du complexe du Versoyen.

Echant. Caract.	V 93-27.1						V 93-27.2					
	Flysch						Flysch					
SiO ₂	54,17	51,10	49,94	51,92	52,79	54,54	51,24	52,92	49,99	51,79	53,02	54,46
Al ₂ O ₃	29,21	35,19	33,75	33,72	32,94	28,46	32,60	28,69	32,30	30,97	29,48	24,51
TiO ₂	0,05	0,14	0,15	0,04	0,10	0,07	0,12	0,08	0,18	0,15	0,15	0,11
FeO	2,09	0,95	1,12	1,13	1,25	2,60	1,07	2,09	1,11	1,37	2,03	2,82
MgO	3,12	1,59	1,74	1,95	2,36	3,20	1,76	2,82	1,80	2,15	2,63	3,52
CaO	0,02	0,09	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,20	0,50	0,48	0,42	0,33	0,11	0,42	0,37	0,44	0,48	0,35	0,04
K ₂ O	8,57	8,66	9,11	8,64	8,06	8,78	9,37	9,66	9,52	9,74	9,52	9,61
Σ	97,43	98,22	96,31	97,82	97,88	97,77	96,66	96,63	95,46	96,65	97,26	95,07
Σ cat-(Ca,Na,K)=6												
Si	3,42	3,20	3,21	3,26	3,29	3,44	3,29	3,42	3,27	3,35	3,40	3,59
Al IV	0,58	0,80	0,79	0,74	0,71	0,56	0,71	0,58	0,73	0,65	0,60	0,41
Al VI	1,59	1,80	1,77	1,76	1,71	1,56	1,77	1,61	1,75	1,71	1,63	1,49
Fe	0,11	0,05	0,06	0,06	0,07	0,14	0,06	0,11	0,06	0,07	0,11	0,16
Mg	0,29	0,15	0,17	0,18	0,22	0,30	0,17	0,27	0,18	0,21	0,25	0,35
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,02	0,06	0,06	0,05	0,04	0,01	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,01
K	0,69	0,69	0,75	0,69	0,64	0,71	0,77	0,80	0,79	0,80	0,78	0,81
Σ (Z)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ (Y)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ (X)	0,72	0,76	0,81	0,74	0,68	0,72	0,82	0,84	0,85	0,86	0,83	0,81
S	5,90	3,99	4,06	4,41	4,64	6,16	4,67	5,94	4,45	5,15	5,69	8,74
P	40,96	19,69	22,14	24,60	28,49	43,81	24,14	39,88	24,10	29,98	37,35	54,64

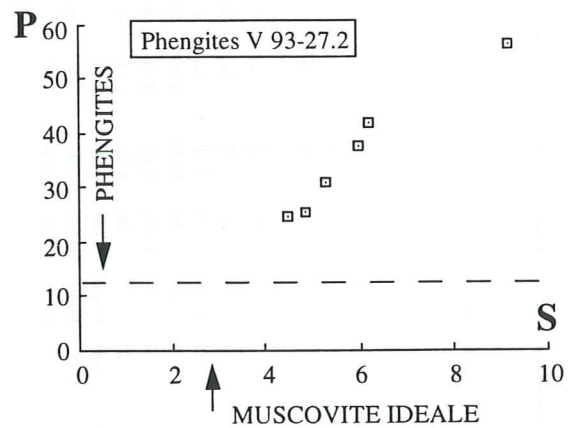
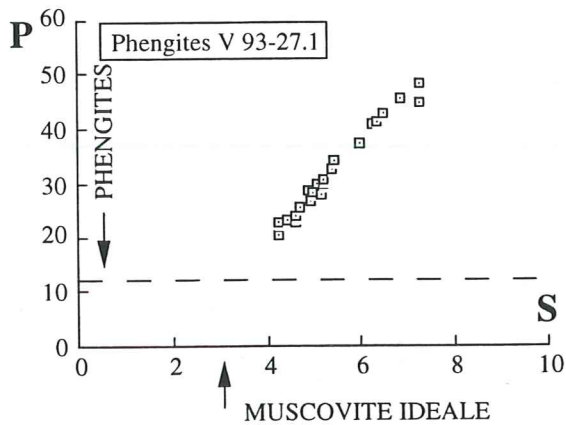
Tableau A2.c : Analyses et formules structurales des phengites du flysch de Tarentaise.



1- Tholéites



2- Schistes noirs



3- Flysch de Tarentaise

Fig. 3 : Composition des phengites dans le diagramme P-S de Graeser et Niggli (1967).
 $P = 100 * (Mg+Fe) / (Fe+Mg+Al_{IV}+Cr+Ti)$
 $S = Si/Al_{IV}$

Echant. Caract. Minéral	V 94-89.5																	
	Gr 1				Gr 2				Gr 3				Gr 4					
	Bord	Centre	Centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord		
SiO ₂	36,66	35,07	36,68	36,70	36,70	35,87	36,69	37,01	37,27	37,84	37,10	36,94	37,28	37,20	37,10	37,85	37,02	37,55
Al ₂ O ₃	20,73	20,46	20,37	20,63	20,62	21,00	20,45	20,58	20,85	21,41	20,60	20,72	20,77	20,88	20,64	21,46	20,31	20,79
TiO ₂	0,09	0,24	0,21	0,14	0,20	0,29	0,30	0,18	0,23	0,16	0,21	0,16	0,17	0,17	0,23	0,22	0,31	0,15
FeO	20,09	18,11	18,17	18,76	18,94	18,03	18,97	19,37	19,27	17,26	19,71	20,93	19,89	19,44	19,12	17,83	17,87	20,17
MgO	0,28	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,15	0,24	0,21	0,37	0,23	0,25	0,27	0,24	0,22	0,34	0,18	0,27
CaO	15,68	14,61	14,65	13,74	14,96	12,32	13,45	13,67	15,78	16,99	15,48	13,78	15,65	15,80	14,92	16,96	17,19	15,38
MnO	6,27	8,59	8,62	9,24	7,94	11,32	10,14	9,08	6,17	6,55	6,61	7,01	6,01	6,30	7,44	6,58	7,12	5,89
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
NiO	0,01	0,07	0,06	0,02	0,02	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,06	0,14	0,03
Na ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01
Σ	99,82	97,38	98,99	99,42	99,58	99,09	100,25	100,24	99,83	100,62	99,99	99,81	100,08	100,14	99,71	101,33	100,18	100,25
Formules basées sur 8 cations et 6 oxygènes																		
Si	2,94	2,90	2,97	2,96	2,95	2,92	2,95	2,97	2,97	2,98	2,97	2,97	2,97	2,97	2,97	2,96	2,96	2,99
Al ^{IV}	0,06	0,10	0,03	0,04	0,05	0,08	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01
Al ^{VI}	1,91	1,89	1,91	1,93	1,91	1,93	1,89	1,91	1,94	1,96	1,91	1,93	1,93	1,93	1,92	1,95	1,87	1,94
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03
Fe ³⁺	0,09	0,09	0,07	0,06	0,08	0,05	0,09	0,08	0,05	0,03	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,11	0,05
Fe ²⁺	1,26	1,16	1,16	1,20	1,20	1,18	1,19	1,22	1,24	1,11	1,24	1,35	1,26	1,23	1,22	1,13	1,08	1,29
Mn	0,43	0,60	0,59	0,63	0,54	0,78	0,69	0,62	0,42	0,44	0,45	0,48	0,41	0,43	0,51	0,44	0,48	0,40
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	1,35	1,29	1,27	1,19	1,29	1,07	1,16	1,17	1,35	1,43	1,33	1,19	1,34	1,35	1,28	1,42	1,47	1,31
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Y	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
X	3,07	3,09	3,05	3,05	3,06	3,06	3,07	3,05	3,03	3,02	3,05	3,04	3,04	3,05	3,04	3,03	3,07	3,03
% Alm	42,7	39,5	39,5	40,7	40,8	39,5	40,6	41,6	41,8	37,3	42,3	45,4	42,8	41,8	41,4	38,1	37,7	43,5
% Spn	13,5	19,0	19,0	20,3	17,3	25,1	22,0	19,8	13,6	14,3	14,4	15,4	13,1	13,7	16,3	14,2	15,2	12,9
% Gros	42,7	40,8	40,8	38,2	41,2	34,6	36,9	37,7	43,8	47,0	42,5	38,3	43,1	43,5	41,4	46,4	46,4	42,5
% Pyr	1,1	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,9	0,8	1,4	0,9	1,0	1,0	0,9	0,8	1,3	0,7	1,0

Tableau A2.d : Analyses et formules structurales des grenats des tholites du complexe du Versoyen

Echant. Caract. Minéral	V 94-90.18																	
	Gr 5				Gr 6				Gr 7				Gr 8					
	Bord	centre	centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord	Bord	Centre	Centre	Bord		
SiO2	37,28	37,04	37,18	36,93	37,15	35,53	37,39	37,12	37,48	37,57	36,95	37,42	37,26	36,75	37,28	37,05		
Al2O3	20,42	20,74	20,79	20,61	21,01	20,33	20,68	20,75	21,03	20,78	20,41	20,61	20,63	20,35	20,59	20,53		
TiO2	0,18	0,17	0,13	0,12	0,12	0,19	0,11	0,13	0,18	0,13	0,15	0,13	0,20	0,08	0,13	0,17		
FeO	20,72	21,32	21,81	20,29	20,50	21,38	21,00	20,36	19,78	21,31	21,82	20,06	20,17	22,44	22,21	19,91		
MgO	0,12	0,16	0,18	0,15	0,13	0,13	0,20	0,13	0,11	0,16	0,14	0,13	0,12	0,15	0,15	0,17		
CaO	15,25	14,54	14,01	14,81	15,38	14,70	15,06	15,35	16,17	14,82	14,15	15,75	15,63	13,41	14,29	15,64		
MnO	5,70	6,16	6,06	6,33	5,97	5,89	5,62	5,69	5,53	5,65	5,91	5,96	6,03	6,82	5,93	5,93		
Cr2O3	0,02	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01		
NiO	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04		
Na2O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02		
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01		
Σ	99,71	100,16	100,23	99,38	100,29	98,18	100,08	99,60	100,37	100,50	99,53	100,11	100,05	100,01	100,62	99,48		

Formules basées sur 8 cations et 6 oxygènes																	
Si	2,99	2,97	2,97	2,97	2,96	2,92	2,99	2,98	2,97	2,99	2,98	2,99	2,98	2,96	2,98	2,98	
Al IV	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,08	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	
Al VI	1,92	1,92	1,93	1,93	1,94	1,89	1,93	1,94	1,94	1,94	1,92	1,92	1,92	1,90	1,91	1,92	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	
Fe3+	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,10	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07	0,10	0,08	0,07	
Fe 2+	1,32	1,36	1,40	1,31	1,31	1,37	1,34	1,31	1,27	1,36	1,40	1,27	1,28	1,42	1,40	1,27	
Mn	0,39	0,42	0,41	0,43	0,40	0,41	0,38	0,39	0,37	0,38	0,40	0,40	0,41	0,47	0,40	0,40	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	1,31	1,25	1,20	1,28	1,31	1,29	1,29	1,32	1,38	1,26	1,22	1,35	1,34	1,16	1,22	1,35	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Z	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Y	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
X	3,04	3,05	3,04	3,04	3,05	3,09	3,04	3,04	3,03	3,03	3,04	3,04	3,04	3,06	3,05	3,04	
% Alm	44,8	45,9	47,2	44,2	44,1	46,1	45,3	44,2	42,7	46,0	47,2	43,1	43,4	48,0	47,5	43,0	
% Sp	12,5	13,4	13,3	14,0	13,0	12,9	12,3	12,5	12,1	12,4	13,0	13,0	13,1	14,8	12,8	13,0	
% Gros	42,2	40,1	38,8	41,3	42,4	40,6	41,6	42,7	44,8	41,0	39,3	43,4	43,0	36,7	39,1	43,3	
% Pyr	0,5	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,8	0,5	0,4	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	

Tableau A2.d : Analyses et formules structurales des grenats des tholéïtes du complexe du Versoyen

Echantillon pt sonde	A 91-07										A 91-08																
	89	90	92	91	97	98	99	101	102	96	86	85	84	82	88	87	88	28	27	22	21	20	11	12	14	15	19
SiO2	44.17	42.83	42.82	43.69	43.71	42.53	42.80	42.86	55.20	55.18	56.30	55.26	56.74	55.69	48.13	46.72	47.15	46.52	43.68	55.87	55.75	56.30	55.44	56.21	55.49		
Al2O3	10.42	11.90	11.14	11.50	11.28	10.83	11.65	11.03	1.38	1.23	1.27	1.72	1.11	1.87	7.86	7.87	8.05	7.74	11.69	1.95	3.24	0.63	2.56	0.89	1.32		
TiO2	2.12	2.01	2.97	1.68	2.09	3.94	2.77	1.24	0.04	0.03	0.05	0.08	0.04	0.03	0.57	0.48	0.31	1.64	1.68	0.05	0.00	0.07	0.02	0.05	0.01		
FeO	7.94	8.88	8.56	8.34	8.76	8.44	8.68	8.78	8.32	7.66	7.36	7.18	7.44	7.47	8.54	10.10	11.01	10.13	10.02	6.64	6.79	8.23	6.94	7.79	10.21		
MgO	16.58	16.32	15.85	16.56	16.50	15.61	16.11	16.33	18.20	19.18	18.82	18.59	18.90	18.65	17.30	16.81	16.42	16.33	15.96	19.09	18.40	18.39	18.66	18.87	16.81		
CaO	11.71	11.13	11.61	11.10	11.32	11.34	11.47	10.64	12.90	12.98	12.92	10.62	12.77	12.37	11.52	11.54	11.05	11.32	10.57	11.53	11.50	12.79	12.01	13.01	12.64		
MnO	0.13	0.10	0.17	0.19	0.17	0.14	0.22	0.22	0.34	0.27	0.20	0.10	0.21	0.15	0.17	0.20	0.23	0.14	0.32	0.37	0.38	0.17	0.37	0.17	0.35		
Cr2O3	0.19	0.06	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.06		
NiO	0.08	0.06	0.00	0.00	0.09	0.02	0.11	0.04	0.03	0.05	0.12	0.05	0.05	0.00	0.06	0.11	0.02	0.00	0.03	0.09	0.07	0.07	0.11	0.01	0.06		
Na2O	2.49	2.99	2.80	2.87	2.89	2.79	2.81	2.93	0.45	0.46	0.40	1.49	0.38	0.88	2.28	2.04	2.36	2.32	3.04	1.04	1.24	0.33	1.10	0.26	0.43		
K2O	0.71	0.19	0.49	0.23	0.23	0.68	0.38	0.16	0.00	0.03	0.04	0.21	0.03	0.10	0.08	0.08	0.08	0.29	0.14	0.04	0.05	0.01	0.09	0.01	0.03		
Σ	96.54	96.47	96.42	96.26	97.00	96.43	96.94	94.22	96.89	97.08	97.48	95.30	97.69	97.21	96.51	95.95	96.68	96.45	97.14	96.68	97.44	96.99	97.33	97.27	97.41		
Σ cations = 15																											
Si	6.40	6.17	6.25	6.28	6.27	6.23	6.17	6.28	7.86	7.80	7.93	7.88	7.96	7.86	6.88	6.74	6.75	6.73	6.23	7.84	7.79	7.99	7.79	7.93	7.92		
AlIV	1.60	1.83	1.75	1.72	1.73	1.77	1.83	1.72	0.14	0.20	0.07	0.12	0.04	0.14	1.12	1.26	1.25	1.27	1.77	0.16	0.21	0.01	0.21	0.07	0.08		
AlVI	0.18	0.19	0.16	0.23	0.17	0.09	0.16	0.19	0.09	0.01	0.14	0.17	0.14	0.17	0.20	0.08	0.11	0.05	0.19	0.17	0.32	0.10	0.21	0.08	0.15		
Cr	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
Ti	0.23	0.22	0.33	0.18	0.23	0.43	0.30	0.14	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.18	0.18	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00		
Fe 3+	0.47	0.90	0.43	0.86	0.78	0.33	0.67	1.05	0.00	0.11	0.00	0.24	0.00	0.00	0.62	0.93	1.01	0.64	1.13	0.22	0.10	0.00	0.06	0.00	0.00		
Mg	3.58	3.50	3.45	3.55	3.53	3.41	3.46	3.57	3.86	4.04	3.95	3.95	3.95	3.92	3.69	3.61	3.51	3.52	3.39	3.99	3.83	3.89	3.91	3.97	3.58		
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.04		
Fe 2+	0.49	0.17	0.62	0.14	0.27	0.70	0.38	0.02	0.99	0.79	0.87	0.61	0.87	0.88	0.40	0.29	0.31	0.59	0.07	0.56	0.69	0.98	0.76	0.92	1.22		
Ca	1.82	1.72	1.81	1.71	1.74	1.78	1.77	1.67	1.97	1.97	1.95	1.62	1.92	1.87	1.76	1.78	1.70	1.76	1.61	1.73	1.72	1.95	1.81	1.97	1.93		
Na	0.18	0.28	0.19	0.29	0.26	0.22	0.23	0.33	0.03	0.03	0.05	0.38	0.08	0.13	0.24	0.22	0.30	0.24	0.39	0.27	0.28	0.05	0.19	0.03	0.07		
Na	0.52	0.55	0.61	0.51	0.54	0.57	0.56	0.50	0.09	0.09	0.06	0.03	0.02	0.11	0.40	0.35	0.35	0.41	0.45	0.02	0.06	0.04	0.11	0.04	0.05		
K	0.13	0.03	0.09	0.04	0.04	0.13	0.07	0.03	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01		
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
C	4.99	4.99	5.00	4.99	5.00	4.99	5.00	5.00	4.99	5.00	4.99	4.99	4.99	5.00	4.99	4.99	5.00	5.00	5.00	4.99	4.99	4.99	4.99	5.00	4.99		
B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
A	0.65	0.59	0.70	0.55	0.58	0.70	0.63	0.53	0.09	0.10	0.07	0.07	0.03	0.13	0.41	0.37	0.37	0.46	0.48	0.02	0.07	0.04	0.12	0.04	0.06		
Mg/Mg+Fe2+	0.88	0.95	0.85	0.96	0.93	0.83	0.90	0.99	0.80	0.84	0.82	0.87	0.82	0.82	0.90	0.93	0.92	0.86	0.98	0.88	0.85	0.80	0.84	0.81	0.75		
Fe3+/Fe3+AlVI	0.72	0.83	0.73	0.79	0.82	0.78	0.81	0.85	0.00	0.93	0.00	0.59	0.00	0.00	0.75	0.92	0.90	0.92	0.86	0.57	0.24	0.00	0.21	0.00	0.00		

Tableau A2.e: Analyses et formules structurales des amphiboles calciques des tholélites du complexe du Versoyen.

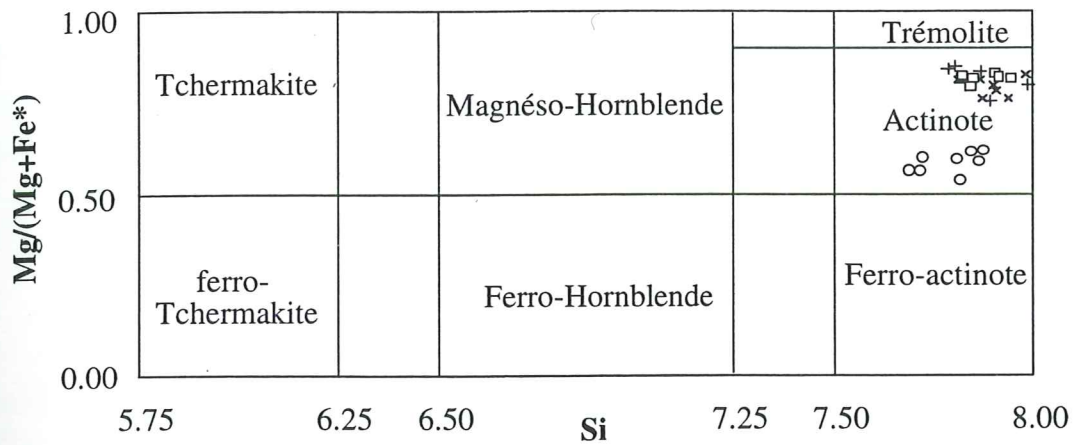
Echantillon pt sonde	A 91-09				V 93-53								
	10	11	13	23	77	78	91	108	80	85	92	93	
SiO ₂	45,73	44,96	44,41	43,52	53,35	53,55	52,99	51,76	51,63	52,25	51,81	53,06	
Al ₂ O ₃	9,23	9,10	11,45	9,33	1,74	1,64	2,11	2,93	3,04	2,98	2,56	2,21	
TiO ₂	2,12	2,07	0,81	3,00	0,00	0,04	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	
FeO	8,75	8,80	9,84	9,60	14,59	15,32	15,26	16,37	16,94	17,72	15,62	15,94	
MgO	16,16	17,00	16,13	15,33	13,91	14,00	13,81	12,76	12,70	12,01	13,44	13,35	
CaO	10,97	10,91	10,64	11,35	10,62	10,61	10,29	9,32	9,57	7,56	10,14	8,91	
MnO	0,17	0,18	0,07	0,05	0,33	0,39	0,39	0,34	0,49	0,30	0,33	0,25	
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,02	0,01	0,00	0,04	0,08	0,17	0,05	0,00	0,06	0,02	
NiO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	2,51	2,58	2,85	2,41	1,48	1,28	1,40	2,05	1,96	3,09	1,92	2,14	
K ₂ O	0,58	0,52	0,09	0,61	0,04	0,10	0,08	0,14	0,20	0,12	0,14	0,09	
Σ	96,23	96,20	96,31	95,22	96,09	96,97	96,49	95,85	96,63	96,03	96,02	96,03	
					Σ cations = 15								
Si	6,62	6,48	6,35	6,45	7,77	7,76	7,71	7,57	7,51	7,61	7,54	7,73	
AlIV	1,38	1,52	1,65	1,55	0,23	0,24	0,29	0,43	0,49	0,39	0,44	0,27	
AlVI	0,20	0,03	0,28	0,08	0,07	0,04	0,07	0,08	0,03	0,12	0,00	0,11	
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	
Ti	0,23	0,22	0,09	0,33	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Fe ₃₊	0,50	0,84	1,12	0,39	0,58	0,57	0,61	0,93	1,04	1,16	1,02	0,77	
Mg	3,49	3,65	3,44	3,39	3,02	3,02	2,99	2,78	2,75	2,61	2,92	2,90	
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,03	
Fe ₂₊	0,56	0,22	0,06	0,80	1,29	1,31	1,26	1,14	1,11	1,07	1,02	1,18	
Ca	1,70	1,69	1,63	1,80	1,66	1,65	1,60	1,46	1,49	1,18	1,58	1,39	
Na	0,30	0,31	0,37	0,20	0,34	0,35	0,39	0,54	0,51	0,82	0,42	0,60	
Na	0,41	0,41	0,42	0,50	0,08	0,01	0,00	0,04	0,04	0,05	0,12	0,00	
K	0,11	0,10	0,02	0,12	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	
T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
A	0,51	0,50	0,44	0,61	0,08	0,03	0,01	0,07	0,08	0,07	0,15	0,02	
Mg/Mg+Fe ₂₊	0,86	0,94	0,98	0,81	0,70	0,70	0,70	0,71	0,71	0,71	0,74	0,71	
Fe ₃₊ /Fe ₃₊ +AlVI	0,72	0,97	0,80	0,83	0,89	0,94	0,90	0,92	0,97	0,91	1,00	0,88	

Tableau A2.e: Analyses et formules structurales des amphiboles calciques des tholéfites du complexe du Versoyen.

Echantillon pt snode	V 94-82.11					V 94-89.5					V 93-43					V 93-49					V 94-90.18					V 94-90.19				
	69	71	71	79	82	83	84	124	138	89	90	91	92	94	105	106	58	62	68	73	79	51	52	5	6	16	17	18	19	
SiO2	51.40	56.70	54.77	55.13	56.64	56.10	57.30	55.40	54.63	54.30	54.35	55.15	50.23	54.61	53.74	54.37	56.15	56.35	56.18	55.18	55.87	56.90	57.28	53.29	53.19	52.29	53.85	54.04	53.23	
Al2O3	14.24	9.46	11.40	12.06	9.79	11.14	11.27	11.26	11.61	11.54	12.58	11.93	4.04	9.07	10.10	7.90	11.78	11.48	12.50	12.34	11.14	10.51	10.04	8.48	9.30	11.36	9.74	10.17	8.18	
TiO2	0.07	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.06	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.13	0.13	0.07	0.15	0.02	0.02	0.15	0.22	0.02	0.03	0.07	0.00	0.19	0.07	0.07	
FeO	15.30	10.91	16.33	14.87	12.41	14.48	12.22	16.19	17.94	17.37	16.78	16.40	21.03	19.29	16.70	17.47	13.70	12.24	13.51	14.61	11.65	12.57	12.95	24.55	23.03	22.02	21.39	21.43	25.46	
MgO	6.21	11.17	6.29	6.78	9.94	7.21	8.42	6.64	5.60	5.95	5.30	5.65	9.58	5.84	7.35	7.80	7.99	8.47	6.70	6.34	9.26	8.89	9.29	2.92	3.28	2.88	3.81	3.56	2.54	
CaO	1.27	0.80	1.01	0.88	0.57	0.64	0.71	0.98	1.38	1.15	1.17	0.72	10.91	2.20	2.79	3.36	1.47	0.74	0.38	0.79	1.18	1.47	1.43	0.60	0.93	1.37	0.80	0.58	0.70	
MnO	0.12	0.11	0.16	0.09	0.29	0.09	0.26	0.16	0.16	0.17	0.11	0.07	0.29	0.15	0.26	0.18	0.19	0.17	0.18	0.19	0.24	0.33	0.37	0.04	0.18	0.16	0.41	0.38	0.15	
Cr2O3	0.19	0.17	0.05	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.15	0.05	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	
NiO	0.00	0.03	0.11	0.13	0.01	0.04	0.00	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.02	0.06	
Na2O	6.07	7.17	6.62	6.77	6.83	6.82	6.90	6.62	6.78	6.37	6.58	1.56	5.96	5.82	5.44	6.54	6.69	6.98	6.75	6.70	6.31	6.61	6.60	6.49	6.35	6.62	6.61	6.47	6.47	
K2O	0.10	0.01	0.05	0.03	0.06	0.01	0.04	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.24	0.06	0.08	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.06	0.08	0.02	0.03	
Σ	94.97	96.55	96.83	96.75	96.53	96.55	97.19	97.39	98.23	96.93	97.09	96.68	97.97	97.24	96.99	96.73	97.98	96.32	96.47	96.25	96.20	97.22	98.06	96.56	96.58	96.58	96.88	96.87	96.89	
Σ cent. = 15																														
Si	7.43	7.83	7.79	7.79	7.90	7.93	7.97	7.82	7.69	7.75	7.72	7.87	7.37	7.85	7.66	7.81	7.80	7.91	7.92	7.84	7.82	7.95	7.92	7.86	7.81	7.65	7.83	7.86	7.87	
AlIV	0.57	0.17	0.21	0.21	0.10	0.07	0.03	0.18	0.31	0.25	0.28	0.13	0.63	0.15	0.34	0.19	0.20	0.09	0.08	0.16	0.18	0.05	0.08	0.14	0.19	0.35	0.17	0.14	0.13	
AlVI	1.85	1.37	1.70	1.80	1.51	1.78	1.82	1.69	1.62	1.69	1.82	1.88	0.07	1.39	1.35	1.15	1.73	1.81	2.00	1.91	1.66	1.68	1.55	1.33	1.42	1.62	1.50	1.61	1.29	
Cr	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	
Fe3+	0.41	0.71	0.33	0.27	0.44	0.15	0.06	0.29	0.54	0.32	0.32	0.06	1.03	0.42	0.58	0.53	0.22	0.07	0.00	0.11	0.30	0.03	0.30	0.68	0.61	0.54	0.51	0.38	0.69	
Mg	1.34	2.30	1.33	1.43	2.07	1.52	1.75	1.40	1.17	1.27	1.12	1.20	2.10	1.25	1.56	1.67	1.65	1.77	1.41	1.34	1.93	1.85	1.91	0.64	0.72	0.63	0.83	0.77	0.56	
Mn	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	
Fe2+	1.36	0.59	1.61	1.49	0.94	1.53	1.33	1.59	1.64	1.70	1.72	1.84	1.76	1.91	1.46	1.61	1.36	1.31	1.56	1.61	1.06	1.37	1.19	2.33	2.22	2.19	2.09	2.18	2.44	
Fe2+	0.08	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03	0.03	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.02	0.00	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	
Ca	0.20	0.12	0.15	0.13	0.09	0.10	0.11	0.15	0.21	0.18	0.18	0.11	1.72	0.34	0.43	0.52	0.22	0.11	0.06	0.12	0.18	0.22	0.21	0.09	0.15	0.22	0.12	0.09	0.11	
Na	1.70	1.88	1.82	1.85	1.85	1.87	1.86	1.81	1.79	1.76	1.82	1.82	0.28	1.66	1.57	1.48	1.76	1.82	1.91	1.86	1.82	1.71	1.77	1.89	1.85	1.78	1.87	1.86	1.85	
Na	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.16	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
K	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
B	1.98	2.00	1.98	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
A	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00	0.05	0.01	0.21	0.01	0.05	0.04	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	
Mg/Mg+Fe2+	0.48	0.79	0.45	0.49	0.67	0.49	0.56	0.46	0.42	0.42	0.40	0.39	0.54	0.40	0.52	0.51	0.55	0.56	0.47	0.45	0.65	0.56	0.61	0.21	0.24	0.22	0.28	0.26	0.19	
Fe3+/Fe3+AlVI	0.18	0.34	0.16	0.13	0.23	0.08	0.03	0.14	0.25	0.16	0.15	0.03	0.94	0.23	0.30	0.32	0.11	0.04	0.00	0.05	0.15	0.02	0.16	0.34	0.30	0.25	0.25	0.19	0.35	

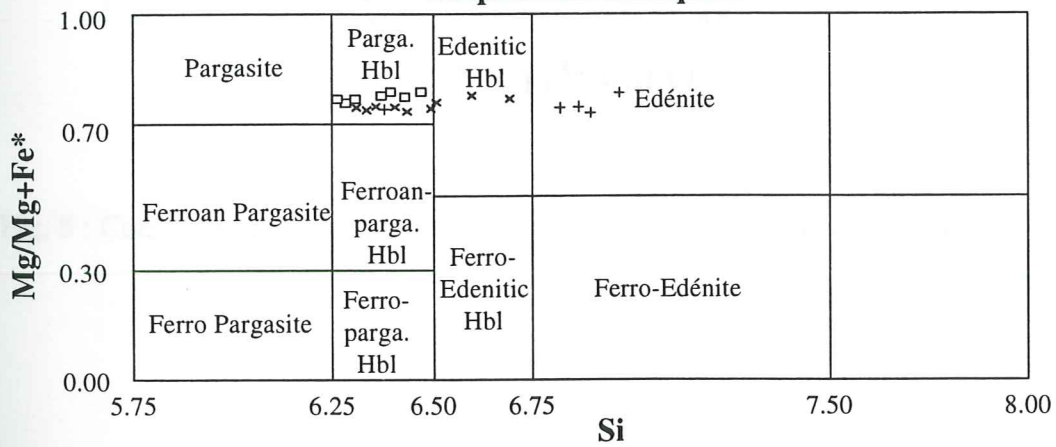
Tableau A2.f : Analyses et formules structurales des amphiboles sodiques des tholéïtes du complexe du Versoyen.

Amphiboles calciques



- V 93-53
- A 91-07
- + A 91-08
- * A 91-09

Amphiboles calciques



- A 91-07
- + A 91-08
- * A 91-09

Fig. 4 : Diagramme de composition des amphiboles des tholéïtes du complexe du Versoyen, d'après la classification de Leake (1978).

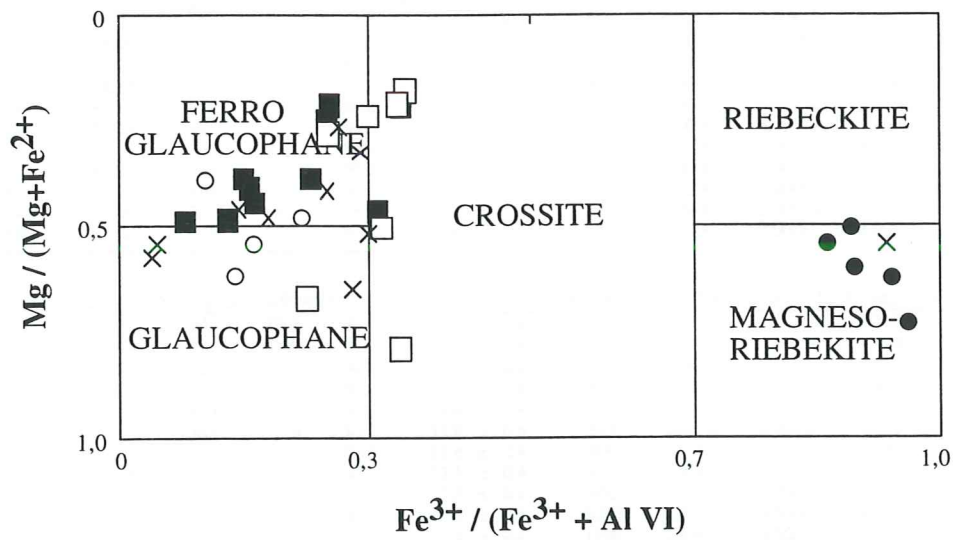


Fig. 5 : Composition des amphiboles sodiques d'après la classification de Leake (1978).

ANNEXE 3 : Datations Ar/Ar

Résultats du dégazage par palier de températures.

T (°C)	Ca/K	36/39	(40/39)	40* e14	% rad	Age ± 2 σ	T (°C)	Ca/K	36/39	(40/39)	40* e14	% rad	Age ± 2 σ
			rad	(moles)						rad	(moles)		
Échantillon V93-02c, m = 7.47 mg, J = 0.004821 ± 0.5 %							Échantillon V94-77a, m = 23.04 mg, J = 0.00491 ± 0.5 %						
700	0.1429	0.07111	3.608	31.0	14.7	31.1 ± 8.2	700	0.0605	0.00820	3.566	1.2	59.6	31.3 ± 0.5
800	0.0061	0.00006	3.475	14.6	99.5	30.0 ± 1.8	750	0.0073	0.00097	3.946	0.6	93.2	34.6 ± 0.4
850	0.0000	0.00001	3.883	23.3	99.9	33.5 ± 1.6	800	0.0000	0.00086	4.190	1.1	94.3	36.7 ± 0.4
900	0.0000	0.00018	3.913	59.0	98.6	33.7 ± 0.6	825	0.0000	0.00103	4.364	1.1	93.5	38.2 ± 0.5
950	0.0000	0.00019	3.956	89.2	98.6	34.1 ± 0.4	850	0.0000	0.00114	4.635	1.2	93.2	40.6 ± 0.5
975	0.0000	0.00003	3.983	40.7	99.8	34.3 ± 0.8	875	0.0000	0.00124	4.809	0.9	92.9	42.1 ± 0.5
1000	0.0000	0.00017	3.972	30.2	98.7	34.2 ± 1.0	900	0.0000	0.00126	4.833	1.0	92.9	42.3 ± 0.5
1050	0.0000	0.00051	3.808	25.8	96.2	32.8 ± 1.0	925	0.0000	0.00110	4.705	0.9	93.5	41.2 ± 0.5
1100	0.0000	0.00144	3.849	18.5	90.0	33.2 ± 1.0	950	0.0000	0.00093	4.548	0.8	94.3	39.8 ± 0.5
1200	0.0094	0.00194	3.776	14.3	86.8	32.5 ± 1.4	1000	0.0000	0.00068	4.173	0.7	95.4	36.6 ± 0.4
1351	0.0000	0.00266	3.903	13.3	83.2	33.6 ± 1.2	1100	0.0000	0.00062	4.095	0.5	95.7	35.9 ± 0.4
1601	0.0000	0.01574	3.817	9.9	45.1	32.9 ± 2.6							
Échantillon V94-58a, m = 23.20 mg, J = 0.00489 ± 0.5 %							Échantillon V94-133, m = 12.60 mg, J = 0.004898 ± 0.5 %						
700	0.3952	0.01627	2.642	107.8	35.5	23.2 ± 0.8	700	0.1144	0.00569	3.513	35.9	67.7	30.8 ± 0.2
750	0.2662	0.00258	3.203	41.6	81.0	28.0 ± 0.4	750	0.0776	0.00130	3.910	15.0	91.1	34.2 ± 0.2
800	0.1014	0.00131	3.628	85.2	90.4	31.7 ± 0.4	800	0.0428	0.00096	4.252	17.2	93.8	37.2 ± 0.2
825	0.0415	0.00124	3.753	124.3	91.2	32.8 ± 0.4	825	0.0278	0.00112	4.405	23.6	93.1	38.5 ± 0.2
850	0.0133	0.00118	3.823	281.2	91.7	33.4 ± 0.4	850	0.0220	0.00119	4.697	56.52	93.1	41.0 ± 0.3
875	0.0083	0.00095	3.845	431.4	93.2	33.6 ± 0.4	875	0.0255	0.00130	4.879	54.4	92.7	42.6 ± 0.3
900	0.0087	0.00085	3.839	333.6	93.9	33.6 ± 0.4	900	0.0152	0.00125	4.865		93.0	42.5 ± 0.2
925	0.0103	0.00078	3.832	213.6	94.3	33.5 ± 0.4	925	0.0142	0.00111	4.709		93.5	41.1 ± 0.2
950	0.0165	0.00073	3.827	123.4	94.7	33.5 ± 0.4	950	0.0172	0.00092	4.490		94.3	39.2 ± 0.2
1000	0.0249	0.00078	3.801	81.2	94.3	33.2 ± 0.4	1000	0.0208	0.00060	4.189		95.9	36.6 ± 0.2
1100	0.0281	0.00081	3.818	72.1	94.1	33.4 ± 0.4	1100	0.0362	0.00072	4.232		95.3	37.0 ± 0.2
1400	0.0492	0.00095	3.824	48.1	93.2	33.4 ± 0.4	1400	0.2933	0.00270	5.149		86.8	44.9 ± 0.5
							1100	0.0661	0.00627	4.374		70.3	38.4 ± 0.6
							1400	0.1823	0.00588	5.065		74.5	44.4 ± 1.3
Echantillon V 94-58b, m = 23.92 mg, J = 0.0049 ± 0.5 %							Echantillon V94-64, m = 10.70 mg, J = 0.004883 ± 0.5 %						
700	0.3153	0.01334	2.694	84.9	40.7	23.7 ± 0.9	700	2.1287	0.02207	4.517	23.7	41.2	39.4 ± 0.5
750	0.2338	0.00237	3.203	35.5	82.2	28.1 ± 0.4	800	0.0626	0.00434	5.102	15.1	80.0	44.4 ± 0.3
800	0.0863	0.00127	3.542	72.1	90.5	31.1 ± 0.4	850	0.0214	0.00266	5.276	26.6	87.1	45.9 ± 0.3
825	0.0419	0.00115	3.709	106.7	91.7	32.5 ± 0.4	900	0.0472	0.00240	5.521	89.0	88.7	48.0 ± 0.3
850	0.0140	0.00104	3.775	227.6	92.5	33.1 ± 0.4	925	0.0466	0.00242	5.539	87.1	88.6	48.1 ± 0.3
875	0.0086	0.00086	3.795	330.3	93.7	33.3 ± 0.4	975	0.0301	0.00197	5.531	61.3	90.5	48.1 ± 0.3
900	0.0085	0.00071	3.793	294.8	94.8	33.2 ± 0.4	1000	0.0257	0.00174	5.096	40.0	90.9	44.3 ± 0.2
925	0.0109	0.00063	3.799	192.4	95.3	33.3 ± 0.4	1025	0.0238	0.00158	5.037	27.4	91.6	43.8 ± 0.3
950	0.0183	0.00060	3.764	119.7	95.5	33.0 ± 0.4	1050	0.0401	0.00177	5.163	30.5	90.8	44.9 ± 0.3
1000	0.0246	0.00065	3.748	81.5	95.2	32.8 ± 0.4	1100	0.0314	0.00233	5.453	18.7	88.8	47.4 ± 0.3
1100	0.0320	0.00076	3.804	75.2	94.4	33.3 ± 0.4	1400	0.0269	0.00436	5.580	9.3	81.2	48.5 ± 0.5
1400	0.0729	0.00149	4.561	49.6	91.3	39.9 ± 0.5							
Échantillon V94-08, m = 15.5 mg, J = 0.004918 ± 0.5 %							Échantillon V93-27, m = 5.44 mg, J = 0.004821 ± 0.5 %						
700	0.2888	0.01901	3.080	35.2	35.5	27.1 ± 1.1	700	0.0000	0.03994	5.942	31.8	33.5	51.0 ± 1.5
750	0.2288	0.00898	3.425	20.2	56.4	30.1 ± 0.7	800	0.0000	0	3.943	8.8	100.0	34.0 ± 0.4
800	0.1526	0.00772	3.916	31.5	63.2	34.4 ± 0.7	850	0.0000	0	4.070	14.5	100.0	35.1 ± 0.7
825	0.1444	0.00664	3.850	24.8	66.3	33.8 ± 0.6	900	0.0000	0	4.042	31.1	100.0	34.8 ± 0.7
850	0.0840	0.00610	3.926	20.9	68.6	34.5 ± 0.7	950	0.0000	0.00034	3.724	34.1	97.4	32.1 ± 1.0
875	0.0772	0.00669	3.923	15.9	66.5	34.5 ± 0.7	975	0.0000	0.00106	3.871	19.6	92.5	33.4 ± 0.3
900	0.1167	0.00773	4.061	11.8	64.1	35.7 ± 0.9	1000	0.0000	0.00124	3.682	18.6	90.9	31.8 ± 0.3
925	0.0564	0.00751	4.208	10.8	65.5	36.9 ± 1.0	1050	0.0000	0.00087	3.508	25.9	93.2	30.3 ± 0.2
950	0.0443	0.00715	4.166	9.9	66.4	36.6 ± 1.0	1100	0.0000	0.00067	3.534	23.7	94.7	30.5 ± 0.2
1000	0.0386	0.00594	4.233	15.2	70.7	37.2 ± 0.7	1200	0.0000	0.00270	3.502	11.9	81.5	30.2 ± 0.3
1100	0.0661	0.00627	4.374	22.5	70.3	38.4 ± 0.6							
1400	0.1823	0.00588	5.065	5.5	74.5	44.4 ± 1.3							

ANNEXE 4 : MESURES STRUCTURALES

La localisation des principaux sites de mesure est indiquée dans le tableau A3.a.

Abréviations utilisées:

S0: plan de stratification

S1: schistosité 1

Fol: foliation (écailles de Pointe Rousse)

ECC: "extensional crenulation cleavage"

Le et Le': linéations d'étirement

AP: axe de plis

F: fente associée au double boudinage

Ab: axe de boudin

Site : Formation / Localisation	coordonnées			Localité
	X	Y	Z	
Site 1: Calcschistes du Petit Saint Bernard / Col du Petit Saint Bernard	953.35	2085.20	2210	R ^{nm} des Lances de Savoie
	952.90	2084.24	20.65	R ^{nm} de Teppier
	952.35	2083.60	2000	R ^{nm} de Bouliu
Site 2: Calcschistes du Petit Saint Bernard Roc de Belleface	952.05	2085.52	2500	Lac sans fond
	951.25	2085.10	2610	Roc de Belleface
	951.10	2084.60	2650	Roc de Belleface
	950.75	2085.50	2855	Pte du Lac sans fond
Site 3 & 4: Socle dans la zone du Versoyen (Structures anté-alpines) / Pte des Rousses	952	2087.20	2495	SW Pte des Rousses
Site 5: Schistes noirs du Versoyen Vallon de Beaupré	949.75	2085.85	2225	Les Petites Rousses
	950.25	2086.60	2485	Lac des Rousses
	950.35	2086.90	2595	Haut vallon de Beaupré
	949.00	2085.20	2175	Tête de Beaupré
Site 6: Schistes noirs du Versoyen Combe de Méchandeur	949.20	2086.80	2445	Pt coté 2468m
	949.15	2088.15	2845	Nord du Pt coté 2816m
	949.30	2088.60	2978	Col des Veis
	949.80	2089.25	3010	Punta dei Ghiaccia
Site 7: Flych de Tarentaise	946.85	2083.20	1470	Versoye les Granges
Site 8: Flych de Tarentaise	945.05	2085.50	2000	Crêt Bettex
Site 9: Flych de Tarentaise Les Chapieux	942.90	2085.85	1565	Torrent des Glaciers
	941.50	2086.60	1680	R ^{nm} de la Neuva
Site 10: Flych de Tarentaise Le Fornet	947.60	2089.45	2570	Les Inverniers
	946.75	2089.90	2695	SE du col de l'Ouillon
Site 11: Flych de Tarentaise et schistes noirs du Versoyen	943.45	2083.80	2475	W Aig. de Praina
	944.75	2082.45	2230	Le Grand Clapet

Tableau A3.a : Localisation des principaux sites de mesures

SITE 1:
Calcschistes du PSB

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	50	SE	35
2	S1	67	S	34
3	S1	66	S	25
4	S1	60	SE	24
5	S1	62	SE	20
6	S1	63	SE	34
7	S1	40	SE	45
8	S1	63	SE	32
9	S1	36	SE	32
10	S1	49	SE	34
11	S1	28	SE	31
12	S1	44	SE	39
13	ECC	54	SE	48
14	ECC	48	SE	45
15	ECC	46	SE	52
16	ECC	54	SE	41
17	ECC	45	SE	45
19	ECC	50	SE	50
20	ECC	41	SE	55
21	ECC	28	SE	40
22	Le	44	SW	5
23	Le	64	NE	10
24	Le	30	SW	20
25	Le	38	SW	12
26	Le	35	SW	17
27	Le	29	SW	20
28	Le'	163	S	30
29	F	40	SE	88
30	F	45	SE	85
31	F	62	SE	90
32	F	68	S	84
33	F	170	E	86
34	F	59	NW	30
35	F	68	S	85

SITE 2:
Calcschistes du PSB

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	59	SE	35
2	S1	70	S	37
3	S1	55	SE	28
4	S1	63	SE	42
5	S1	45	SE	35
6	S1	73	S	34
7	S1	51	SE	35
8	S1	86	S	29
9	ECC	46	SE	50
10	ECC	41	SE	43
11	ECC	48	SE	45
12	ECC	41	SE	45
13	Le	31	SW	21
14	Le	45	SW	16
15	Le	11	S	30
16	Le	23	SW	18
17	Le	25	SW	20
18	Le	21	SW	28
19	Le	25	SW	24
20	Le'	180	S	37
21	F	79	S	90

SITE 2:
Schistes noirs du PSB

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	59	SE	35
2	S1	70	S	37
3	S1	55	SE	28
4	S1	63	SE	42
5	S1	52	SE	30
6	S1	120	SW	28
7	S1	76	S	33
8	S1	105	S	35
9	S1	76	S	30
10	S1	98	S	29
11	S1	88	S	50
12	S1	95	S	48
13	S1	57	SE	35
14	S1	56	SE	25
15	S1	45	SE	35
16	S1	73	S	34
17	S1	51	SE	35
18	S1	86	S	29
19	S1	86	S	31
20	S1	74	S	32
21	S1	60	SE	40
22	S1	90	S	44
23	S1	80	S	48
24	S1	85	S	38
25	S1	105	S	40
26	ECC	46	SE	50
27	ECC	41	SE	43
28	ECC	48	SE	45
29	ECC	41	SE	45
30	ECC	59	SE	39
31	ECC	64	SE	50
32	ECC	20	E	60
33	ECC	60	SE	50
34	ECC	55	SE	52
35	ECC	55	SE	47
36	ECC	53	SE	46
37	ECC	63	SE	50
38	ECC	70	S	46
39	ECC	64	SE	60
40	ECC	78	S	80
41	Le	31	SW	21
42	Le	45	SW	16
43	Le	11	S	30
44	Le	23	SW	18
45	Le	25	SW	20
46	Le	21	SW	28
47	Le	25	SW	24
48	Le	22	SW	38
49	Le	40	SW	20
50	Le'	176	S	28
51	Le'	4	S	30
52	Le'	153	SE	40
53	Le'	164	S	45
54	Le'	178	S	25
55	Le'	3	S	28
56	Le'	1	S	30
57	Le'	10	S	25
58	Le'	4	S	24
59	Le'	165	S	20
60	Le'	180	S	37
61	Le'	168	S	15
62	Le'	164	S	5
63	Le'	165	S	28
64	F	79	S	90
65	F	2	E	90
66	F	170	E	90
67	F	2	E	70
68	F	79	S	90
69	F	79	S	90
70	Ab	80	E	15
71	Ab	90	E	18
72	Ab	105	E	23
73	Ab	80	E	10
74	Ab	98	E	13

SITE 3:

Pointe Rousse

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	54	SE	12
2	S1	47	SE	15
3	S1	27	SE	35
4	S1	50	SE	15
5	S1	42	SE	24
6	S1	13	E	41
7	S1	17	E	43
8	S1	30	SE	25
9	S1	44	SE	30
10	S1	33	SE	35
11	S1	24	SE	20
12	S1	61	SE	23
13	S1	24	SE	40
14	S1	34	SE	26
15	ECC	15	E	48
16	ECC	49	SE	36
17	ECC	15	E	30
18	ECC	25	SE	54
19	ECC	37	SE	37
20	ECC	15	E	54
21	ECC	8	E	63
22	ECC	21	SE	37
23	ECC	20	E	63
24	ECC	32	SE	62
25	ECC	42	SE	38
26	ECC	26	SE	60
27	ECC	31	SE	43
28	ECC	35	SE	40
29	ECC	18	E	65
30	ECC	5	E	72
31	Le'	136	SE	32
32	Le'	158	S	18
33	Le'	176	S	5
34	Le'	169	S	23
35	Le'	169	S	13
36	Le'	172	S	10
37	Le'	90	E	24
38	Le'	104	E	28
39	Le'	149	SE	30
40	Le'	146	SE	49
41	Le'	131	SE	30
42	Le'	159	S	20
43	Le'	142	SE	19

SITE 4:

Socle Pointe Rousse- Structures anté-alpines

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
44	Le'	123	SE	24
45	Le'	112	SE	17
46	Le'	125	SE	12
47	Le'	143	SE	10
48	Le'	146	SE	29
49	Le'	148	SE	10
50	Le'	152	SE	5
51	F	130	SW	80
52	F	140	SW	65
53	F	13	W	74
54	F	8	W	70
55	F	137	SW	90
56	F	38	NW	70
57	F	153	SW	39
58	F	40	SE	80
59	F	150	NE	85
60	F	145	SW	87
61	F	143	SW	90
62	F	70	S	86
63	F	75	S	87
64	F	80	S	90
65	F	176	E	90
66	F	142	SW	55
67	F	135	SW	57
68	AP1	18	N	20
69	AP1	15	N	13
70	AP2	170	S	24
71	AP2	160	S	15
72	AP2	172	S	12
73	AP2	165	S	28

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S0	17	E	43
2	S0	78	S	25
3	S0	36	SE	40
4	S0	31	SE	42
5	S0	15	E	52
6	S0	172	E	65
7	S0	15	E	70
8	S0	80	S	90
9	S0	22	SE	90
10	S0	34	SE	90
11	S0	59	NW	25
12	S0	120	SW	30
13	S0	0	E	56
14	S0	110	S	25
15	S1	27	NW	32
16	S1	32	NW	31
17	ECC	108	N	40
18	ECC	112	NE	38
19	ECC	42	SE	38
20	Le'	16	S	13
21	Le'	172	S	10
22	Le'	142	SE	5
23	Le'	156	SE	25
24	Le'	140	SE	5
25	Fol	36	SE	40
26	Fol	13	E	60
27	Fol	176	E	80
28	Fol	66	S	52
29	Fol	155	NE	16
30	Fol	139	NE	36
31	Fol	0	E	55
32	Fol	0	E	58
33	Fol	154	NE	80
34	Fol	0	E	66
35	Fol	19	E	56
36	Fol	125	SW	24
37	Fol	6	E	60
38	Fol	3	E	64
39	Fol	122	SW	40
40	Fol	19	E	56
41	Fol	161	E	85
42	Fol	171	E	66
43	Fol	10	E	85
44	Fol	178	W	40
45	Fol	90	S	57
46	Fol	40	SE	67
47	Fol	170	E	39
48	Fol	30	SE	50
49	Fol	170	E	25
50	Fol	170	E	46
51	Fol	24	SE	40
52	Fol	104	S	29
53	Fol	168	E	29
54	Fol	20	E	32
55	Fol	145	SW	50
56	Fol	75	S	30
57	Fol	30	SE	25
58	Fol	160	E	35
59	F	130	SW	80
60	F	140	SW	65
61	F	172	E	90
62	F	153	SW	39
63	F	32	SE	41
64	F	22	SE	26
65	F	22	SE	68
66	F	137	SW	90
67	F	38	NW	70
68	F	172	W	50
69	F	48	NW	53
70	F	140	SW	75
71	F	162	W	90
72	F	8	E	90
73	F	70	S	90
74	F	140	SW	60
75	F	130	SW	65
76	F	134	SW	70
77	F	150	NE	90
78	F	147	SW	87
79	F	143	NE	78
80	F	70	N	79
81	F	72	N	87
82	F	78	N	90
83	AP1	0	N	30
84	AP2	160	S	15
85	AP2	172	S	17
86	AP2	165	S	19

SITE 4:

Socle Pointe Rousse
Structures alpines

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S0	56	SE	25
2	S0	124	NE	10
3	S0	3	E	90
4	S0	172	E	90
5	S0	165	E	90
6	S0	89	S	39
7	S0	143	SW	22
8	S1	61	SE	23
9	S1	24	SE	20
78				
10	ECC	35	SE	40
11	ECC	31	SE	43
12	Fol	78	S	25
13	Fol	38	SE	35
14	Fol	136	NE	20
15	Fol	160	W	70
16	Fol	165	W	70
17	Fol	108	S	45
18	Fol	98	S	30
19	Le'	112	SE	17
20	Le'	180	S	28
21	Le'	160	S	25
22	F	80	S	90
23	F	176	E	90
24	F	165	E	90
25	F	130	SW	90

SITE 5:

Vallon de Beaupré

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S0	10	E	60
2	S0	36	SE	90
3	S0	49	NW	55
4	S0	88	S	40
5	S0	110	S	27
6	S0	125	SW	20
7	S1	39	SE	35
8	S1	99	S	20
9	S1	38	SE	50
10	S1	132	NE	20
11	S1	34	SE	46
12	S1	21	SE	45
13	S1	28	SE	38
14	S1	178	E	80
15	S1	165	E	38
16	S1	21	SE	20
17	S1	19	E	45
18	S1	56	SE	26
19	S1	29	SE	15
20	S1	25	SE	50
21	S1	4	E	47
22	S1	23	SE	29
23	S1	5	E	31
24	S1	164	E	35
25	S1	2	E	23
26	S1	175	E	85
27	S1	166	E	21
28	S1	59	SE	16
29	S1	22	SE	38
30	S1	32	SE	26
31	S1	19	E	35
32	S1	4	W	27
33	ECC	30	SE	55
34	ECC	24	SE	30
35	ECC	19	E	36
36	ECC	8	E	55
37	ECC	16	E	70
38	ECC	14	E	60
39	ECC	42	SE	56
40	ECC	63	SE	34
41	ECC	39	SE	62
42	ECC	176	E	53
43	ECC	42	SE	62
44	ECC	14	E	55
45	ECC	51	SE	62
46	ECC	11	E	52
47	ECC	5	E	53
48	ECC	30	SE	69
49	ECC	23	SE	34
50	ECC	164	E	45
51	ECC	20	E	72
52	ECC	19	W	53
53	ECC	15	W	30
54	Le	48	SW	10
55	Le'	132	SE	31
56	Le'	172	S	18
57	Le'	118	SE	23
58	Le'	128	SE	24
59	Le'	118	SE	5
60	Le'	105	E	10
61	Le'	170	S	15
62	Le'	116	SE	20
63	Le'	80	E	25
64	Le'	171	S	23
65	Le'	169	S	12
66	Le'	160	S	10
67	Le'	168	S	13
68	Le'	152	SE	15
69	Le'	155	SE	28
70	Le'	152	SE	23
71	Le'	111	SE	39
72	Le'	95	E	80
73	F	103	S	90
74	F	104	S	90
75	F	20	E	90
76	F	30	SE	90
77	F	180	W	80
78	F	80	S	90
79	F	92	S	90
80	F	95	S	90
81	F	172	E	90
82	F	60	SE	90
83	F	74	S	90
84	F	150	SW	30
85	F	165	E	90
86	F	2	W	60
87	F	4	E	90
88	F	91	S	90
89	F	88	S	90
90	A	80	E	13
91	A	80	E	23

SITE 6:

Combe de Méchandeur

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	176	E	38
2	S1	144	NE	23
3	S1	39	SE	40
4	S1	19	E	40
5	S1	28	SE	35
6	S1	42	SE	30
7	S1	32	SE	27
8	S1	32	SE	38
9	S1	17	E	15
10	S1	28	SE	30
11	S1	22	SE	38
12	S1	175	E	8
13	S1	26	SE	22
14	S1	24	SE	28
15	ECC	4	E	50
16	ECC	22	SE	51
17	ECC	8	E	61
18	ECC	18	E	49
19	ECC	22	SE	55
20	ECC	36	SE	42
21	ECC	21	SE	60
22	ECC	32	SE	48
23	ECC	63	SE	27
24	ECC	24	SE	36
25	ECC	58	SE	59
26	ECC	32	SE	40
27	Le'	25	NE	22
28	Le'	140	SE	25
29	Le'	152	SE	23
30	Le'	147	SE	18
31	Le'	174	S	24
32	Le'	144	SE	10
33	Le'	110	E	15
34	Le'	155	SE	13
35	Le'	150	SE	35
36	Le'	130	SE	20
37	Le'	124	SE	27
38	Le'	141	SE	18
39	Le'	103	E	10
40	Le'	136	SE	15
41	Le'	123	SE	5

SITE 7:

Flysch de Tarentaise

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
42	F	44	SE	90
43	F	175	E	80
44	F	179	E	83
45	F	170	W	90
46	F	8	E	90
47	F	0	E	90
48	F	169	W	85
49	F	103	S	90
50	F	107	S	90
51	F	126	SW	75
52	F	104	S	90
53	F	170	E	90
54	F	110	S	90
55	F	58	SE	55
56	F	20	E	90
57	F	70	S	90
58	F	98	S	90
59	A	178	S	24
60	A	80	E	12
61	A	80	E	12
62	A	87	E	8
63	A	174	S	14
64	A	176	S	13
65	A	28	NE	13
66	A	60	NE	13

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	81	S	13
2	S1	51	SE	21
3	S1	80	S	30
4	S1	80	S	42
5	S1	79	S	30
6	S1	41	SE	46
7	S1	55	SE	34
8	S1	49	SE	28
9	S1	22	SE	36
10	S1	15	E	30
11	S1	22	SE	23
12	S1	38	SE	27
13	S1	20	E	30
14	S1	29	SE	27
15	S1	22	SE	40
16	S1	24	SE	44
17	S1	4	E	44
18	S1	165	E	21
19	S1	40	SE	35
20	S1	25	SE	34
21	ECC	55	SE	42
22	ECC	45	SE	56
23	ECC	38	SE	36
24	ECC	45	SE	42
25	ECC	28	SE	38
26	ECC	42	SE	41
27	ECC	25	SE	49
28	ECC	24	SE	54
29	ECC	12	E	59
30	ECC	18	E	39
31	ECC	41	SE	49
32	ECC	28	SE	47
33	Le'	8	S	10
34	Le'	4	S	15
35	Le'	18	S	5
36				
37	Le'	158	S	39
38	Le'	157	S	28
39	Le'	171	S	10
40	Le'	164	S	10
41	Le'	155	SE	13
42	Le'	162	S	20
43	Le'	166	S	18

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
44	Le'	178	S	13
45	Le'	179	S	17
46	Le'	159	S	20
47	Le'	164	S	10
48	Le'	132	SE	8
49	Le'	150	SE	13
50	F	86	S	90
51	F	104	S	90
52				
53	A	20	N	19
54	A	75	E	12

SITE 8:

FdT Crêt Bettex

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	19	E	35
2	S1	40	SE	35
3	S1	25	SE	34
4	S1	43	SE	28
5	S1	76	S	30
6	S1	88	S	32
7	S1	106	S	23
8	S1	95	S	28
9	S1	76	S	28
10	S1	40	NW	85
11	S1	29	SE	90
12	S1	54	SE	44
13	ECC	41	SE	49
14	ECC	28	SE	47
15	ECC	22	SE	60
16	ECC	26	SE	56
17	ECC	51	SE	36
18	ECC	53	SE	53
19	ECC	49	SE	46
20	ECC	50	SE	70
21	Le	18	S	5
22	Le	21	SW	18
23	Le	31	SW	22
24	Le	50	SW	23
25	F	96	S	90
26	F	170	E	90
27	F	160	E	90
28	F	154	NE	90
29	F	130	NE	65
30	A	61	NE	12
31	A	44	SW	20
32	A	38	SW	23
33	A	32	SW	21
34	API	30	SW	22

SITE 9:

Schistes houilliés
Les Chapieux

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	47	SE	62
2	S1	38	SE	29
3	S1	28	SE	26
6	S1	30	SE	40
4	ECC	26	SE	65
5	ECC	53	SE	58
7	ECC	10	E	39
8	Le'	150	SE	28

SITE 10:

FdT- Les Inverniers

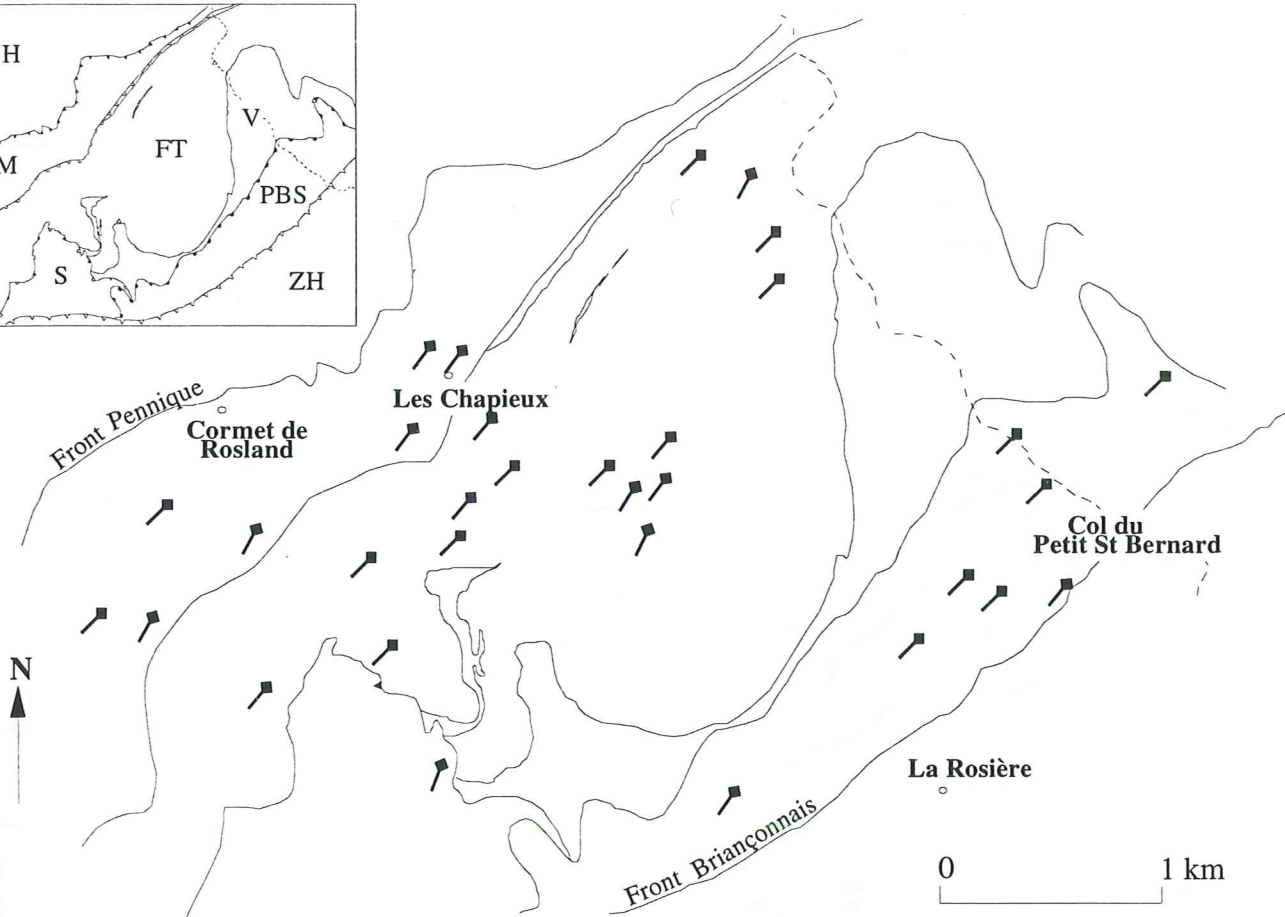
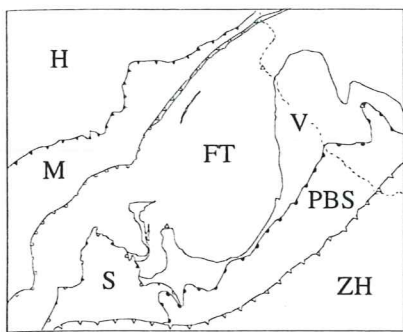
n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	24	SE	47
2	S1	38	SE	38
3	S1	42	SE	49
4	S1	39	SE	49
5	S1	51	SE	40
6	S1	40	SE	38
7	S1	32	SE	38
8	S1	38	SE	38
9	ECC	57	SE	50
10	ECC	40	SE	53
11	Le	28	NE	2
12	Le	32	SW	6
13	Le	32	SW	10
14	Le	34	SW	11
15	Le	22	SW	20
16	Le	16	S	15

SITE 11:

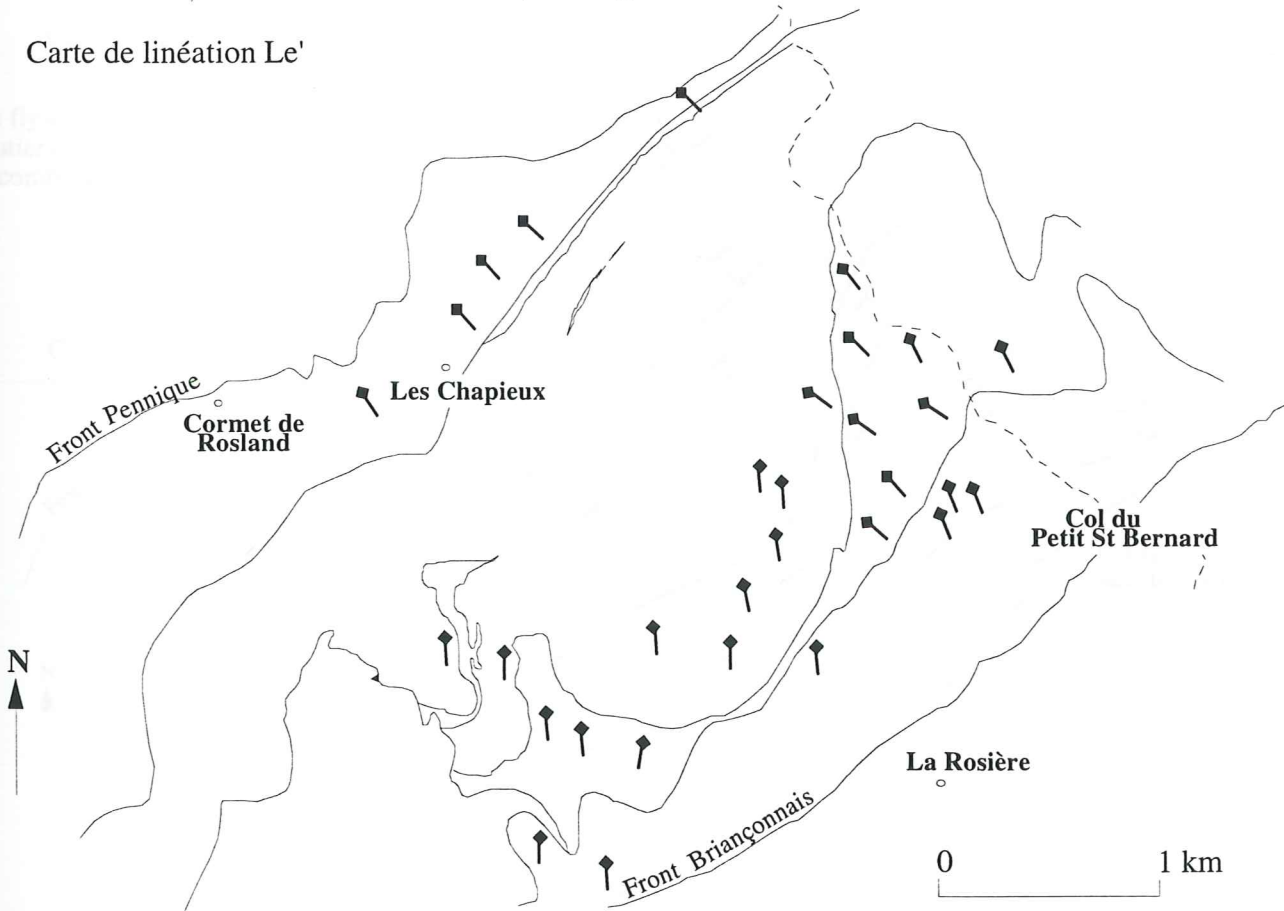
Versoyen- Aig. de Praina

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
1	S1	70	S	30
2	S1	86	S	32
3	S1	16	E	40
4	S1	88	S	25
5	S1	64	SE	24
6	S1	144	SW	34
7	S1	25	SE	24
8	S1	27	SE	43
9	S1	130	SW	30
10	S1	41	SE	30
11	S1	27	SE	26
12	S1	85	S	28
13	S1	46	SE	23
14	S1	25	SE	36
15	S1	42	SE	35
16	S1	49	SE	30
17	S1	64	SE	32
18	ECC	46	SE	48
19	ECC	4	E	36
20	ECC	28	SE	61
21	ECC	15	E	60
22	ECC	28	NW	20
23	ECC	46	SE	40
24	ECC	56	SE	36
25	ECC	92	S	50
26	ECC	54	SE	40
27	ECC	26	SE	50
28	ECC	38	SE	47
29	ECC	60	SE	47
30	ECC	38	SE	40
31	ECC	22	SE	80
32	Le	28	SW	18
33	Le'	174	S	35
34	Le'	175	S	26
35	Le'	172	S	12
36	Le'	3	S	15
37	Le'	1	S	15
38	Le'	2	S	21
39	Le'	4	S	17
40	Le'	180	S	30
41	Le'	178	S	28

n°	Type	Azimu	Dir	Pend
42	F	94	S	85
43	F	79	S	72
44	F	58	SE	80
45	F	84	S	85
46	F	81	S	90
47	F	94	S	90
48	F	104	S	90
49	F	108	S	90
50	F	96	S	85
51	F	50	SE	90
52	F	58	NW	80
53	A	82	E	8

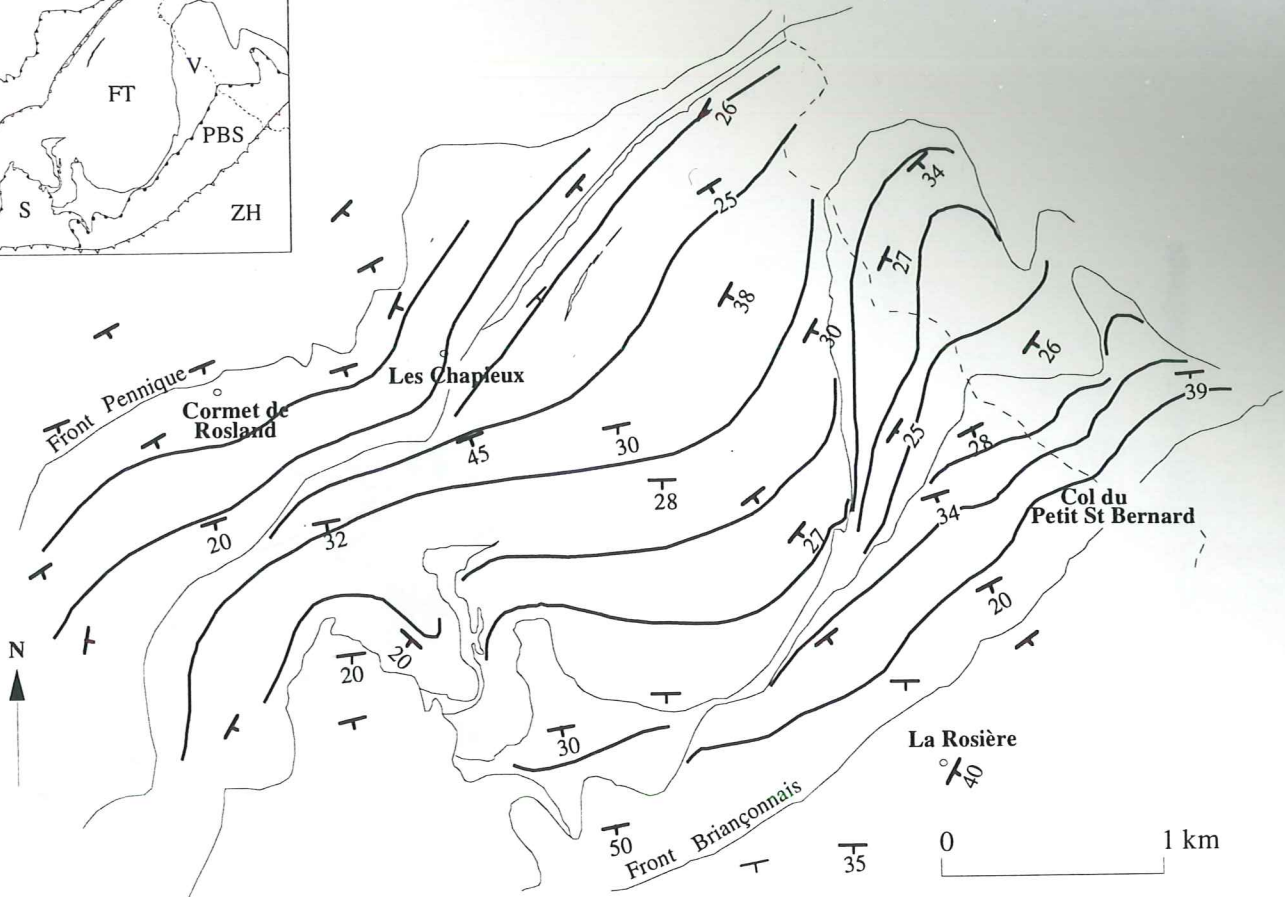
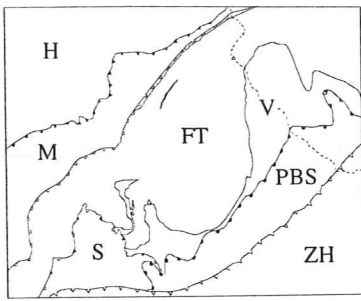


Carte de linéation *Le'*



Carte de linéation *Le*

Fig. 6 : Cartes des linéations d'étirement *Le* et *Le'*, modifiée d'après Lancelot 1979).



Carte de la schistosité (S1).

FT : flysch de tarentaise, H : domaine helvétique, M : unité de Moutiers, PBS : unité du Petit Saint Bernard, S : unité de Salin, V : complexe du versoyen, ZH : zone houillère.

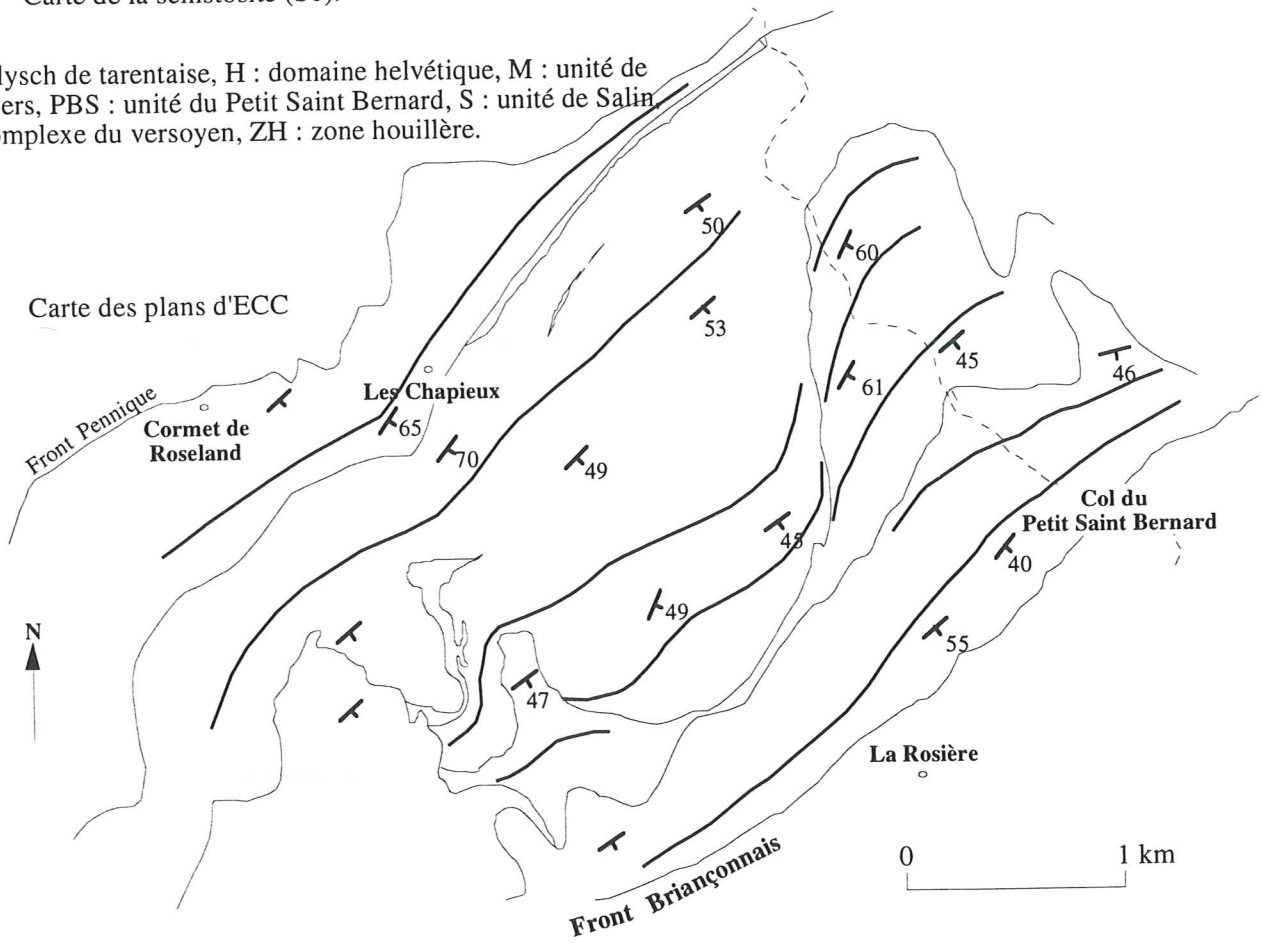


Fig. 7 : Carte de répartition de la schistosité S1 et des plans d'ECC

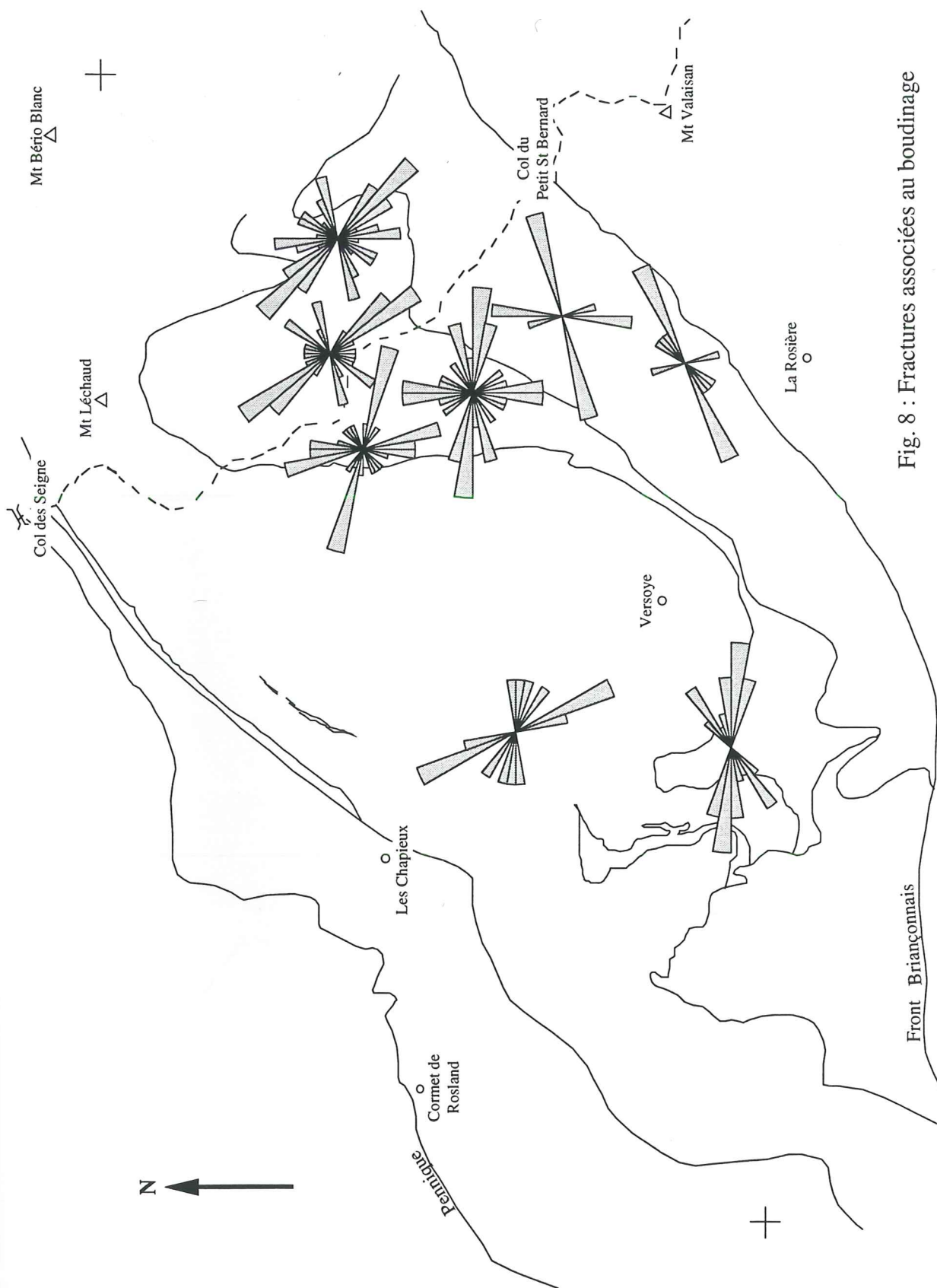


Fig. 8 : Fractures associées au bouddage