

Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contrastées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes)

Yann Rolland^{a*}, Jean-Marc Lardeaux^b, Stéphane Guillot^b, Christian Nicollet^c

^a Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines, CNRS, UMR 5025, université Joseph Fourier, maison des géosciences, B.P. 43, 38041 Grenoble, France

^b Laboratoire de dynamique de la lithosphère, CNRS, UMR 5570, UCB-ENS Lyon, 27 bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne, France

^c Département de géologie, CNRS, UMR 6524, université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

Reçu le 5 juin 1999 ; accepté le 21 janvier 2000

Abstract – Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradiso massif (French-Italian Alps). The Piemontese zone, at the western border of the Gran Paradiso massif (western Alps) consists of the oceanic *schistes lustrés* units and the continental Grand Paradiso (GP) unit. In complement to previous work, tectono-metamorphic investigations allow us to establish pressure gaps between the three studied units with: the upper *schistes lustrés* (LS) unit, metamorphosed under blueschist facies conditions (9.5 ± 2 kbar, 340 ± 30 °C). The lower *schistes lustrés* (LI) unit, metamorphosed under low temperature eclogite facies conditions (12.5 ± 3 kbar, 480 ± 50 °C). The Gran Paradiso (GP) unit, metamorphosed under higher pressure and temperature eclogite facies conditions (12 to 20 kbar, 500 ± 50 °C). The whole metamorphic pile recorded a decompression under amphibolite facies conditions for the LI unit and in the greenschist facies conditions for the LS unit and GP unit, i.e. with a slight and late temperature increase. Fluid inclusion studies on quartz in late cracks and shear planes (C') show that the three units were juxtaposed and deformed together under metamorphic conditions of 4 ± 1 kbar, and 400 ± 50 °C. A finite strain field study reveals regional scale extensional tectonics beginning under greenschist facies conditions and ending under brittle conditions. Ductile greenschist deformation corresponds to dome and basin trajectories of the foliation surface. A partition is observed between domains where a pure shear regime prevails in the core of the domes and domains where a simple shear regime prevails, towards the WNW, at the rim of the domes, at the contact between units. Brittle deformation corresponds to a continuum of the ductile deformation. Meanwhile, metamorphic contrasts suggested by pressure estimates cannot be ruled by the relative extension-related dis-

placements. This extension corresponds to the accommodation of the vertical indentation of the high pressure units by the stacking of deep crustal slices, in front of the rigid Apulian mantle back-stop, during continuous convergence. © 2000 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

French-Italian Alps / HP metamorphism / exhumation / syn-convergence extension / vertical pinching

Résumé – À la bordure occidentale du massif du Grand Paradis (Alpes occidentales), la zone Piémontaise est constituée des unités océaniques des schistes lustrés et de l'unité continentale du Grand Paradis. Une étude métamorphique nous permet de préciser et de discuter des discontinuités de pression et des conditions de rétro-morphose de trois unités piémontaises déjà distinguées antérieurement. L'unité supérieure des schistes lustrés (LS) métamorphisée dans le faciès des schistes bleus (9.5 ± 2 kbar, 340 ± 30 °C). L'unité inférieure des schistes lustrés (LI) métamorphisée dans le faciès des éclogites (12.5 ± 3 kbar, 480 ± 50 °C). L'unité continentale du Grand Paradis (GP) métamorphisée dans le faciès des éclogites de plus haute pression (12 à 20 kbar, 500 ± 50 °C). L'ensemble des unités enregistre une décompression dans les conditions du faciès amphibolite à épidote, et donc avec une légère augmentation tardive de température, pour les unités LI et GP, et dans celles des schistes verts pour l'unité LS. L'étude des inclusions fluides dans les fentes de tension et dans les plans de cisaillement, en parallèle à l'étude des paragenèses rétro-morphiques permet de montrer que c'est tardivement (4 ± 1 kbar, 400 ± 50 °C) que l'histoire tectonométamorphique devient commune à l'ensemble des unités. L'étude du champ de la déformation finie met en évidence une tectonique en extension qui débute en conditions ductiles dans le faciès amphibolite à épidote pour LI, et schiste vert pour LS, et se poursuit en conditions fragiles. La déformation ductile se traduit par des trajectoires en dômes et bassins de la foliation, avec une partition entre des

* Correspondence and reprints: yrolland@ujf-grenoble.fr

domaines en aplatissement au cœur des dômes et des domaines en cisaillement simple en bordure des dômes, au contact entre les différentes unités. La déformation fragile correspond au continuum plus tardif de la déformation extensive ductile. Cette tectonique extensive n'est qu'en partie responsable des sautes de pression entre les trois unités étudiées. Elle correspond à l'accommodation, en surface, au poinçonnement vertical des unités de haute pression, en contexte de convergence, par l'écaillage progressif de la croûte européenne à l'avant du butoir mantellique apulien. © 2000 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Alpes franco-italiennes / métamorphisme HP / exhumation / extension syn-convergence / poinçonnement vertical

1. Introduction

Des roches océaniques et continentales métamorphisées dans le faciès des éclogites sont décrites dans l'ensemble de la zone interne des Alpes [1–4]. Leur étude pétrologique a montré que les conditions de haute-pression et basse-température (HP–BT) enregistrées au cours de leur cristallisation étaient compatibles avec un contexte de subduction [5–6]. Toutefois, les relations géométriques et les contrastes pétrologiques entre les différentes unités de HP ainsi que les modalités de leur exhumation restent énigmatiques. Dans les Alpes franco-italiennes, des interprétations différentes des relations structurales entre les différentes unités piémontaises ont été proposées selon les secteurs étudiés. De nombreux auteurs [4, 7–9] ont lié le plongement vers l'ouest des structures des unités piémontaises à un rétro-charriage vers l'est des unités des schistes lustrés (SL) sur le massif du Grand-Paradis, alors que, plus au sud des Alpes occidentales internes, le contact entre les unités piémontaises éclogitiques et les unités à faciès schistes bleus correspond à une faille normale ductile pentée vers l'Ouest [10]. D'une façon plus générale, c'est le problème de l'exhumation des roches métamorphiques de HP dans les contextes de collision continentale qui est ici posé. Afin de contribuer à cette discussion, nous avons mené une étude en bordure occidentale du massif du Grand Paradis (*figures 1A, B et C*), où différentes unités piémontaises ont été cartographiées en détail [5, 7–9, 11–13].

La zone étudiée est constituée d'unités continentales issues de la paléomarge européenne et d'unités océaniques issues du domaine océanique Piémontais [7, 11]. Les unités continentales sont les paragneiss et les orthogneiss du Grand Paradis (GP), et les unités briançonnaises internes (BI). Elles apparaissent en fenêtre sous l'ensemble des schistes lustrés (SL). Les SL sont constitués de lambeaux de croûte océanique (métagabbros et metabasites) et de manteau associés à des métasédiments marins d'âge Jurassique à Crétacé [7]. Les SL sont subdivisés en une unité inférieure contenant une forte proportion de metabasites (LI) et une unité supérieure moins riche en metabasites (LS). Cette subdivision s'appuie sur des arguments lithologiques, LI étant principalement formée de serpentinites et de metabasites avec peu de schistes

pélitiques alors que LS est principalement constitué de schistes pélitiques avec peu de metabasites [7]. Ces deux unités se distinguent également par une différence non quantifiée de métamorphisme [4]. Les contacts entre ces unités sont peu pentés vers l'ouest et jalonnés par des lithologies particulières de type serpentinite ou cagneule. Les unités continentales du GP et les unités océaniques LI ont subi un métamorphisme éclogitique. Les conditions de ce métamorphisme sont connues dans le GP (12–20 kbar, 500 ± 50 °C) [8, 14, 15] ; dans l'unité LI, les conditions (P,T) du métamorphisme sont encore à préciser, bien qu'une légère différence de pression entre ces deux ensembles ait été suggérée [4]. En revanche, l'unité océanique LS a subi un métamorphisme dans le faciès des schistes bleus [7, 11, 12]. L'objectif de ce travail est de préciser les modalités structurales et pétrologiques de la superposition et de l'exhumation de ces trois unités à partir d'une étude pétrographique et thermobarométrique, de la microthermométrie des inclusions fluides et de la caractérisation du champ de déformation finie.

2. Analyse pétrologique

Les conditions physiques du métamorphisme Alpin sont relativement bien connues dans le G.P. et ce pour différentes lithologies (orthogneiss, métagabbros, metabasites) [8, 14, 15]. Pour le métamorphisme de HP, des conditions de 12–20 kbar et de 500 ± 50 °C ont été calculées. Dans le cadre de cette étude, nous avons focalisé nos investigations sur les unités océaniques.

2.1. Description des échantillons

Dans les métapélites constituant le sommet de l'unité LI, les associations à grenat - clinozoïsite - phengite - chloritoïde - paragonite ont été systématiquement observées. La présence de zoïsite et l'absence de lawsonite a pu être vérifiée dans tous les échantillons prélevés dans cet ensemble. À la semelle, principalement serpentineuse de cet ensemble, de rares boudins éclogitiques sont préservés dans la masse des serpentinites. Deux échantillons (éch. LI1 et LI2, *figure 1B*) y ont été sélectionnés, ils sont à grenat - omphacite - clinozoïsite - rutile - glaucophane - quartz $\pm$ phengite $\pm$ paragonite $\pm$ chlorite. Des amphiboles sodiques secondaires se développent aux dépens des omphacites. Le sphène apparaît secondairement aux dépens du rutile, les amphiboles calciques et l'épidote aux dépens des amphiboles sodiques, et la chlorite et l'albite aux dépens du grenat.

Dans l'unité LS, trois échantillons (LS1, LS2, LS3) ont été prélevés dans des boudins basiques intercalés dans la masse des Schistes Lustrés. Les paragenèses de haute pression sont à lawsonite - glaucophane - omphacite - albite $\pm$ zoïsite. L'omphacite cristallise aux dépens des clinopyroxènes magmatiques et l'association lawsonite + albite aux dépens du plagioclase. La pumpellyite, la zoïsite puis l'épidote cristallisent de façon secondaire.

2.2. Chimie des minéraux

Dans les métabasites de l'unité LI, le grenat est de type almandin ($X_{alm} = 0,8$, $X_{grs} = 0,1$, $X_{py} = 0,05–0,1$). Ces proportions correspondent à des grenats d'éclogites de basse température [16, 17]. Ces grenats ont une zonation témoignant d'une histoire métamorphique polyphasée : une première zone où le Mg et le Ca diminuent au profit du Fe; une seconde zone de bordure où le Fe et le Mg diminuent alors que le Ca augmente (cf. *tableau 1*). Le grenat est en équilibre textural avec des omphacites dont le pourcentage de jadéite ($X_{jd} = 0,47$) correspond à une valeur maximale dans une roche de composition basaltique, en l'absence de feldspath. Les amphiboles sont zonées. Les compositions des cœurs sont de type glaucophane ($(K+Na)_A = 0–0,1$, $Na_{(B)} = 1,8–1,9$, $X_{Mg} = 0,5–0,6$) [16]. Ces glaucophanes passent progressivement à des amphiboles sodicalciques de type winchite et ferro-barroisite ($(K+Na)_A = 0,5$, $Na_{(B)} = 0,8–1,0$, $X_{Mg} = 0,4–0,5$). En bordure de grains et en fentes de tension, des amphiboles calciques de type ferro-édénite ($(K+Na)_A = 0,6–0,7$, $Na_{(B)} = 0,5–0,6$, $X_{Mg} = 0,3–0,4$) et magnésio-hornblende ($(K+Na)_A = 0,2$, $Na_{(B)} = 0,5$, $X_{Mg} = 0,6$) cristallisent. Dans les métapélites, le grenat est de type almandin ($X_{alm} = 0,7$, $X_{sps} = 0,2$, $X_{py} = 0,1$ et $X_{grs} = 0,05$); la phengite est modérément substituée en céladonite ($Si^{4+} = 3,3–3,5$ p.f.s.) et le chloritoïde est riche en fer ($X_{Fe} = 0,85$).

Dans les métabasites de l'unité LS, les omphacites sont pauvres en jadéite ($X_{jd} = 0,27$). Dans les anciens sites texturaux du plagioclase magmatique, les amphiboles bleues sont de type glaucophane à crossite (du cœur à la bordure) ($(K+Na)_A = 0–0,2$; $Na_{(B)} = 1,7–2,0$; $X_{Mg} = 0,5–0,7$) et de type eckermanite en pseudomorphoses des pyroxènes magmatiques ($(K+Na)_A = 0,8–0,9$; $Na_{(B)} = 1,4–1,7$; $X_{Mg} = 0,3–0,4$). La phengite est assez fortement substituée en céladonite ($Si^{4+} = 3,5–3,6$ p.f.s.), et la proportion de fer dans la pumpellyite est telle que : $X_{Fe/Fe+Al} = 0,22$.

3. Estimations thermobarométriques

3.1. Le métamorphisme de haute pression

En complément de l'analyse des associations minérales à l'équilibre à partir des données expérimentales, deux méthodes indépendantes de thermobarométrie ont été utilisées. Tout d'abord, les estimations basées sur les réactions d'échanges cationiques entre grenat et clinopyroxène [18], entre grenat et phengite [19, 20] ont été utilisées, puis le logiciel Thermocalc [21, 22, 23], parallèlement. Les incertitudes sur P et T sont données à 2 σ . Elles correspondent à la variabilité des données sonde pour les estimations basées sur les échanges cationiques, et à l'intervalle de confiance lié à la variabilité des données thermodynamiques pour une composition chimique donnée pour Thermocalc.

Dans l'unité LI, la présence de zoïsité sans lawsonite implique une température minimale de 450 à 500 °C. Une pression de 12 kbar est calculée à partir de la teneur en jadéite des omphacites [24]. Il s'agit d'une valeur minimale en l'absence d'albite ou de paragonite dans les échantillons.

Les estimations de température sur les assemblages LI1 et LI2 décrits précédemment, basées sur les échanges cationiques, donnent les résultats suivants : avec le thermomètre grenat-clinopyroxène, une température de 440 ± 50 °C pour une pression nominale de 12 kbar. Dans les métapélites, les échanges Fe–Mg entre grenat et phengite, permettent de calculer une température plus élevée, mais néanmoins compatible, de 520 ± 40 °C.

Enfin, les calculs réalisés avec le logiciel Thermocalc sur la paragenèse à l'équilibre LI1–2: grenat – clinozoïsité – glaucophane – rutile – omphacite – quartz donnent des résultats comparables, aussi bien en pression ($12,5 \pm 3$ kbar) qu'en température (530 ± 40 °C).

Dans l'unité LS, la présence conjointe de lawsonite et albite [25], couplée à la teneur en jadéite des omphacites, en présence d'albite, donne une bonne estimation des paramètres intensifs du métamorphisme (*figure 2*). La température estimée à partir des paragenèses LS1–3 est de 370 ± 60 °C pour une pression de 9 ± 1 kbar. Ces résultats sont compatibles avec l'absence de grenat dans les métabasites. La pression estimée avec le logiciel Thermocalc à partir de l'association omphacite – glaucophane – lawsonite – albite – clinozoïsité est de 9 ± 3 kbar pour une température de 340 ± 30 °C.

Cette étude thermobarométrique montre clairement que les deux unités ophiolitiques, LI et LS, ont enregistré des conditions métamorphiques contrastées, avec en particulier une différence de 3 à 4 kbar en pression (*figure 2*). Les conditions en pression de l'unité GP sont encore plus importantes (12 à 20 kbar) [8, 14, 15] que celles enregistrées par les deux unités océaniques. De tels contrastes en pression suggèrent une superposition tectonique, postérieure au métamorphisme de HP, et sont difficilement compatibles avec une tectonique en chevauchement puisque le gradient de pression est « normal ».

3.2. L'évolution rétomorphique

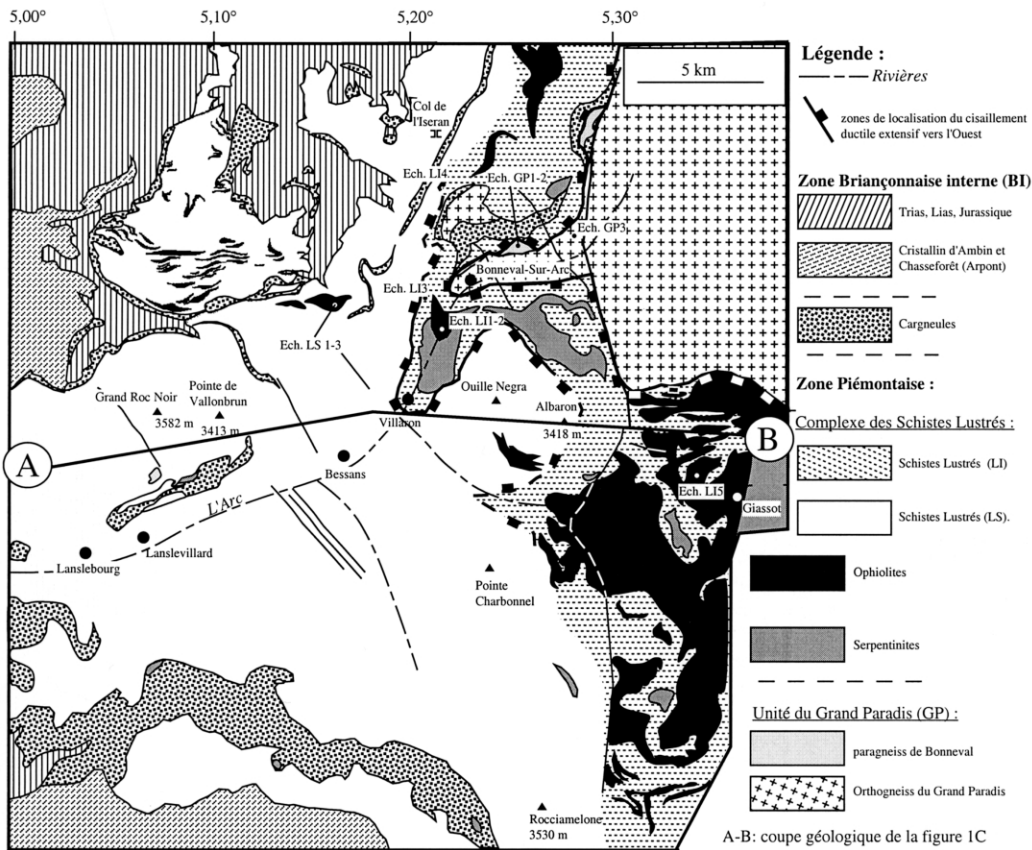
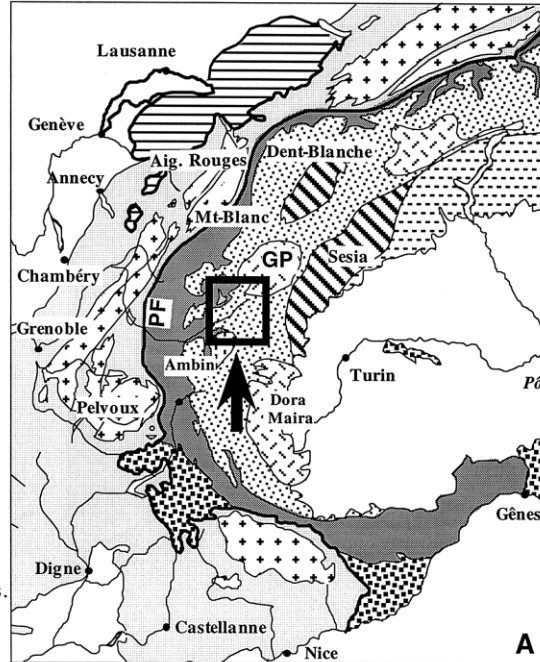
Dans l'unité LI, la glaucophane cristallise aux dépens des omphacites, avec une augmentation de l'aluminium tétraédrique du cœur vers la bordure ; cette évolution est symptomatique de la rétomorphose en contexte de haute pression (faciès des schistes bleus), avec une augmentation de température [26, 27]. Bien que, dans des niveaux de lithologie et de métamorphisme comparables, il a été montré que la présence conjointe d'amphiboles calciques et sodiques s'explique par une immiscibilité de l'amphibole en dessous de 550 °C [28], le caractère tardif des amphiboles sodicalciques et calciques est ici montré par l'analyse texturale des amphiboles de l'unité LI (éch. LI1 – LI2). L'enrichisse-

Alpes Externes :

- Nappes préalpines (préalpes Romandes et du Chablais)
- Zone Dauphinoise et Helvétique
- Massifs cristallins externes.

Alpes Internes :

- Unités de Flysch (Helminthoïdes, Antola) et subbriançonnais
- Zone Briançonnaise.
- Massifs cristallins de la zone Briançonnaise interne.
- Complexe des Schistes Lustrés.
- Massifs cristallins internes.
- Unités Austro-Alpines des Alpes Occidentales.
- Unités Sud-Alpines.



A-B: coupe géologique de la figure 1C

Figures 1A et 1B.

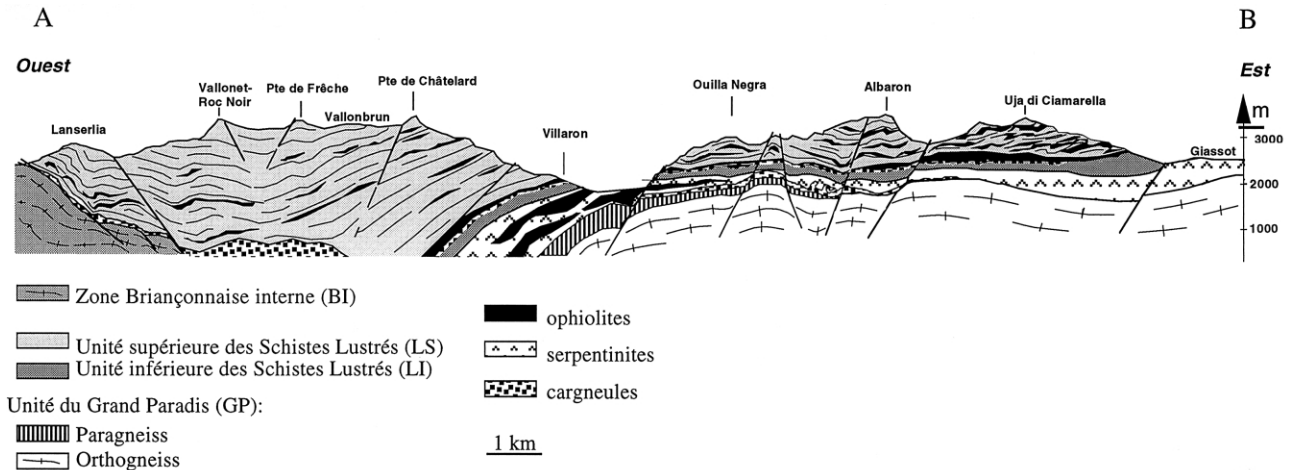


Figure 1. A. Localisation de la zone étudiée ; FP: front Pennique. B. carte géologique de la bordure occidentale du Grand Paradis, modifié d'après [7] ; AB : tracé de la coupe géologique de la figure C ; C. coupe géologique de la zone étudiée.

Figure 1. A. Location of the studied area after [7]; FP: Penninic Front. B. Geological map of the studied area; C. Geological cross-section of the studied area.

ment en Ca, Mg et Fe (édénites et magnésio-hornblendes) est systématique du cœur vers les bordures de grains et dans les fentes de tension. Les zonations du grenat, dans les metabasites, montrent que l'évolution métamorphique comprend au moins deux étapes : la première zone, au cœur, avec des compositions qui correspondent à des grenats écloogitiques [16], pourrait correspondre à de cristallisation encore en contexte de haute pression, tandis que la seconde, en bordure, contemporaine de la cristallisation des amphiboles sodicalciques et de l'épidote correspond à un rééquilibrage tardif, à plus basse pression, au cours de la rétro-morphose.

Dans les métapélites de cette unité (LI3-4) et dans certains metabasites (LI5), la phengite est plus riche en silice dans les zones faiblement affectées par la déformation tardive (par exemple : éch. LI3, Si^{4+} : 3,5 p.f.s.). En revanche, dans les zones affectées par des cisaillements tardifs, remplaçant la foliation, les phengites ont un taux de substitution en céladonite beaucoup plus faible (éch. LI3, Si^{4+} : 3,2 p.f.s.), témoignant de la décompression enregistrée par cette unité.

En conséquence, l'évolution rétro-morphique de l'unité LI correspond à la transition entre le faciès des écloogites et le faciès des amphibolites à épidote. Il s'agit d'une décompression au moins isotherme ou plus probablement avec une légère augmentation de température ($T_{\text{max}} \sim 530^\circ\text{C}$).

Dans l'unité LS, la transformation partielle de lawsonite en zoisite témoigne d'une augmentation de température par rapport à la paragenèse initiale (figure 3B). Les autres minéraux de rétro-morphose des metabasites sont la chlorite, l'actinote et l'épidote, qui témoignent de températures plus faibles de l'ordre de 100°C , lors de la rétro-morphose, que celles enregistrées par LI. Dans cette unité, l'évolution rétro-

morphique correspond à la transition entre les faciès schistes bleus et schistes verts.

3.3. Les inclusions fluides des fentes tardives

Des recrystallisations à quartz-calcite-chlorite, correspondant aux stades de rétro-morphose tardifs, sont présentes en fente de tension, dans les plans de cisaillement, ou dans le plan de schistosité dans les deux unités LI et LS. Ces fentes de tension, recoupant les structures précoces, sont associées aux stades les plus tardifs de déformation. Deux principales générations de fentes sont identifiées. Les plus précoces sont associées aux cisaillements vers l'ouest. Celles-ci sont recoupées ou déformées par les cisaillements vers l'est associés à une deuxième génération de fentes.

L'étude des IF montre que la phase fluide circulant au cours de la rétro-morphose est riche en $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}^+ \pm \text{K}^+$, compatible avec la déstabilisation des phases sodiques de plus haute pression. Les IF associées aux fentes de tension les plus précoces ont des températures de fusion de la glace (T_f) plus basses, correspondant à des teneurs plus élevées en Na^+ [29] et des températures d'homogénéisation en phase liquide (T_h) plus élevées que les IF des fentes les plus tardives (figure 3A).

Des conditions de température comparables à celles des fentes de deuxième génération ont été obtenues par [30] dans des unités plus externes de la zone Briançonnaise (figure 3a). Nos résultats et ceux de [30] indiquent que les recrystallisations de deuxième génération, associées aux cisaillements vers l'est, correspondent à des conditions de plus faibles T et P que celles associées aux cisaillements vers l'ouest.

Tableau I. Analyses des minéraux des paragenèses de haute pression dans les trois unités. Les échantillons ont été analysés sur une microsonde Cameca SX-100 à l'université B. Pascal de Clermont-Ferrand, avec un temps de comptage de 10 s par élément. Le potentiel d'accélération était de 20 kV pour un courant de 20 nA. Les standards utilisés étaient des silicates naturels.

Table I. Analyses of the high pressure metamorphic minerals from the different units. Samples were analysed on a Cameca SX-100 microprobe, at the University Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. Counting time was 10 s per element. The accelerating potential was 20 kV for a sample current of 20 nA. Natural silicates were used as standards.

	Unité LI (mé Unité LI (mé Unité LI (mé Unité LI (métabasites)									Unité LS (métabasites)							
	glau- cophane cœur	ferro- glc. bord 1	ferro- barrois. bord 2	Mg-Hbd amphi bole 2 (fente de tension)	Clino zoïsite cœur	grenat cœur	grenat bord zone1	grenat bord zone 2	ompha- cite cœur	Eckermmanite cœur	glau- cophane cœur	crossite bord	omphacite	lawso- nite	phengite	clinozo- isite	pumpel- lyite
SiO ₂	57,36	52,15	42,30	51,96	34,39	38,27	38,28	38,31	58,17	53,84	57,08	55,60	54,67	39,11	53,40	38,33	36,37
Al ₂ O ₃	8,69	7,97	13,20	4,54	30,51	21,60	21,61	21,34	10,71	3,96	7,53	3,77	6,58	30,82	24,50	26,79	24,12
Fe ₂ O ₃	4,24	3,92	5,05	2,31	12,71	—	—	—	—	—	3,33	10,30	—	—	—	—	—
FeO	9,91	16,92	20,26	13,78	0,12	32,86	35,86	34,90	6,96	15,38	8,25	12,07	15,36	0,91	3,90	7,48	9,44
MnO	—	0,17	0,05	0,28	0,39	1,13	0,61	0,46	0,30	0,33	0,21	0,34	0,26	—	0,10	—	—
MgO	9,04	6,79	5,14	12,33	0,05	2,91	2,66	2,08	6,14	6,34	12,29	8,64	4,57	0,01	4,20	—	—
CaO	0,64	2,31	7,72	9,23	19,46	4,20	3,52	4,69	9,65	10,48	2,03	1,07	11,25	16,99	0,04	23,56	19,73
Na ₂ O	7,02	5,96	3,80	2,24	0,13	0,07	0,07	0,03	8,16	7,76	6,38	6,74	9,53	0,02	0,04	—	0,10
K ₂ O	0,07	0,12	0,64	0,10	0,21	0,01	0,00	0,04	0,06	0,07	0,01	0,02	—	—	10,54	0,03	—
Cr ₂ O ₃	0,02	0,18	0,08	0,07	—	—	—	—	0,07	—	—	0,02	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,16	0,14	0,13	0,09	0,21	—	0,02	0,04	—	—	0,09	—	0,05	—	0,10	0,07	—
Total	97,15	96,63	98,37	96,93	96,90	101,05	102,63	101,89	100,09	98,16	97,20	98,57	102,30	87,86	96,82	96,46	89,98
Nb. Oxy.	23,00	23,00	23,00	23,00	13,00	24,00	24,00	24,00	6,00	23,00	23,00	23,00	6,00	10,00	11,00	13,00	14,00
Si	8,14	7,80	6,57	7,67	2,81	5,92	5,87	5,91	2,07	7,93	8,04	8,27	2,02	2,58	3,52	3,20	3,52
Al	1,45	1,41	2,42	0,79	2,94	3,94	3,91	3,88	0,45	0,69	1,25	0,66	0,29	2,39	1,91	2,64	2,75
Fe3+	0,23	0,22	0,30	0,13	0,78	—	—	—	—	—	0,18	0,58	—	—	—	—	—
Fe2+	1,18	2,12	2,63	1,70	0,01	4,72	5,11	5,01	0,21	1,89	0,97	1,50	0,48	0,05	0,22	0,52	0,76
Mn	—	0,02	0,01	0,04	0,03	0,15	0,08	0,06	0,01	0,04	0,03	0,04	0,01	—	0,01	—	—
Mg	1,91	1,51	1,19	2,71	0,01	0,67	0,61	0,48	0,33	1,39	2,58	1,92	0,25	—	0,41	—	—
Ca	0,10	0,37	1,28	1,46	1,70	0,70	0,58	0,77	0,37	1,65	0,31	0,17	0,45	1,20	—	2,11	2,05
Na	1,93	1,73	1,14	0,64	0,02	0,02	0,02	0,01	0,56	2,22	1,74	1,94	0,68	—	0,01	—	0,02
K	0,01	0,02	0,13	0,02	0,02	—	—	0,01	—	0,01	—	—	0,00	—	0,89	—	-
Cr	—	0,02	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
XFe	0,55	0,61	0,71	0,40	0,57	0,88	0,89	0,91	0,39	0,58	0,31	0,52	0,65	0,98	0,34	1,00	1,00
(Na+K)A	0,01	0,02	0,40	0,05	Czo. 68,6	Alm.75,7	Alm.80,2	Alm.79,2	Xjad.0,5	(Na + K)A = 0,84	0,00	0,00	Xjad. 0,3	—	Si:3,5	Czo. 66,9	—
(Na)B	1,93	1,74	0,88	0,61	—	py.10,6	py9,5	py.7,6	—	(Na)B = 1,39	1,74	1,94	—	—	—	—	—
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al ^{VI}	0,13	0,15	0,23	0,22	—	gro.11,2	gro.9,1	gro.12,3	—	Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al ^{VI} = 0	0,12	0,47	—	—	—	—	—
						spes.2,37	spes.1,24	spes.0,95									

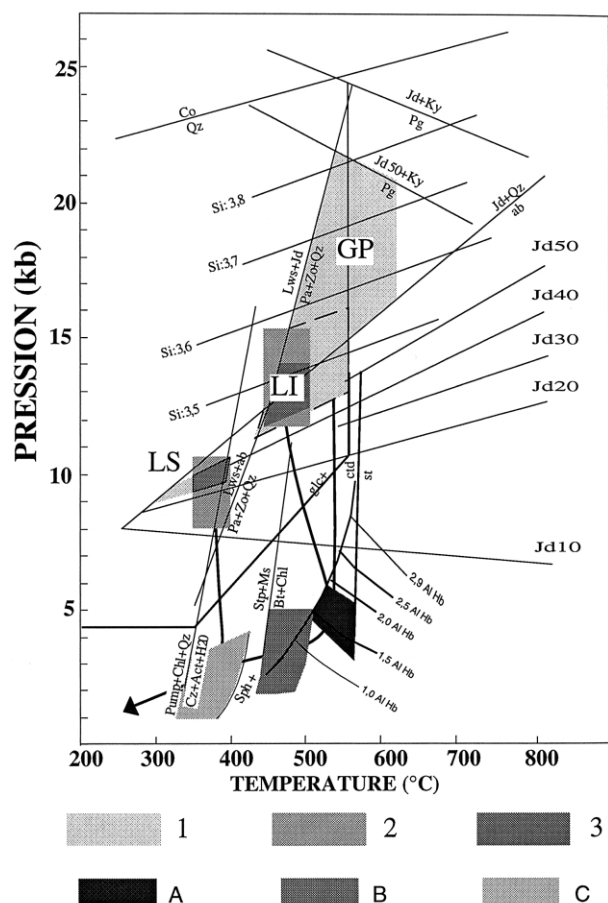


Figure 2. Trajet pression-température des trois unités GP, LI et LS. Champs (P,T) de haute pression estimés d'après : 1, Assemblages critiques et baromètre jadéitique, 2 : Thermobarométrie, calibrations basées sur les échanges cationiques entre gt-cpx, gt-phe, gt-chl et estimations obtenues avec Thermocalc, voir détails et références dans le texte. Les isoplethes de la phengite [47] sont figurées à titre indicatif. 3 : Domaine P-T estimé d'après l'ensemble des résultats précédents. Champs (P,T) de rétrogenèse : Domaines de stabilité des assemblages Tmax : amphibolite à épidote (A : LI), et schistes verts (B, GP et C, LS). La fin du trajet est contrainte par les données sur les inclusions fluides, dont les données sont présentées en figure 3. Les autres références sont dans le texte.

Figure 2. Stability fields of HP mineral assemblages in the GP, LI and LS units. (P,T) domains estimated from: 1. critical assemblages and jadeitic barometer. 2. Thermobarometric estimates using cationic exchanges and Thermocalc calculations. 3. Subsequent estimated (P,T) field. Stability fields of the retrogenetic evolution. Tmax fields of the epidote-amphibolite facies (A, LI), of the upper (B, GP) and middle (C, LS) greenschist facies. The end of the (P,T) path is constrained by the fluid inclusions study, presented in figure 3. The phengite isopleths [44] are only indicative; other references are in the text.

L'étude des inclusions fluides montre que l'ensemble des unités océaniques (LI et LS) évolue conjointement dans des conditions communes (du faciès schistes verts), et sont jux-

taposées dans des conditions de température de 350 °C pour des pressions de 3–4 kbar (figure 3B).

4. Analyse structurale

L'analyse cinématique de la zone étudiée est basée sur la description des champs de déformation finie : cartographie des trajectoires du plan d'aplatissement principal, des linéations minérales, des plans de cisaillement qui caractérisent la déformation ductile et analyse de la fracturation.

4.1. Le champ de déformation ductile

Le plan de foliation observé à l'échelle régionale correspond à une surface composite résultant de la transposition tectonique des surfaces lithologiques et des structures tectoniques précoces. Les associations minéralogiques portées par ce plan correspondent à la rétrogenèse des assemblages de haute pression dans les conditions du faciès des schistes verts dans l'unité supérieure (LS), et amphibolite à épidote dans les unités inférieures (unité LI et unité GP). Les trajectoires de la foliation métamorphique forment, de façon nette dans les unités les plus internes (GP, LI) et moins nette dans LS, des structures fermées d'échelle hectométrique à décakilométrique (figure 4) qui ne sont que localement liées à des effets topographiques. La foliation plonge radialement par rapport au cœur de ces structures, faiblement au toit (0–20°) et plus fortement en bordure (30–70°). L'érosion a globalement dégagé les structures majeures (Dôme du Grand Paradis, Dôme d'Ambin), mais beaucoup de structures en dômes ou bassins ne suivent pas la topographie (entre Bonneval et Villaron, au niveau de Uja di Ciamarella en particulier) et sont trop raides (jusqu'à 40° et plus rarement 70°) pour être la conséquence d'un fauchage de surface. Ces trajectoires dessinent donc des structures en dômes et bassins. Les trajectoires en dômes sont plus nettes dans l'ensemble éclogitique, mais sont également présentes dans les unités océaniques supérieures, où le pendage du contact unité inférieure et unité supérieure est presque plat.

La dispersion des axes de plis est comprise entre N50° et N90° et des plis en fourreaux s'observent fréquemment [7], qui matérialisent une direction de transport est-ouest tardive [31–33]. Un double raccourcissement Est-ouest et nord-sud est également présent, de l'échelle millimétrique à hectométrique. Il est marqué par les structures en dômes et bassins qui correspondent à des structures d'interférence de type 1 [34].

Localement (Bonneval-Sur-Arc, Giassot), on observe une linéation minérale précoce, soulignée par des minéraux du faciès des schistes bleus (phengite à Si^{4+} : 3,7 p.f.s., barroisite, paragonite). Elle est mal réglée, avec une tendance radiaire par rapport aux dômes (figure 5A). Les directions de la linéation minérale (Lx) schistes verts sont globalement parallèles aux axes de plis. Très homogènes à l'échelle régio-

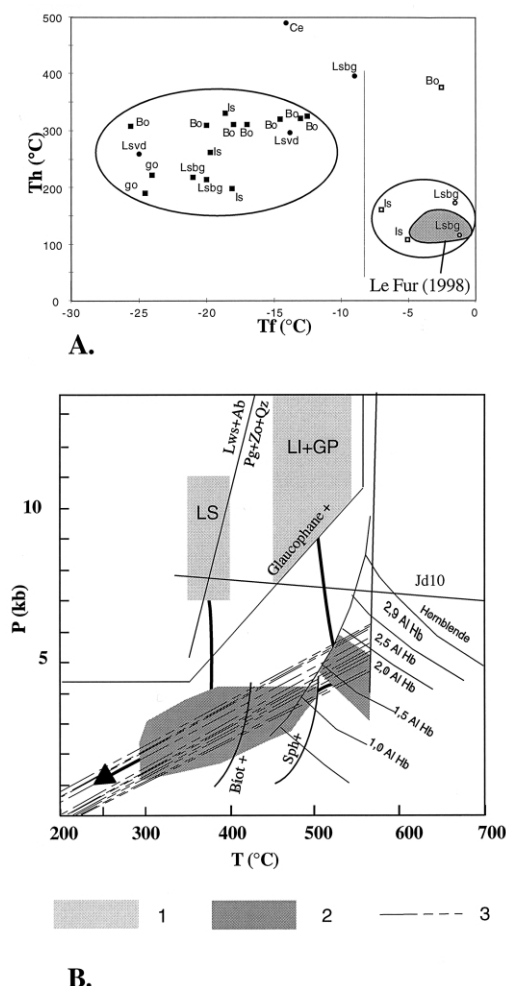


Figure 3. A. Diagramme Th/Tf des inclusions fluides. Les données microthermométriques ont été obtenues avec une platine USGS Inc, Linkam THMSG 600. Échantillons prélevés dans carrés : fentes de tension ; ronds : plans de cisaillement ; noir : fentes de tension associées(es) à l'extension vers l'ouest ; blanc : associées(es) à l'extension vers l'est. Localisation des prélèvements : unité GP, Bonneval (Bo) ; unité LI, Iseran (Is), Giassot (Go) ; unité LS, Lans-Le-Villard (Lsvd), Lans-Le-Bourg (Lsbg) ; unité BI, Col du Mont-Cenis (Ce). En gris, valeurs obtenues par [30] dans la zone houillère briançonnaise. B, trajets rétro-morphiques obtenus. 1 : domaines de HP, 2 : domaines de stabilité des assemblages schistes verts et amphibolite à épidote observés. 3 : tracé des isochores calculés à partir des données microthermométriques avec le logiciel Mac Flincor [48].

Figure 3. A. Study of the syn-deformational fluid inclusions. Microthermometric data have been obtained with a USGS Inc, Linkam THMSG 600 platine. Samples originate from: squares: tensional cracks; circles: C-planes; filled: extension towards west; unfilled: extension towards east. Location of the samples: GP unit: Bonneval (Bo); LI: Iseran (Is), Giassot (Go); LS: Lans-Le-Villard (Lsvd), Lans-Le-Bourg (Lsbg); BI: Col du Mont-Cenis (Ce). In grey, the range of values obtained by [30] in the Briançonnais Houiller zone. B. (P,T) Retromorphic path: 1: HP domains; 2: Stability fields of the greenschist assemblages. 3: Calculated isochores using the Mac Flincor program [45].

nale (N100–N120° E), elles sont comparables aux données existant à l'échelle des Alpes occidentales [33]. Sur canevas (figure 5C), les valeurs mesurées sur l'ensemble du terrain étudié montrent un plongement préférentiel vers l'ouest-nord-ouest (24 valeurs pour l'intervalle 280–290° E et 30 pour l'intervalle 290–300° E), dû au pendage moyen vers l'ouest de l'ensemble des unités. Cette linéation est portée par le plan de foliation majeure.

Il existe localement une double anisotropie planaire (structures C–S, [35]) ; les plans de cisaillement ductiles C sont faiblement pentés et soulignés par des minéraux du faciès des schistes verts. Leur direction (N350–N20° E) est sub-perpendiculaire à la linéation minérale tardive et ils sont compatibles avec un jeu normal. La présence systématique de cisaillements vers l'est associés aux cisaillements vers l'ouest correspond à une forte composante en aplatissement (figure 6). La présence d'une direction préférentielle de cisaillement permet cependant de montrer la prépondérance de cisaillement vers l'est ou vers l'ouest (figure 5B).

À l'échelle régionale (figure 5C), on observe une partition de la déformation. En effet, au cœur des structures en dômes le régime de la déformation montre une forte composante en aplatissement ; au contraire, aux limites des structures en dômes et à la limite des unités GP-LI et LI-LS le cisaillement simple est prédominant.

4.2. Partition de la déformation

4.2.1. Domaines en aplatissement dominant

Dans les domaines où les trajectoires de la schistosité s'incurvent et dessinent des structures fermées (figure 4 et 5), les trajectoires des cisaillements et de la linéation d'étiement suivent celles de la schistosité (figure 5A), l'extension y est donc multidirectionnelle comme l'indique la dispersion des pôles de plans de cisaillement mesurés à l'est du contact LI-LS (figure 5B a–b ; figure 6A). À l'échelle de l'affleurement la présence de plans de cisaillement conjugués à jeu normal, vers l'est et vers l'ouest, suggère une déformation en aplatissement. Ces observations sont compatibles avec les données de fabrique de forme et d'axe C de quartz obtenues au NE du terrain étudié par [36]. Ces données montrent également une forte tendance à l'aplatissement, avec de rares zones à cisaillement vers l'est ou vers l'ouest. En bordure du plongement vers l'ouest des unités éclogitiques, les plans de cisaillement sont souvent conjugués vers l'est et vers l'ouest (planche 1 : photo 2a–b). Les pôles des plans de cisaillement sont encore dispersés (figure 6B), mais l'orientation des plans est comprise entre N170 et N30 et ils plongent préférentiellement vers l'ouest. À ce niveau, les contacts entre les deux unités éclogitiques basales (GP et LI) et entre éclogites et schistes bleus (LI et LS) sont faiblement pentés vers l'ouest (planche 1 : photo 4). On remarque la prédominance serpentinites au contact GP-LI (figure 1C) qui localisent clairement les mouvements extensifs.

4.2.2. Domaines en cisaillement dominant vers l'ouest

On remarque une transition progressive de la zone en aplatissement dominant (*figure 5B a-b*), au cœur de la zone de dômes (L'Ecot-Uja di Ciamarella-Giassot-Albaron), à une

zone de cisaillement vers l'ouest dominant (*c-d*) au niveau du plongement vers l'ouest des unités éclogitiques (Villaron-Bonneval-Iseran). Au sein de l'unité du GP et des ophiolites (LI), les plans de cisaillement précoces (*planche 1 : photo 1*