

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

pélictiques alors que LS est principalement constitué de schistes pélictiques 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 carogneule. 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 - clinozoïsité - phengite - chloritoïde - paragonite ont été systématiquement observées. La présence de zoïsité 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 - clinozoïsité - 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 $\pm$ zoïsité. L'omphacite cristallise aux dépens des clinopyroxènes magmatiques et l'association lawsonite + albite aux dépens du plagioclase. La pumpellyite, la zoïsité 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

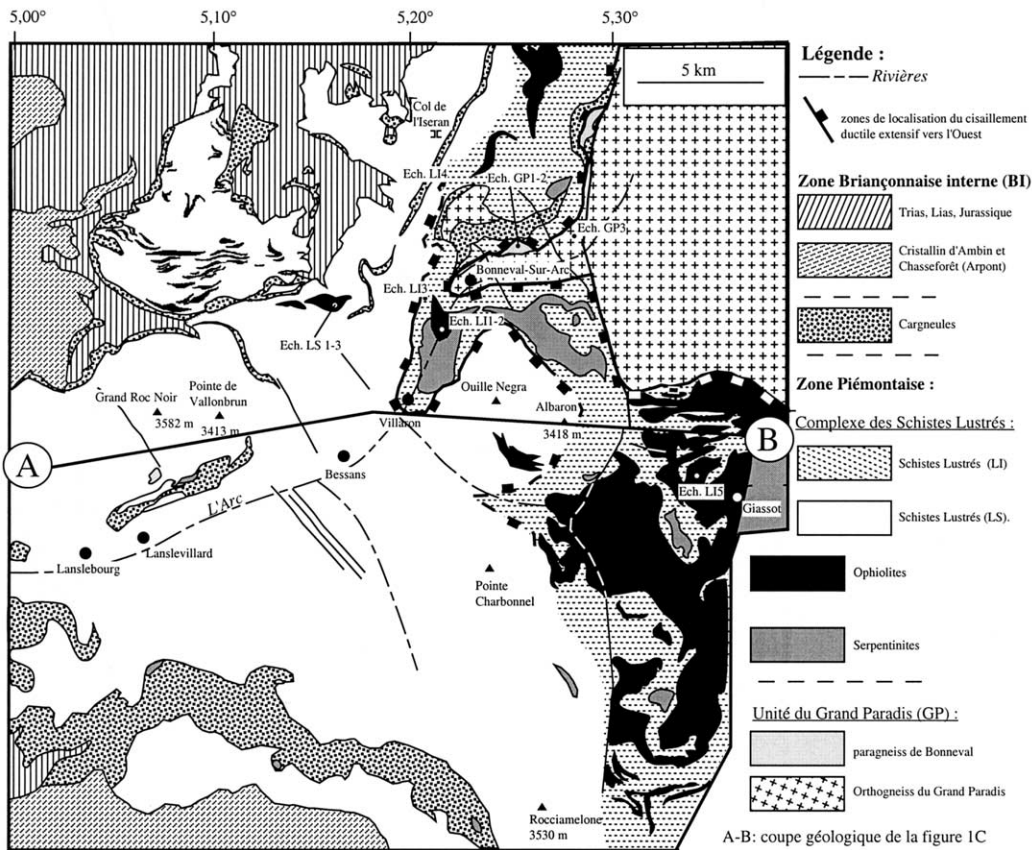
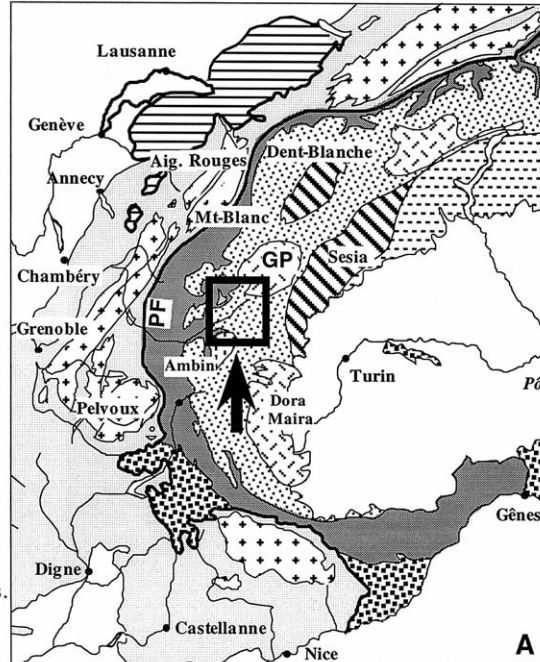
Dans l'unité LI, la glaucophane cristallise aux dépens des omphacites, avec une augmentation de l'aluminium tétraédrique du cœur vers la bordure; cette évolution est symptomatique de la rétomorphose en contexte de haute pression (faciès des schistes bleus), avec une augmentation de température [26, 27]. 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.



B

Figures 1A et 1B.

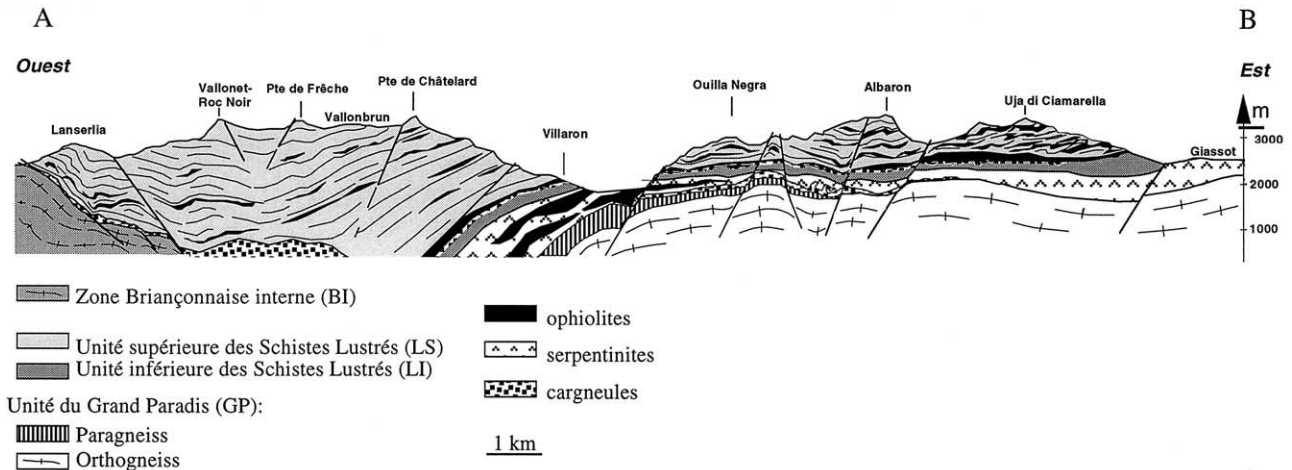


Figure 1. A. Localisation de la zone étudiée ; FP: front Pennique. B. carte géologique de la bordure occidentale du Grand Paradis, modifié d'après [7] ; AB : tracé de la coupe géologique de la figure C ; C. coupe géologique de la zone étudiée.

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 éclo-gitiques [16], pourrait correspondre à de cristallisation encore en contexte de haute pression, tandis que la seconde, en bordure, contemporaine de la cristallisation des amphiboles sodi-calciques et de l'épidote correspond à un rééquilibrage tardif, à plus basse pression, au cours de la rétomorphose.

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, remplissant 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 rétomorphique de l'unité LI correspond à la transition entre le faciès des éclo-gites 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 rétomorphose 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 rétomorphose, que celles enregistrées par LI. Dans cette unité, l'évolution réto-

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 rétomorphose 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 rétomorphose 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									

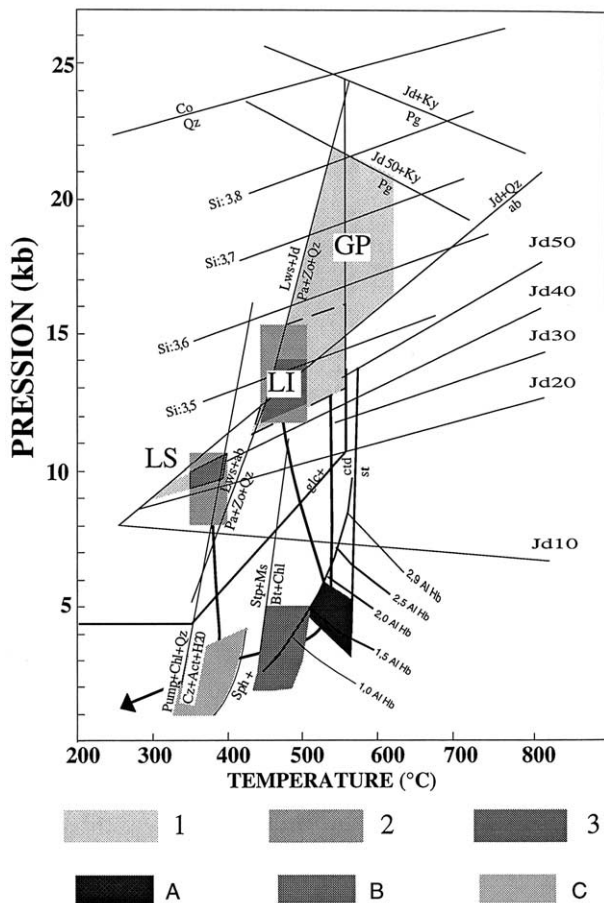


Figure 2. Trajet pression-température des trois unités GP, LI et LS. Champs (P,T) de haute pression estimés d'après : 1, Assemblages critiques et baromètre jadéitique, 2 : Thermobarométrie, calibrations basées sur les échanges cationiques entre gt-cpx, gt-phc, gt-chl et estimations obtenues avec Thermocalc, voir détails et références dans le texte. Les isoplèthes 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 rétroamorphose : 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 retromorphic 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 rétomorphose 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 ($0-20^\circ$) et plus fortement en bordure ($30-70^\circ$). 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-

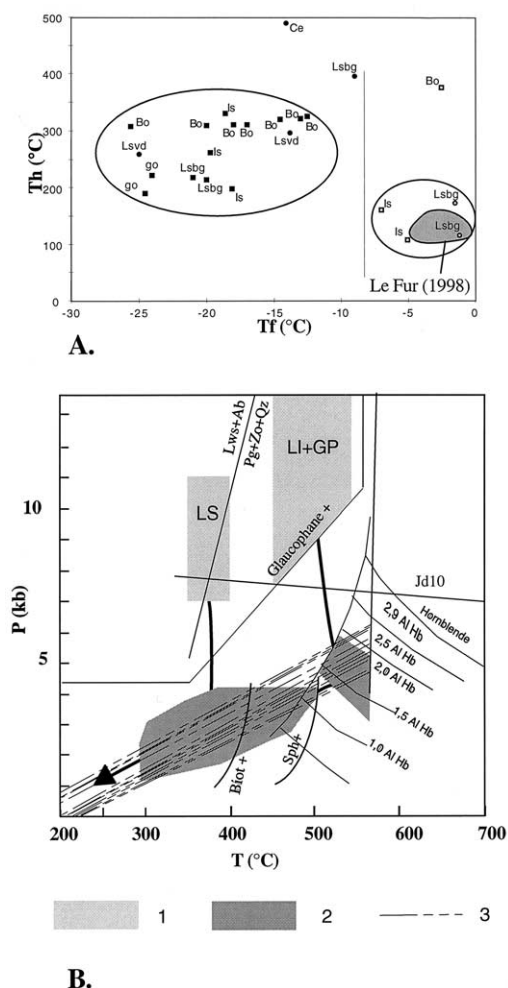


Figure 3. A. Diagramme Th/Tf des inclusions fluides. Les données microthermométriques ont été obtenues avec une platine USGS Inc, Linkam THMSG 600. Échantillons prélevés dans carrés : fentes de tension ; ronds : plans de cisaillement ; noir : fentes de tension associées(es) à l'extension vers l'ouest ; 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 Flnor [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 Flnor 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.

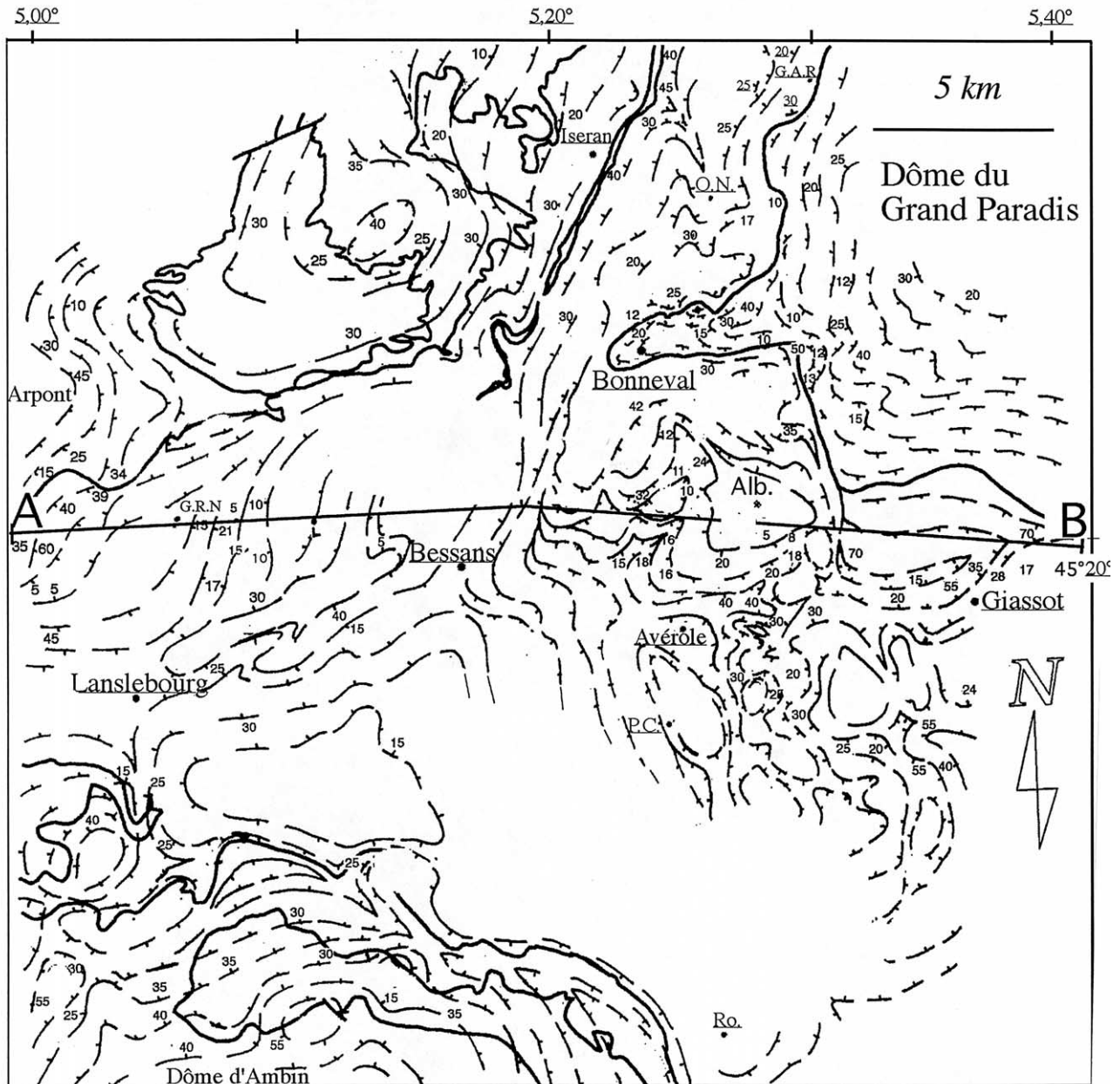


Figure 4. Trajectoires de la foliation métamorphique en conditions schistes verts d'après les données de [9, 13] et données personnelles. Alb. : Albaron (3 418 m), G.A.R. : Grande Aiguille Rousse (3 182 m), G.R.N. : Grand Roc Noir (3 582 m), P.C. : Pointe de Charbonnel (3 752 m), Ro. : Rocciamelone (3 538 m). AB : Coupe géologique de la figure 1C.

Figure 4. Greenschist facies foliation trajectories. After [9, 13] and personal data. AB: Geological cross-section of figure 1C.

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

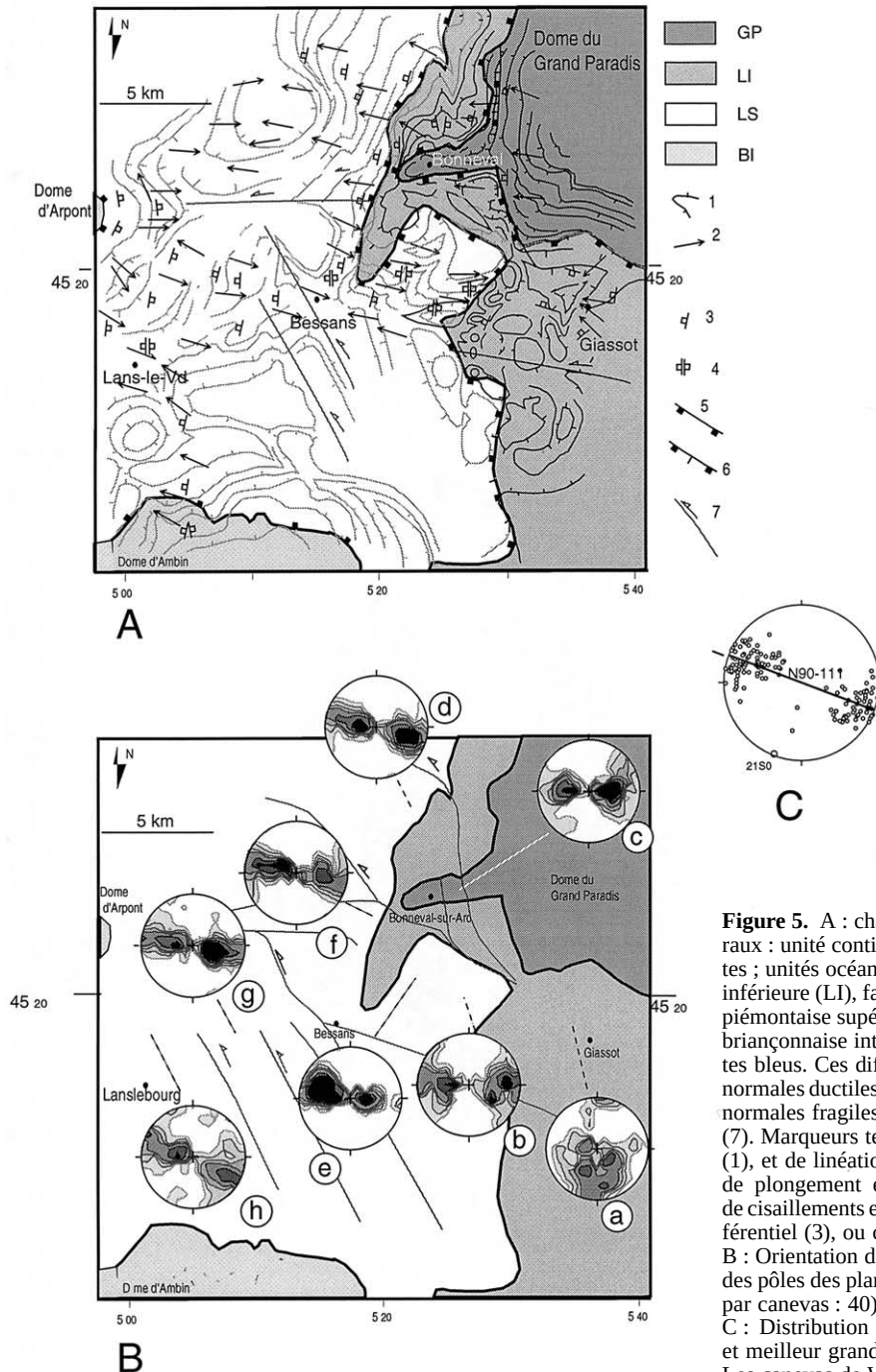


Figure 5. A : champ de déformation finie. Ensembles structuraux : unité continentale du Grand Paradis (GP), faciès éclogites ; unités océaniques : schistes lustrés de l'unité Piémontaise inférieure (LI), faciès des éclogites et schistes lustrés de l'unité piémontaise supérieure (LS), faciès des schistes bleus. 3 : zone briançonnaise interne (BI), également dans le faciès des schistes bleus. Ces différentes écaïles sont séparées par des failles normales ductiles (5), réactivées plus tardivement par des failles normales fragiles (6), puis par des décrochements transtensionnels (7). Marqueurs tectoniques : trajectoires des plans de foliation (1), et de linéation minérale (2), la flèche indique la direction de plongement et non du cisaillement associé. Trajectoires de cisaillements extensifs, marquant un sens de mouvement préférentiel (3), ou conjugués (4).

B : Orientation des plans de cisaillement, courbes d'isodensité des pôles des plans de cisaillement (nombre moyen de mesures par canevas : 40).

C : Distribution régionale de la linéation d'étirement, pôles et meilleur grand cercle des pôles de la linéation d'étirement. Les canevas de Wulff sont en hémisphère inférieur.

Figure 5. A : finite strain field. GP: continental unit of the Grand Paradiso massif, in the eclogite facies. Oceanic formations: LI: lower Piemontais unit, in the eclogite facies; LS: upper Piemontais unit, in the blueschist facies. The units are separated by normal ductile faults (5), reactivated later by normal brittle faults (6), and finally strike-slip faults (7). Ductile strain field: (1) Foliation trajectories, (2) lineation trajectory, the arrow indicates the dip of the lineation, (3) C-planes with a preferential sense of movement, (4) conjugate C-planes and (5) ductile contacts between units. Brittle strain field: (6) ductile-brittle NS extensive faults; (7) strike-slip faults.

B: Orientations of the shear planes, isodensity curves of C-planes (Mean number of data per canvas: 40).

C: Regional distribution of the stretching lineation, poles to the lineation axes and best great circle of dispersion. Wulff diagrams are in lower hemisphere.

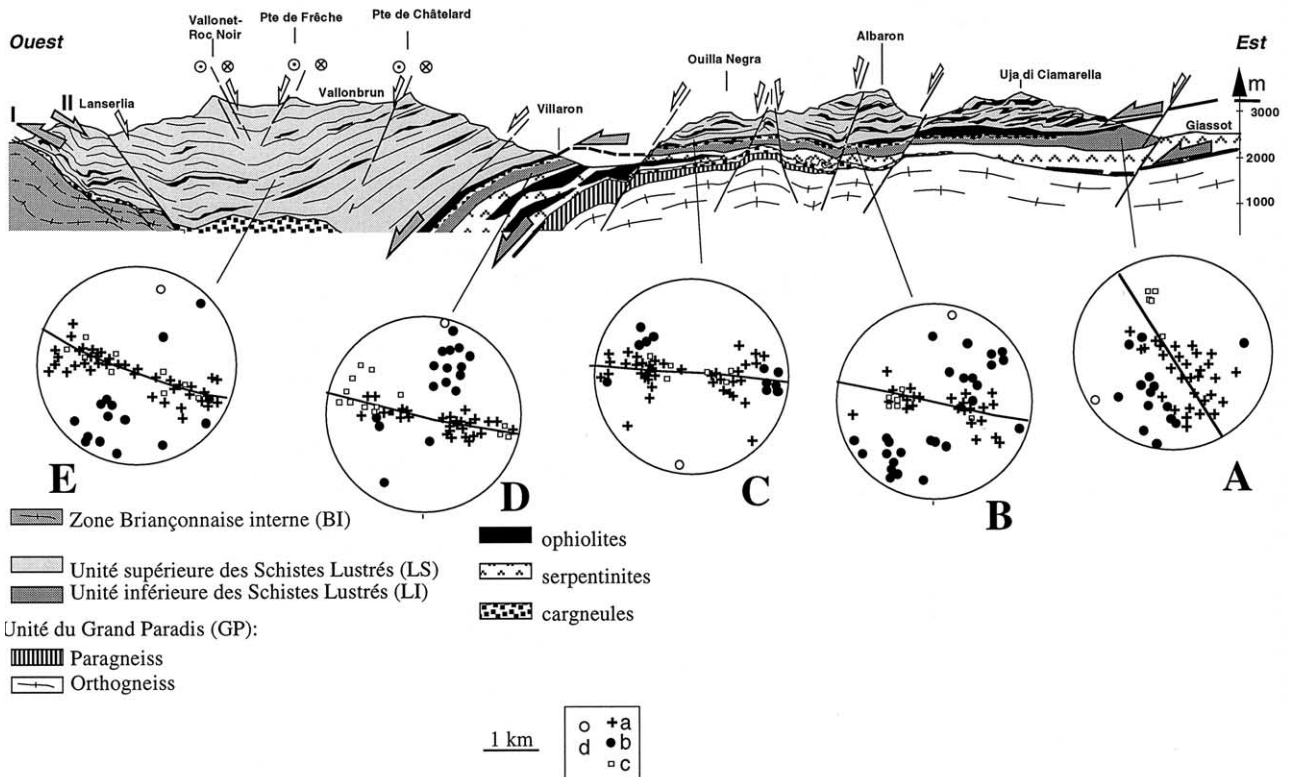


Figure 6. Évolution de la déformation en coupe : déformation ductile caractérisée par une faille normale ductile entre GP et LI et entre LI et LS et par le chevauchement de LS sur BI (I) suivi d'un rejeu tardif en extension vers l'est (II). Ces niveaux de décollement sont soulignés par des cagneules et des serpentinites. La déformation fragile est caractérisée par des failles normales et décrochements à composante normale. Données structurales : a, pôles des plans de cisaillement ; b, pôles des failles ou décrochements ; c, pôles des fentes de tension ; d, pôle du meilleur grand cercle des plans de cisaillement (canevas de Wulff en hémisphère inférieure). Figurés et légendes identiques à la figure 1C.

Figure 6. Evolution of the deformation along the cross-section of the external Piemontais zone: ductile strain is accommodated by ductile normal faults, occurring between GP and LI and between LI and LS. Early thrust of the LS unit over BI (I) is followed by extensive faulting (II) reactivation towards the east. Motions are located in serpentinite and cagneule lithologies. Brittle strain is accommodated by normal faults and strike-slip faults (Wulff diagrams on the lower hemisphere).

Structural data: a: poles to C-planes; b: poles to extensive faults or strike-slip faults; c: tensional cracks; d: pole to the best great circle of the C-planes poles.

et 3) sont soulignés par des paragneiss à la transition des faciès schistes verts et amphibolite à épidote et indiquent un mouvement extensif vers l'ouest, dans la direction N120.

4.2.3. Domaines à cisaillement vers l'est dominant

Sur le terrain il apparaît que les cisaillements à jeu extensif vers l'est sont plus tardifs que les cisaillements vers l'ouest (*planche 1 : photo 1*). En effet, ils remplissent des fentes de tension associées au régime en extension vers l'ouest. Ceci est confirmé par l'étude des inclusions fluides détaillée plus haut. Ce domaine correspond à la partie ouest de la zone étudiée (unité LS de Lanserlia à la pointe de Châtellard, *figure 6E*). On peut noter que cette reprise tardive vers l'est est moins sensible au niveau du Grand Roc Noir (*figure 5B g*) et se traduit aussi par une plus grande dispersion des pôles

des plans de cisaillement (*figure 5B h*). Ces observations sont compatibles avec celles de [37] sur le massif d'Ambin, où la composante principale du cisaillement est vers l'Est.

4.3. La déformation fragile

Les structures ductiles sont recoupées par des cisaillements plus tardifs (*planche 1 : photo 4*), de même direction mais plus raides et plus fragiles, subparallèles à de grandes failles normales nord-sud, à jeu extensif vers l'ouest (*planche 1 : photo 4*) en bordure occidentale du Grand Paradis (*figure 5A et 6*). Ces failles sont actives à la transition fragile-ductile, leur amplitude est décakilométrique et elles réactivent les limites des trois unités (*figure 5A 6 ; figure 6*). L'évolution observée au niveau du contact GP-LI est résumée sur

Ouest

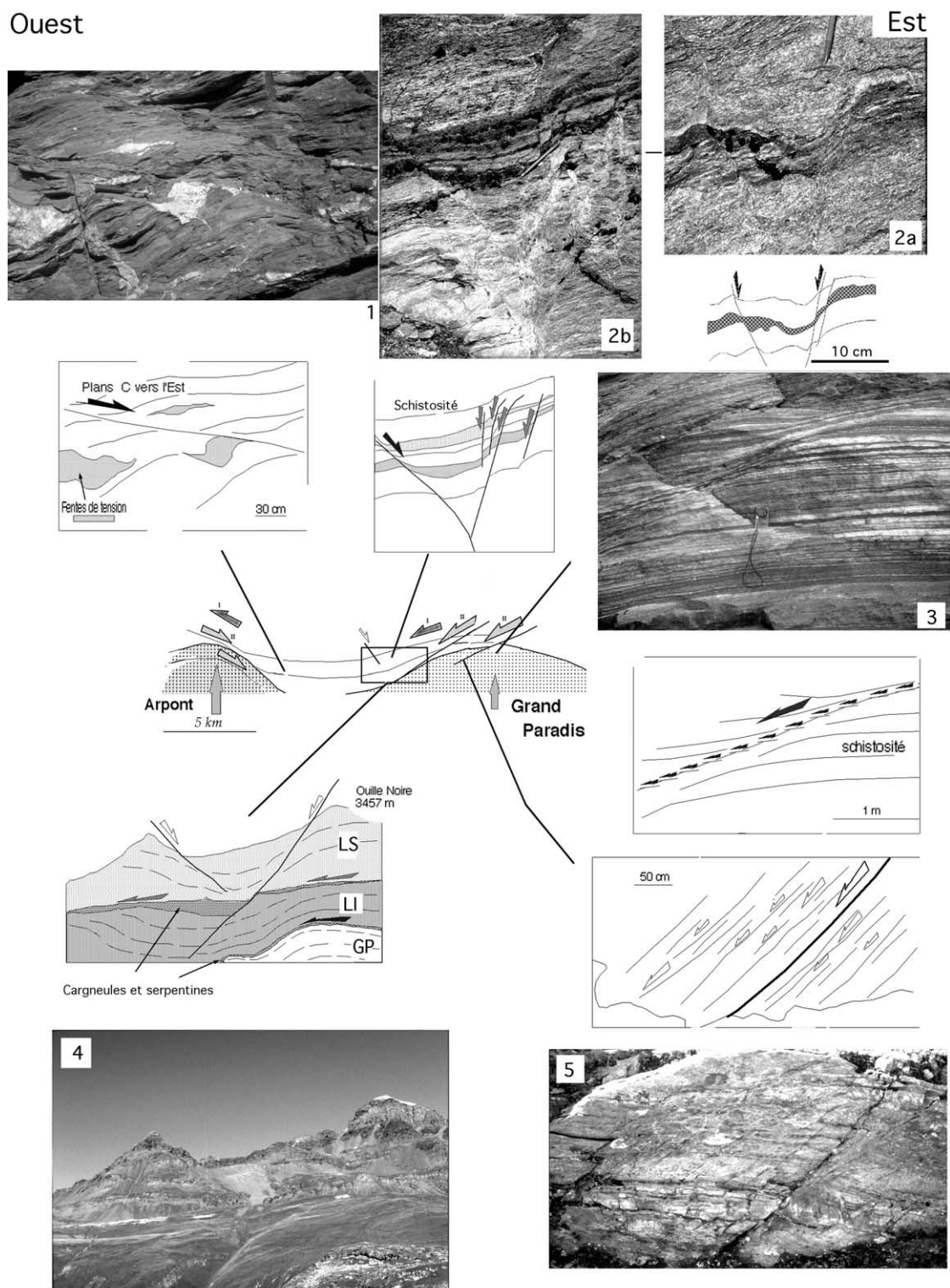


Planche 1. Photographies des différents critères de cisaillements extensifs observés sur la bordure ouest du Grand Paradis. Voir le texte pour la discussion.

Plate 1. Photographs showing different extensional shear criteria at the western boundary of the Gran Paradiso massif. See text for discussion.

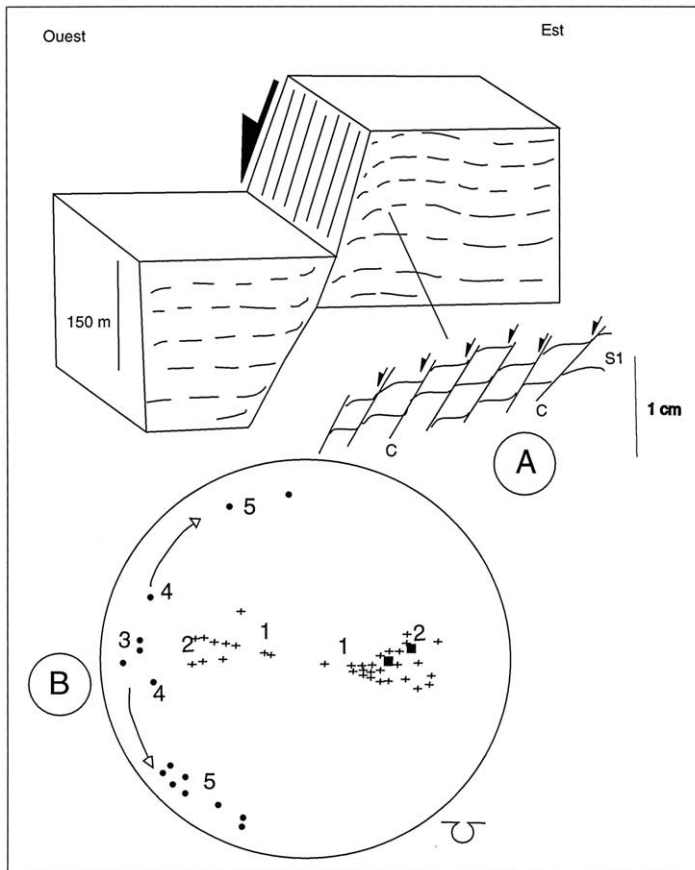


Figure 7. Évolution de la déformation au niveau du contact GP-LI. A : microcisaillements associés au jeu hectométrique de la faille normale des Evettes. B : (i) Déformation ductile : cisaillements ductiles (croix) faiblement pentés (1), évoluant vers des cisaillements fragiles et fortement pentés (2). (ii) Déformation fragile : failles normales vers l'ouest (carrés) ou vers l'est (3). Elles sont recoupées par des décrochements (4) puis (5). Les premiers correspondent toujours à l'extension Est-ouest, les seconds sont compatibles une extension tardive nord Est-sud ouest (diagramme de Wulff en hémisphère inférieure).

Figure 7. Strain evolution on the western side of the Grand Paradiso dome (GP). A: shear zone on the foot-wall of the Evettes extensive fault. B: (i) Ductile strain: ductile C-planes (1) are cut by steep and brittle C-planes (2). (ii) Brittle strain: (squares) normal faults dipping west or east (3) are cut by strike-slip faults (4) and (5). The earliest still corresponds to the east-west extensional event, whereas the latter corresponds to the NE-SW extensional event (Wulff diagram on the lower hemisphere).

la figure 7. Les unités de schistes lustrés sont décalées en faille normale avec un rejet de 150 m. En projection stéréographique, on observe un passage graduel de plans de cisaillement subhorizontaux à des plans de cisaillement (C') plus raides. Le cisaillement vers l'ouest est prédominant. En lames minces, les plans de cisaillement ductiles sont soulignés par des minéraux du faciès des schistes verts alors que les plans plus tardifs et plus raides ne sont associés à aucune recristallisation. Des décrochements senestres de direction N120 (figure 5A 7) sont associés aux failles normales tardives de direction nord-sud.

À la bordure sud du Grand Paradis, la présence de failles normales au rejet décimétrique d'orientation comprise entre N40 et N130 (figure 5A 6 ; figure 6A) indique que l'extension radiaire initiée en conditions de déformation ductile se poursuit tardivement.

5. Discussion et conclusion

Ces résultats pétrologiques et structuraux montrent que l'ensemble des séries piémontaises sur la bordure ouest du

Grand Paradis a été affecté d'une déformation progressive en extension, en partie responsable des sautes de pression observées. Les directions des axes de la déformation finie extensive ductile et fragile sont compatibles. Ce continuum de la déformation est systématiquement observé à l'échelle régionale. Les estimations P-T n'indiquent pas de forte variation de température au cours de la rétro-morphose pour les unités éclogitiques. En revanche, elles montrent un réchauffement sensible et tardif de l'unité schistes bleus (LS). L'étude des IF montre que la déformation cisailante vers l'ouest affecte l'ensemble des unités GP, LI et LS dans des conditions de rétro-morphose de 3–4 kbar et 350 °C, communes aux trois unités. La déformation cisailante vers l'est affecte principalement les unités BI et la limite BI/LS, dans des conditions P-T nettement plus faibles. Les estimations barométriques des assemblages de haute pression obtenues sur les différentes unités ont fourni des conditions contrastées : GP : 12–20 kbar [8, 14, 15], LI : 12–15 kbar et LS : 7.5–11.5 kbar. La superposition structurale de ces unités correspond donc à un empilement « normal » avec un saut en pression de 3 kbar entre GP et LI, si l'on retient une estimation moyenne, et de 3 kbar entre LI et LS, soit 9 km de déca

lage vertical entre chaque unité. Étant donné la faible pente des contacts entre les différentes unités ($< 20^\circ$), leur juxtaposition impliquerait un rejet horizontal de l'ordre de 50 km minimum. De tels déplacements horizontaux ne sont pas réalistes à l'échelle des Alpes piémontaises Internes. Ce n'est donc pas l'extension qui est seule responsable de la juxtaposition tectonique des unités à métamorphisme contrasté. Par ailleurs, le champ de déformation global suggère un aplatissement généralisé dans l'ensemble de ces unités avec une composante en cisaillement simple seulement à proximité des contacts entre unités. De plus, les contacts entre unités sont peu pentés en surface et au toit du Grand Paradis, mais les différentes interprétations du profil ECORS [38, 39] suggèrent qu'ils soient plus raides en profondeur, au niveau de sa bordure occidentale, tandis qu'ils sont déjà subverticaux en surface, à sa bordure orientale. L'extension observée dans cette région ne correspond donc pas à un détachement généralisé le long de failles normales ductiles faiblement pentées comme cela est décrit en contexte d'extension post-épaississement [40, 41].

L'interprétation du champ de déformation finie observé à l'échelle crustale ne peut se faire qu'en connaissant les conditions aux limites du système Alpin. Les données paléomagnétiques et géodésiques [42, 43] montrent que le système Alpin est toujours en convergence nord ouest–sud est avec une vitesse inférieure à un centimètre par an. La première condition aux limites imposée au système étudié est donc un raccourcissement horizontal. De plus, les données géophysiques du profil ECORS sont en accord avec une position élevée du Moho sous la partie orientale du Grand Paradis (figure 8). La présence d'un butoir de manteau froid et rigide,

Mantle back-stop [39], est à l'origine du développement d'un écaillage profond de la lithosphère européenne. Cet écaillage, provoquerait un poinçonnement vertical des unités Alpines internes. Le bord le plus libre du système étudié étant la surface, le déplacement principal des unités de haute pression et basse température est alors vertical, et correspond donc à l'exhumation des roches de HP. Le champ de déformation discuté précédemment, en particulier les structures en dômes et bassins, est compatible avec une telle cinématique qui impose un fort étirement vertical associé à un raccourcissement horizontal. L'aplatissement observé sur le terrain ne correspondre à un raccourcissement vertical à l'échelle lithosphérique, car la seule contrainte s'exerçant sur le système, liée au poinçonnement, s'exerce du bas vers le haut. À l'échelle des Alpes occidentales, l'alignement nord nord est–sud sud ouest des massifs cristallins internes est compatible avec le raccourcissement sud est–nord ouest dans un système globalement transpressif [39]. Ainsi, le poinçonnement vertical des unités internes telles que le Grand Paradis peut correspondre à une accommodation vers la surface du raccourcissement sud est–nord ouest enregistré à l'échelle des plaques. Enfin, dans ce régime d'extrusion verticale, les déplacements différentiels entre les différentes unités se traduisent alors par le développement de zones de cisaillement simples, à jeu extensif, et à déplacement dominant vers l'ouest. De tels déplacements sont également décrits en bordure ouest de Dora Maira [10, 31]. Le modèle proposé semble donc généralisable à l'ensemble des Alpes Internes. De plus, les déplacements liés au régime d'extrusion verticale sont également compatibles avec la cinématique en cheveu

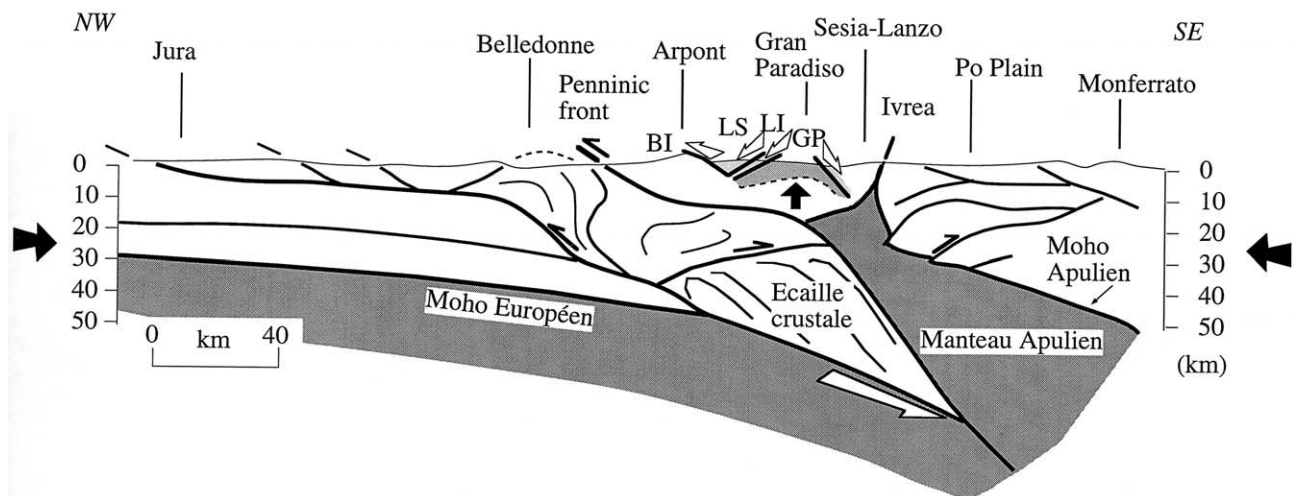


Figure 8. Interprétation du profil ECORS modifié d'après [39]. Le poinçonnement vertical de l'unité GP peut être lié à la mise en place d'écaille(s) lithosphérique(s) européenne(s) contre le butoir mantellique apulien.

Figure 8. Interpretation of the ECORS profile modified from [39]. The vertical pinching of the GP unit can be related to the stacking of deep lithospheric scale(s) at the front of the mantellic Apulian Mantle Buffer.

chement vers l'ouest des unités des schistes lustrés sur les unités BI (*figure 6; figure 8*), [44].

Dans un tel schéma de raccourcissement horizontal et d'étirement vertical, les dômes HP–BT sont interprétables en terme d'amplification de systèmes anticlinaux ductiles, selon un modèle identique à celui récemment proposé pour expliquer la remontée rapide de la croûte moyenne dans les syntaxes himalayennes [45, 46].

Remerciements. Ce travail a bénéficié de nombreuses discussions avec J.-P. Bouillin, S. Schwartz, J.E. Martelat et A. Pêcher. Nous remercions également M. Ballèvre, L. Jolivet et J.W. Cosgrove pour leurs remarques constructives sur une première version de cette publication. Ce travail a été soutenu financièrement par le projet Insu-BRGM-MENRT « Géo-France 3D - Alpes ». Publication GéoFrance 3D n° 80.

Références

- [1] Dal Piaz G.V., Hunziker J.C., Martinotti G., La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne, *Mem. Soc. Geol. It.* 11 (1972) 433–460.
- [2] Lombardo B., Nervo R., Compagnoni R., Messiga B., Kienast J.R., Mevel C., Fiora L., Piccardo G.B., Lanza R., Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali), *Rend. Soc. It. Min. Petrol.* 34 (2) (1978) 253–305.
- [3] Lardeaux J.M., Gosso G., Kienast J.R., Lombardo B., Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale, *Bull. Soc. Géol. France* 24 (7) (1982) 793–800.
- [4] Chopin C., Mise en évidence d'une discontinuité de métamorphisme alpin entre le Massif du Grand Paradis et sa couverture allochtone (Alpes occidentales françaises), *Bull. Soc. géol. Fr.* 23 (7) (1981) 297–301.
- [5] Chopin C., Henry C., Michard A., Geology and Petrology of the coesite bearing terrain, Dora Maira massif, Western Alps, *Eur. J. Mineral.* 3 (1991) 263–291.
- [6] Spalla M.I., Lardeaux J.M., Dal Piaz G.V., Gosso G., Messiga B., Tectonic significance of alpine eclogites, *J. Geodynamics* 3 (21) (1996) 257–285.
- [7] Deville E., Étude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales, Savoie). De la naissance à la structuration d'un secteur de la paléomarge européenne et de l'océan téthysien : aspects stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques, Thèse Univ. Savoie, 1987, 257 p.
- [8] Ballèvre M., Collision continentale et chemins P-T. L'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales), thèse univ. Rennes, 1988, 332 p.
- [9] Fudral S., Deville E., Pognante U., Gay M., Fregolent G., Lorenzoni S., Robert D., Nicoud G., Blake C., Jayko A., Jaillard E., Bertrand J.M., Forno M.G., Massazza G., Lanslebourg Mont-d'Ambin, Carte géologique de la France à 1/50 000, BRGM, Orléans, 1994.
- [10] Ballèvre M., Lagabrielle Y., Merle O., Tertiary normal ductile faulting as a consequence of the lithospheric stacking in the Western Alps, *Mem. Soc. Geol. France* 156 (1990) 227–236.
- [11] Saliot, Le métamorphisme dans les Alpes françaises, thèse univ. Paris-sud-Orsay, 1978, 183 p.
- [12] Goffé B., Velde B., Contrasted metamorphic evolutions in thrust cover units of the Briançonnais zone (French Alps): a model for the conservation of HP-LT metamorphic mineral assemblages, *EPSL* 68 (1984) 351–360.
- [13] Deville E., Chopin C., Goffé B., Guillot P.L., Tignes. Carte géologique de la France au 1/50 000, BRGM, Orléans, 1991.
- [14] Biino G., Pognante U., Palaeozoic continental type gabbros in the Grand-Paradiso nappe (Western Alps, Italy): early Alpine eclogitization and geochemistry, *Lithos* 24 (1989) 3–19.
- [15] Le Goff E., Ballèvre M., Geothermobarometry in albite-garnet gneisses: a case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps), *Lithos* 25 (1990) 261–280.
- [16] Coleman R.G., Lee D.E., Betty L.B., Brannock W., Eclogites and eclogites: their differences and similarities, *Bull. Geol. Soc. Am.* 76 (1965) 483–508.
- [17] Leake B.E., Nomenclature of amphiboles, *Bull. Mineral.* 101 (1978) 453–467.
- [18] Ellis D.J., Green D.H., An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria, *Contrib. Mineral. Petrol.* 71 (1979) 13–22.
- [19] Krogh E.J., Raheim A., Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite with particular reference to eclogites, *Contrib. Mineral. Petrol.* 66 (1978) 75–80.
- [20] Green T.H., Hellman P.L., Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite barometer, *Lithos* 15 (1982) 253–266.
- [21] Powell R., Holland T.J.B., An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and worked examples, *J. Metam. Geol.* 3 (1985) 327–342.
- [22] Holland T.J.B., Powell R., An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$, *J. Metam. Geol.* 8 (1990) 89–124.
- [23] Holland T.J.B., Powell R., An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, *J. Metamorphic Geol.* 16 (1998) 309–343.
- [24] Holland T.J.B., The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–120 °C, *American Mineralogist* 65 (1980) 129–134.
- [25] Heinrich H., Althaus E., Experimental determination of the reactions 4 lawsonite + 1 albite = 1 paragonite + 2 zoisite + 2 quartz + 6 H₂O and 4 lawsonite + 1 jadeite = 1 paragonite + 2 zoisite + 2 quartz + 6 H₂O, *Neues Jahr. Mineral. Mon.* 11 (1988) 516–528.
- [26] Brown E.H., The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism, *J. Petrol.* 18 (1977) 53–72.
- [27] Zatrutkin V.V., Grigorenko M.V., Titanium and alkalis in biotite metamorphic facies, *Doklady of the Academy of Science, USSR. Trans. Pub.* 178 (1968) 683–686.
- [28] Reynard B., Ballèvre M., Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles, *J. Metam. Geol.* 6 (1988) 333–350.
- [29] Roedder E., Fluid inclusions, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 1984, 646 p.
- [30] Le Fur F., Étude structurale et cinématique d'un réseau alpin de veines de quartz (Plan Bouchet-Zone Houillère Briançonnaise), DEA Univ. Grenoble, 1998, 22 p.
- [31] Laurent P., Etchecopar A., Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes occidentales), *Bull. Soc. Géol. Fr.* 6 (18) (1976) 1387–1393.

- [32] Caby R., Kiénast J.R., Saliot P., Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales, *Revue Géogr. Phys. Géol. dyn.* 4 (1978) 307–322.
- [33] Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O., Vuichard J.P., Deformation and motion in the western Alpine arc, *Tectonics* 5 (1986) 215–226.
- [34] Ramsay J.G., *Folding and fracturing rocks*, McGraw Hill, New York, 1967, 568 p.
- [35] Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P., Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone, *J. Struct. Geol.* 1 (1979) 31–42.
- [36] Champenois M., Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées : application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie), thèse Inst. nat. Lorraine, 1989, 210 p.
- [37] Ganne J., Evolution tectono-métamorphique de la partie NW du massif d'Ambin (Alpes Penniques nord-occidentales, Savoie), DEA Univ. Grenoble, 1999, 34 p.
- [38] Mugnier J.L., Guellec S., Ménard G., Roure F., Tardy M., Vialon P., A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile, in: Roure F. et al. (Ed.), *Deep structure of the Alps*, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 1990, pp. 203–216.
- [39] Roure F., Choukroune P., Polino R., Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges, *C. R. Acad. Sci. Paris* 322 (1996) 345–359.
- [40] Malavieille J., Guihot P., Lardeaux J.M., Gardien V., Collapse of thickened varisca crust in the french Massif Central: Mt Pilat extensional shear zone and St-Étienne Upper Carboniferous basin, *Tectonophysics* 177 (1990) 139–149.
- [41] Brun J.P., Sokoutis D., Van Den Driessche J., Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes, *Geology* 22 (1994) 319–322.
- [42] DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101 (1990) 425–478.
- [43] Calais E., Continuous GPS measurements across the Western Alps, 1996-1998, *Geophys. J. Int.* 138 (1999) 221–230.
- [44] Platt J.P., Lister G.S., Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps, *J. Struct. Geol.* 7 (1984) 145–160.
- [45] Burg J.P., Davy P., Nievergelt P., Oberli F., Seward D., Zhizhong D., Meier M., Exhumation during crustal folding in the Namche-Barwa syntaxis, *Terra Nova* 9 (1997) 53–56.
- [46] Seeber L., Pêcher A., Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform, *Geology* 26 (1998) 791–794.
- [47] Massone H.J., Schreyer W., Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspath, phlogopite and quartz, *Contr. Min. Petrol.* 96 (1987) 212–224.
- [48] Diamond L.W., Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions : Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions, *Geochem. Cosmoch. Acta* 56 (1992) 273–280.