

Diversité du métamorphisme écolitique dans le massif ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales, Italie)

Stéphane Schwartz^{a*}, Jean-Marc Lardeaux^a, Stéphane Guillot^a, Pierre Tricart^b

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

^b Laboratoire de géodynamique des chaînes Alpines, CNRS, Upres-A 5025, Institut Dolomieu, 15 rue M.Gignoux, 38031 Grenoble, France

Reçu le 5 octobre 1999 ; accepté le 25 janvier 2000

Abstract – The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. The Monviso ophiolitic complex is believed to represent a good example of subducted and exhumed oceanic lithosphere. This complex is classically subdivided into lithological units affected similarly by three tectonic events under eclogitic, blueschist and greenschist conditions. We have studied three units belonging to the Monviso Ophiolitic complex: the Viso Mozzo, the Passo Gallarino and the Lago Superiore displaying comparable lithologies. The calculated eclogitic conditions of these three units are distinct whatever the original chemical signature considered. Indeed, the calculated P–T conditions are 450 ± 50 °C and 12 ± 3 kbar for the Viso Mozzo and the Passo Gallarino units and 580 ± 40 °C and 19 ± 2 kbar for the Lago Superiore unit. Moreover the structural study reveals that the tectonic juxtaposition of the three units occurred under blueschist conditions during the exhumation of the units. After the tectonic juxtaposition the 3 units followed a similar tectonic and metamorphic evolution. Based on this data we propose to interpret the Monviso as a accretionary complex made of slabs of the oceanic lithosphere extracted at different depths during the subduction, partly exhumed and stored at 25 km depth under blueschist condition before the final and common exhumation of all the units. © 2000 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

western Alps / Monviso / eclogites / thermobarometry / accretionary complex

Résumé – Le complexe ophiolitique du Monviso représente un témoin essentiel de la lithosphère océanique subduite puis exhumée dans les Alpes occidentales. Ce complexe est classiquement subdivisé en unités lithologiques, qui ont toutes subi une évolution structurale caractérisée par la succession de trois événements dans des environnements (1) écolitique, (2) schistes bleus puis (3) schis-

tes verts. Cependant la quantification des conditions physiques du métamorphisme écolitique au sein de trois unités à lithologies comparables (Viso Mozzo, Passo Gallarino et Lago Superiore), montrent clairement l'existence d'une hétérogénéité des conditions écolitiques enregistrée par l'ensemble des unités, indépendamment de la chimie de la roche initiale. Les conditions estimées sont de 450 ± 40 °C et de 12 ± 3 kb pour l'unité du Viso Mozzo et du Passo Gallarino contre 580 ± 40 °C et 19 ± 2 kb pour l'unité du Lago Superiore. De plus l'analyse structurale combinée révèle que c'est au cours de l'exhumation, dans les conditions du faciès des schistes bleus, que les différentes unités vont être juxtaposées et vont suivre une histoire tectono-métamorphique commune. Ces nouvelles données, impliquent une réinterprétation des modèles géodynamiques existants et couramment admis pour le Monviso. Ce dernier doit être considéré comme un complexe résultant de l'accrétion de différents morceaux d'une lithosphère océanique subduite, qui se sont détachés à différentes profondeurs pour venir se stocker à 25 km de profondeur dans les conditions du faciès des schistes bleus. © 2000 Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Alpes occidentales / Monviso / écolites / thermobarométrie / complexe d'accrétion

1. Introduction

L'étude des processus d'exhumation des roches métamorphiques de haute pression dans les chaînes de montagnes est une question essentielle pour comprendre l'évolution dynamique de la lithosphère [1]. Cela est particulièrement vrai dans la chaîne Alpine où des assemblages à coesite ont été identifiés au sein de roches métamorphiques d'origine continentale et océanique [2–4]. Pour aborder cette question il est nécessaire de mettre en oeuvre des approches complémentaires et en particulier des modélisations analogiques et

* Correspondance et tirés à part : schwartz@univ-lyon1.fr

numériques [5–9], des analyses pétrologiques et géochronologiques combinées [10, 11] et des études structurales des terrains métamorphisés à haute pression. S'agissant de l'analyse tectonique, il est nécessaire de déterminer le volume de roches exhumées depuis une même profondeur, ce qui revient à identifier l'échelle à laquelle les conditions métamorphiques de haute pression sont homogènes [12]. Ainsi dans les Alpes occidentales, des études récentes ont montré la diversité des conditions de haute pression enregistrées par les roches d'une « même unité tectonique », comme pour le massif de Dora Maira [13–15]. Différents auteurs ont également suggéré l'existence de conditions métamorphiques contrastées au sein de l'unité ophiolitique du Monviso [16, 17]. Cependant pour être acceptés, de tels résultats doivent être obtenus sur des lithologies identiques et au moyen des mêmes méthodes de quantification des conditions physiques du métamorphisme. C'est ce type d'approche qui est développé dans cette publication dont l'objectif est d'établir et de préciser la diversité du métamorphisme écolitique dans le massif du Monviso.

2. Contexte géologique et structural

Le complexe ophiolitique du Monviso est un élément majeur de la zone Piémontaise dans la partie méridionale des Alpes occidentales (*figure 1*) [18]. Cette zone Piémontaise regroupe des métasédiments qui reposent sur un sous-bassement soit de croûte océanique [19], soit de croûte continentale (« Piémontais de marge »). Sur la transversale des Alpes cottiennes, les unités à substratum océanique, peuvent être subdivisées en deux domaines distincts. D'une part l'unité des schistes lustrés du Queyras, constituée de lentilles d'ophiolites (métriques à kilométriques) emballées dans des métasédiments jurassique et crétacé [20–23], et métamorphosée exclusivement dans les conditions du faciès des schistes bleus. D'autre part, les unités écolitiques, comme le massif du Monviso, constituées par l'imbrication de lames kilométriques de lithosphère océanique, dans lesquelles les éléments basiques et ultrabasiques sont beaucoup plus abondants que les métasédiments [18].

Le massif ophiolitique du Monviso est limité sur sa bordure occidentale par une faille normale ductile à pendage ouest, qui le sépare des unités piémontaises métamorphosées en faciès des schistes bleus [24]. Une structure similaire limite la bordure orientale du massif séparant alors le Monviso des unités continentales écolitiques du massif de Dora Maira [25]. Ces deux structures, majeures à l'échelle du massif (*figure 2*), sont soulignées par des serpentinites qui sont par ailleurs abondantes en bordure est du massif.

D'un point de vue lithologique, le Monviso est constitué par des volumes importants de métagabbros chimiquement différents depuis des métagabbros aluminomagnésiens parfois chromifères, jusqu'à des métagabbros ferrotitanés et magnésiens [18, 26, 27]. Ces métagabbros sont associés à

des metabasites qui présentent le plus souvent une structure litée ou rubanée (« metabasites litées » ou prasinites), générée lors d'une intense déformation à la transition des conditions du faciès des schistes bleus et du faciès des schistes verts. De rares niveaux de plagiogranites ont été reconnus [18], en revanche les serpentinites y sont particulièrement abondantes (*figure 2*), souvent associées à des niveaux discontinus de schistes lustrés. De manière générale, les métagabbros constituent des lithologies plus compétentes que les metabasites ou les serpentinites, au sein desquels ils sont boudinés. En conséquence la géométrie globale des métagabbros correspond à des amandes étirées suivant un axe nord-sud et emballées dans des metabasites litées (*figure 2*).

L'évolution métamorphique du massif du Monviso est bien contrainte [18, 27–29], elle se caractérise par la succession des faciès écolite-schistes bleus et schistes verts. De plus l'ensemble du massif est affecté tardivement par une importante tectonique cassante. L'analyse de ce champ de déformation fragile, dans le secteur du Vizzo Mozzo, a révélé deux directions de structures extensives d'orientation N150–170 et N90–110 (*planche 1A*). Ces dernières sont interprétées comme deux familles de failles normales conjuguées dont le jeu combiné est à l'origine de la géométrie pyramidale du Viso observable directement à l'affleurement (*planche 1B*). Cette extension multidirectionnelle est comparable aux structures post-schisteuses décrites plus à l'ouest dans les schistes lustrés du Queyras [30]. Ainsi le régime tardif en extension dans la zone Piémontaise des Alpes occidentales semble homogène quelles que soient les unités tectonométamorphiques et correspond au développement de deux familles de failles normales conjuguées matérialisant une extension multidirectionnelle de répartition régionale. Cette extension cassante est superposée à une foliation principale (Sp) à l'échelle du massif (*figure 2* et *planche 1C*), développée dans les conditions du faciès des schistes bleus et qui est localement rétro-morphosée dans le faciès des schistes verts. Macroscopiquement, la foliation majeure est soulignée par un assemblage minéralogique à glaucophane et/ou crossite ± épidote qui alterne avec des niveaux riches en épidote-chlorite-actinote. La carte des trajectoires de la foliation majeure de la partie centrale du Viso (*figure 2*), établie d'après nos données de terrain et des données disponibles dans la littérature [27, 29], montre une répartition suivant des couloirs de déformation où la foliation est pentée de 20 à 50° vers l'ouest isolant des zones où la foliation est sub-horizontale (*figures 2* et *3*).

Dans les zones où la foliation est à fort pendage, une déformation en faciès des schistes verts fortement cisailante, est à l'origine d'un nouveau plan de foliation (transposition tectonique du plan d'aplatissement en faciès des schistes bleus) qui porte alors une linéation minérale matérialisée par des épidotes, des actinotes et des chlorites, orientées N80 à N110 (*figure 3c*). L'ensemble des critères cinématiques observables (structures C-S, fentes de cisaillement, micro-plis d'entraînement) sont compatibles avec une tectonique en

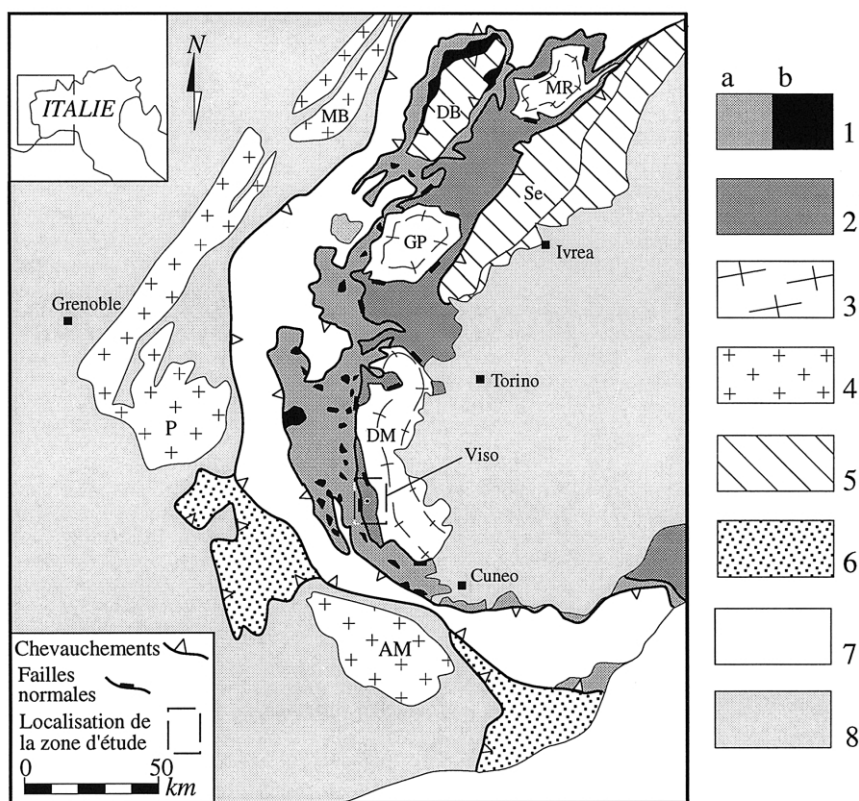


Figure 1. Schéma structural des Alpes occidentales. 1- Zone Piémontaise schistes bleus ; a- schistes lustrés, b- ophiolites ; 2- Zone piémontaise éclogitique ; 3- Massifs cristallins internes (DM = Dora Maira ; GP = Grand Paradiso ; MR = Monte Rosa). 4- Massifs cristallins externes (P = Pelvoux ; MB = Mont Blanc ; AM = Argentera-Mercantour) ; 5- Austro-alpin (DB = Dent Blanche ; Se = Sesia) ; 6- Flyschs à héminthoïdes ; 7- Unités Briançonnaises ; 8- Zone dauphinoise et sédiments tertiaires de la plaine du Pô.

Figure 1. Tectonic sketch map of the western Alps. 1- Blueschist Piemonte zone, a-schistes lustrés, b-ophiolites; 2-Eclogitic Piemonte zone; 3-Internal crystalline massif (DM = Dora Maira; GP = Grand Paradiso; MR = Monte Rosa); 4-External crystalline massif (P = Pelvoux; MB = Mont Blanc; AM = Argentera-Mercantour); 5-Austroalpine units (DB = Dent Blanche; Se = Sesia); 6-Helminthoid flysch nappes; 7-Briançonnais zone; 8-Tertiary Po plain sediments and Dauphinois zone.

extension à vergence ouest [24, 25] (figures 3a, c, d, f et planche 1D).

Dans les zones à foliation sub-horizontale, la structure linéo-planaire développée dans les conditions du faciès des schistes bleus (foliation et linéation d'étirement à glaucophane) (figure 3e) est marquée par l'abondance des figures de double boudinage et des tectonites de type $S > L$ [31]. De plus, la fréquence des zones de cisaillements conjugués et le caractère globalement symétrique des structures, suggèrent que cette déformation se caractérise par une forte composante en aplatissement [27–29], permettant d'isoler des niveaux boudinés, de dimension variable (centimétrique à métrique), où les paragenèses en faciès des éclogites sont les mieux préservées (figure 3b). Des paragenèses très diversifiées y ont été décrites [18, 26, 32] soulignant parfois une foliation mylonitique [33, 34]. C'est dans ces boudins de métagabbros éclogitiques (planche 1E) que nous avons pré-

levé les échantillons servant à tester l'homogénéité des conditions physiques du métamorphisme de haute pression à l'échelle du Monviso.

3. Méthodes

3.1. Choix de la lithologie

Nous avons choisi de travailler sur la lithologie la plus fréquente au sein des boudins préservés, à savoir les métagabbros ferrotitanés. Les échantillons étudiés présentent une chimie comparable et une minéralogie éclogitique à omphacite, grenat, rutile, phengite \pm quartz et parfois glaucophane. La comparaison des conditions physiques du métamorphisme éclogitique enregistrées par les différents boudins est ainsi faite à lithologie constante et chimie similaire. En

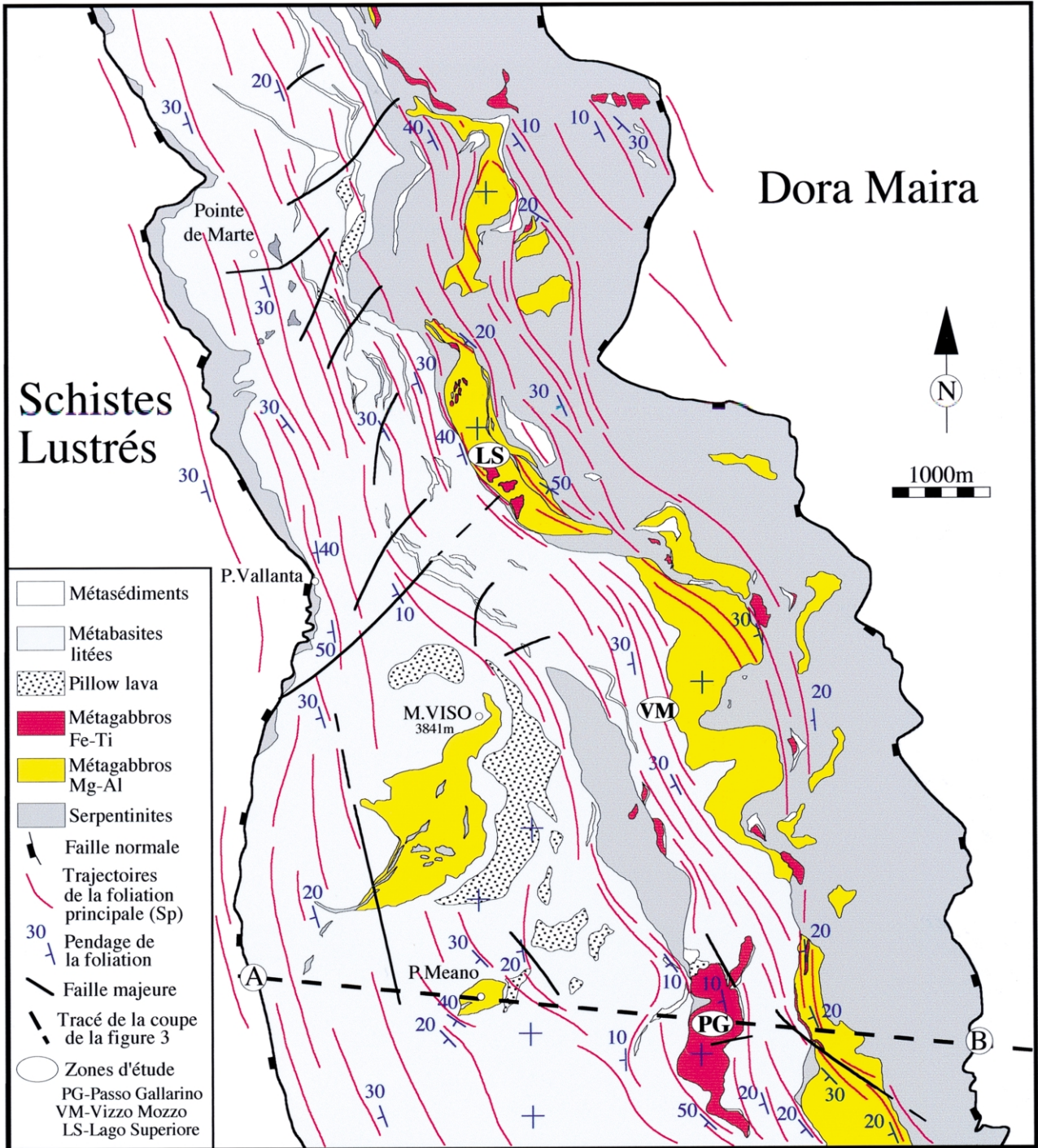


Figure 2. Carte lithologique et structurale de la partie centrale du massif du Monviso. Les trajectoires de la foliation principale (Sp) se répartissent en couloirs de déformation qui isolent les amandes de métagabbros.

Figure 2. Lithological and structural map of the central part of the Monviso massif. The foliation trajectories (Sp) define, at the regional scale, a shear zone network which individualizes boudin of metagabbros.

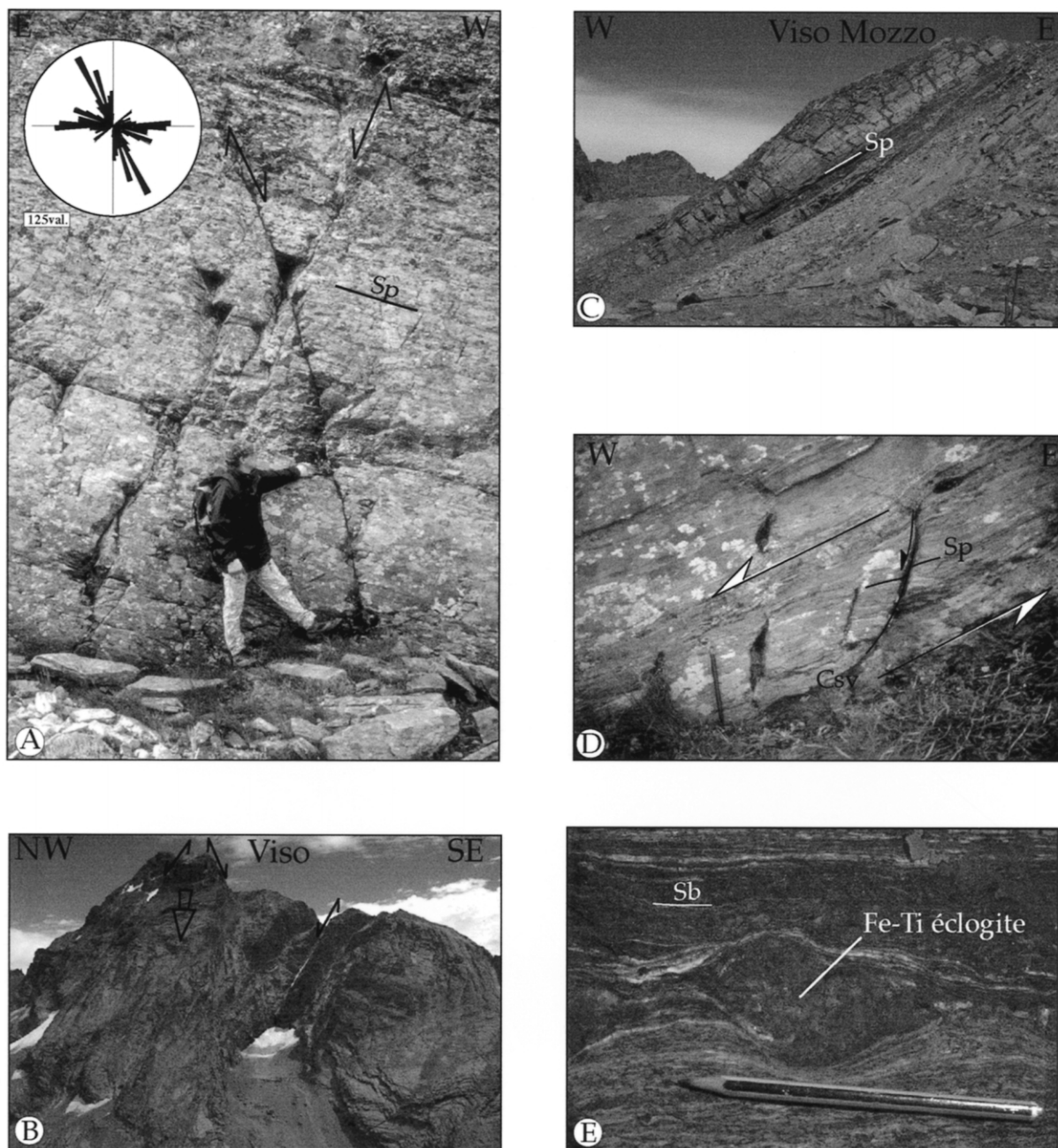


Planche 1A. Développement de failles normales cassantes conjuguées. L'analyse du champ de déformation au niveau du Viso Mozzo, révèle deux directions de structures extensives d'orientation N150–170 et N90–110 (125 mesures). **B.** Face SW du Viso, avec une forme pyramidale qui résulte du fonctionnement des deux directions de failles normales conjuguées. **C.** Panorama des metabasites litées du Viso Mozzo, montrant le plan de foliation principal (Sp) penté de 30 degrés vers l'ouest. **D.** La déformation en faciès des schistes verts est localement fortement cisaillante (Csv), des fentes de cisaillement dans les prasinites litées sont fréquemment observées (Viso Mozzo), compatibles avec une tectonique extensive à vergence ouest. **E.** Métagabbros ferrotitanés boudinés (Passo Gallarino) dans une foliation générée dans les conditions du faciès des schistes bleus (Sb).

Plate 1A. Development of brittle conjugated normal faults. The Viso Mozzo strain pattern reveals two directions of extensional structures oriented N150–170 and N90–110 (125 values). **B.** SW Viso front: its pyramidal shape results from the development of the two directional conjugated normal faults. **C.** General view of the Viso Mozzo layered metabasalts, with the main foliation plane (Sp) dipping at 30° to the west. **D.** Deformation under greenschist facies conditions, with shear zones development (Csv), compatible with west-oriented extensional tectonics. **E.** Boudinage of Fe-Ti metagabbros within blueschist foliation (Sb).

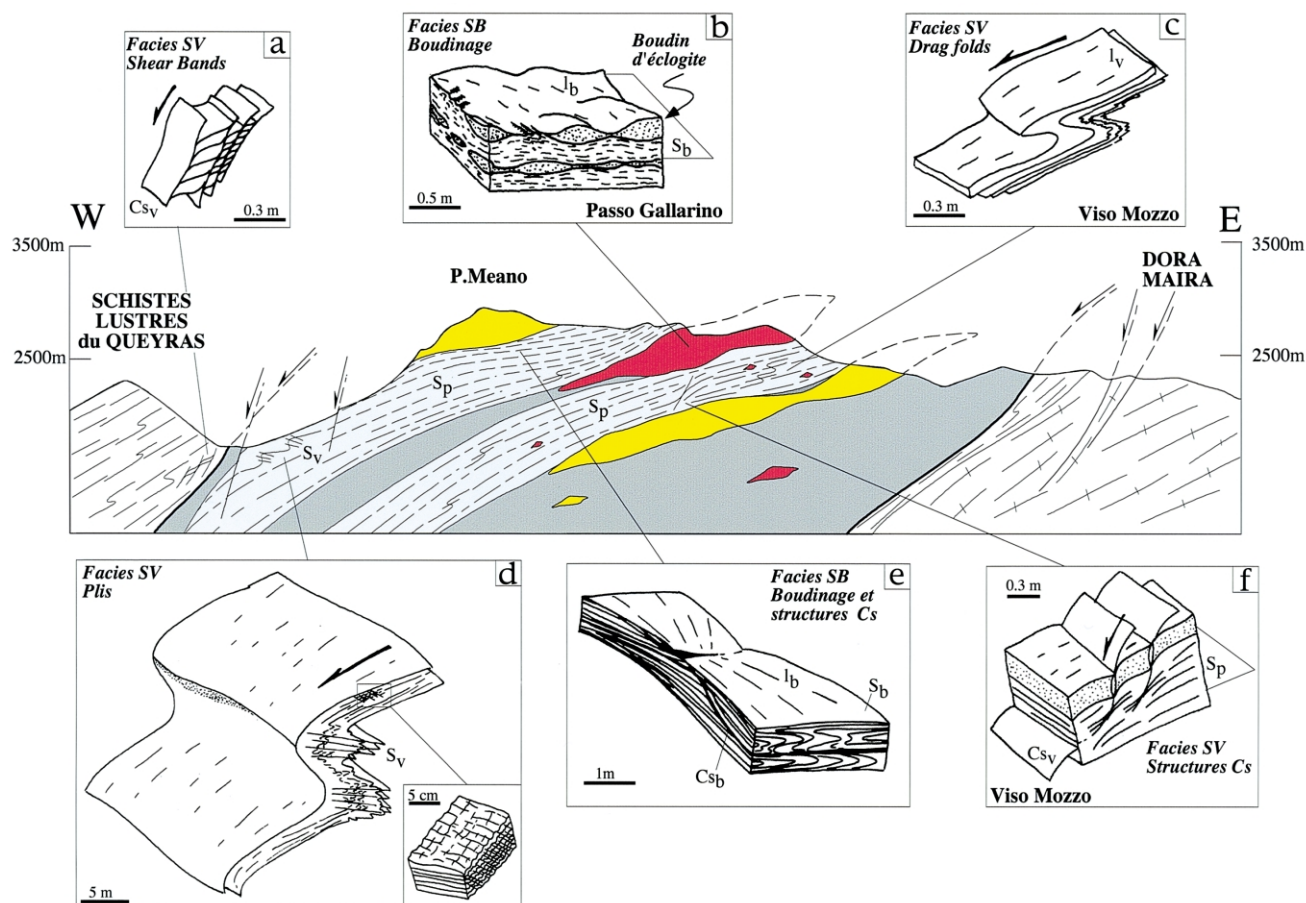


Figure 3. Coupe du complexe ophiolitique du Monviso. La déformation principale correspond au développement d'une foliation principale (S_p), réactivée localement par des structures extensives dans les conditions du faciès des schistes verts. Les structures C_s (f), les plis d'entraînement (c) et la schistosité de crénulation (d) sont compatibles avec une cinématique à vergence ouest. Cette foliation principale s'observe également dans les schistes lustrés du Queyras (a) et dans les calcschistes du massif de Dora Maira. Dans les métagabbros la foliation principale est sub-horizontale (b), générée dans un régime en aplatissement dominant (e).

Figure 3. Cross-section of the ophiolitic Monviso. The main deformation corresponds to a major foliation plane (S_p), locally reactivated by greenschist facies extensional structures. C_s structures (f), drag folds (c) and crenulation cleavage (d) are compatible with a top-to-the-west kinematic. This main foliation plane is observed in the Queyras schistes lustrés domain (a) and in the calcschists of the Dora Maira complex. The main foliation, in the metagabbros is sub-horizontal (b), generated in dominated pure shear regime.

revanche, au sein d'un même boudin, les résultats obtenus sur la lithologie ferrotitanée de référence seront comparés aux quantifications effectuées sur d'autres lithologies (métagabbros Mg-Al), afin de tester la cohérence des calibrations utilisées.

La localisation des échantillons étudiés provenant du Lago Superiore (LS), du Viso Mozzo (VM) et du Passo Gallarino (PG) est reportée sur la figure 2.

3.1.1. Chimie sur roche totale

Les analyses chimiques (en éléments majeurs) des différents échantillons prélevés dans les trois unités (tableau I), sont présentés dans un diagramme AFM (4) et comparées

avec les analyses fournies par Lombardo et al. [18]. L'ensemble des métagabbros étudiés se répartissent dans le diagramme AFM suivant deux grands domaines, (i) l'un riche en MgO ($> 47\%$) compatible avec le champ des métagabbros alumineux et magnésiens défini par Lombardo et al. [18] et l'autre (ii) riche en Fe_2O_3 ($> 56\%$) correspondant aux métagabbros ferrotitanés défini par Lombardo et al. [18]. De plus au sein des gabbros ferrotitanés étudiés (tableau I) il existe une forte variabilité dans les teneurs en TiO_2 de 4,30 à 0,76 (wt %) traduisant plusieurs événements magmatiques (fusion partielle et ou cristallisation fractionnée) à l'origine de la formation de ces gabbros.

Tableau I. Analyses chimiques des métagabbros provenant de trois unités du massif du Monviso. Les échantillons Vi sont extraits des travaux de Nisio [27]. La composition chimique des métagabbros a été déterminée par spectrométrie de fluorescence X (XRF) (précision analytique comprise à $\pm 1\%$) à l'université de Lyon I par P. Capiez.

Table I. Chemical analyses of metagabbros from three different units of the Monviso massif. The samples Vi correspond of the metagabbros analysed by Nisio [27]. The bulk rock composition of the metagabbros were determined by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry (analytical precision is within $\pm 1\%$) at Lyon I University by P. Capiez.

Wt%	Viso Mozzo Fe-Ti				Passo Gallarino Fe-Ti			Lago Superiore Fe-Ti			Lago Superiore Mg-Al		
	VM ₀₁	VM ₀₂	VM ₀₄	VM ₀₈	PG _{70D}	PG _{70F}	PG _{70G}	Vi ₈₃₁₁	Vi ₈₃₁₉₋₁	Vi _{83 19-2}	Vi _{83 9-1}	Vi _{83 9-2}	Vi _{83 21-1}
SiO ₂	49,11	45,18	44,44	46,67	48,00	49,86	51,93	47,15	47,25	46,16	62,84	49,78	56,32
Al ₂ O ₃	18,05	19,19	18,28	19,65	12,67	12,86	10,46	13,00	12,80	12,90	11,83	23,45	14,70
MgO	3,20	3,63	3,61	2,73	5,63	5,31	5,00	5,60	6,35	7,34	8,52	6,69	9,08
Fe ₂ O ₃	9,91	11,73	11,15	10,52	18,59	15,63	16,61	21,25	15,42	19,59	3,47	2,39	3,85
MnO	0,13	0,14	0,13	0,09	0,26	0,28	0,21	0,23	0,18	0,23	0,05	0,03	0,07
TiO ₂	1,25	1,62	1,61	1,49	4,30	3,25	1,72	0,86	0,94	0,76	0,16	0,12	0,11
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,15	0,13	0,30	0,23	0,18	0,11	0,04	0,05	0,00	0,00	0,01
CaO	11,45	10,12	11,70	9,04	4,88	8,74	7,56	9,15	10,05	7,61	9,00	9,25	10,04
Na ₂ O	4,34	3,21	2,81	2,73	4,03	3,63	5,17	3,69	3,48	2,56	2,97	3,46	2,52
K ₂ O	0,16	1,56	0,17	0,95	0,07	0,06	0,11	0,11	0,08	0,06	0,05	1,54	0,05
H ₂ O	1,75	3,60	4,07	3,21	0,21	0,18	0,21	0,46	0,75	1,83	1,59	2,56	2,33
total	99,43	100,07	98,12	97,21	98,94	100,03	99,16	101,61	97,34	99,09	100,48	99,27	99,08

Ces deux types de métagabbros affleurent le plus souvent de façon séparés au sein du Monviso, parfois ils sont associés au sein d'un même boudin, alternant alors en lits parallèles à la foliation (*figure 4*).

3.1.2. Analyse des paragenèses et chimie des minéraux

Les métagabbros éclogitiques montrent tous un litage minéralogique comprenant des zones à omphacite-grenat alternant avec des niveaux à rutile en amas, zoisite et phengite. Les métagabbros du Viso Mozzo et du Passo Gallarino se caractérisent par l'abondance de l'amphibole bleue (*figure 5*) correspondant à de la glaucophane d'après la nomenclature de Leake [35]. Ces amphiboles sont, le plus souvent sur leur bordure, partiellement destabilisées en crossite. Cette zonation correspond à un rééquilibrage partiel dans des conditions de plus basse pression. Dans les métagabbros magnésiens, le talc est fréquemment à l'équilibre avec l'omphacite et le grenat (la minéralogie des échantillons est présentée dans le *tableau II*).

Les clinopyroxènes correspondent à des omphacites et à des chloromélanites. Dans les lithologies ferrotitanées, ils contiennent entre 25 et 39 % de molécule de jadéite (*figure 6*). Dans les gabbros magnésiens du Lago Superiore les omphacites présentent une teneur en jadéite élevée, entre 37 % et 53 % (*figure 6*). Associés à ces gabbros, on observe des niveaux riches en quartz, de type métaplagiogranites, ou la jadéite ($X_{Jd} > 75\%$) est stable.

Les grenats ont des dimensions variables d'un échantillon à l'autre depuis un diamètre supérieur à 6 mm pour les phénocristaux jusqu'à des dimensions inférieures à 0,2 mm pour les cristaux les plus déformés (mylonites éclogitiques). Dans les métagabbros ferrotitanées du Passo Gallarino et du Viso Mozzo les grenats sont chimiquement très proches et cor-

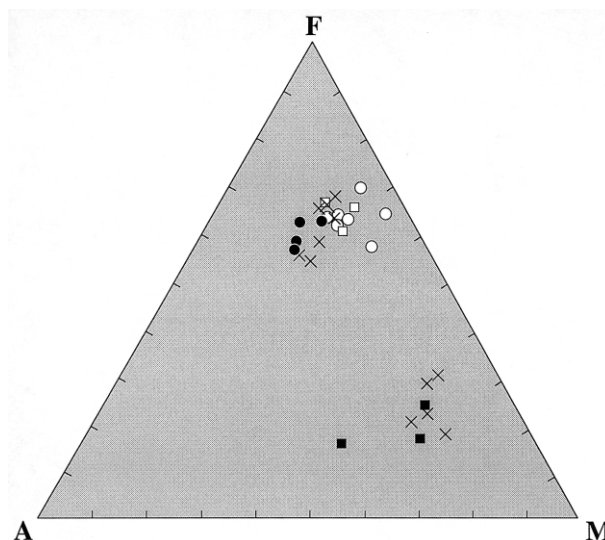


Figure 4. Représentation dans un diagramme AFM des différents métagabbros étudiés. Deux groupes de métagabbros sont individualisés, les ferrotitanés et les aluminomagnésiens. ○ : Métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, ● : métagabbros Fe-Ti du Vizzo Mozzo, □ : métagabbros Fe-Ti du Lago Superiore, ■ : métagabbros Mg-Al du Lago Superiore, × : analyse des métagabbros du Monviso par Lombardo et al. [18].

Figure 4. Representation of the studied metagabbros in a AFM diagram. Fe-Ti and Mg-Al metagabbros are individualized with ○ : Passo Gallarino Fe-Ti metagabbros, ● : Vizzo Mozzo Fe-Ti metagabbros, □ : Lago Superiore Fe-Ti metagabbros, ■ : Lago Superiore Mg-Al metagabbros, × : Monviso metagabbros analysed by Lombardo et al. [18].

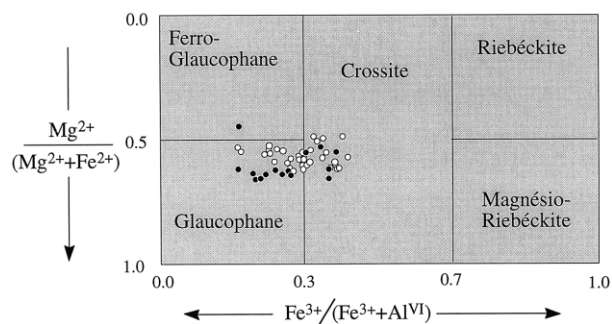


Figure 5. Chimie des amphiboles sodiques, dans le diagramme de Leake [35]. ○ : Métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, ● : métagabbros Fe-Ti du Vizzo Mozzo.

Figure 5. Chemistry of the Na-amphiboles, after Leake [35]. ○ : Passo Gallarino Fe-Ti metagabbros, ● : Vizzo Mozzo Fe-Ti metagabbros.

respondent à une solution solide d'almandin ($X_{alm} = 60,08 - 78,55$), de pyrope ($X_{prp} = 2,77 - 9,26$), de grossulaire ($X_{grs} = 11,11 - 32,40$) et de spessartine ($X_{sps} = 2,02 - 6,76$). Ils se répartissent dans le champ des éclogites de type C (basse température) défini par Coleman et al. [36] (figure 7). En revanche, pour des lithologies identiques, les grenats du Lago Superiore sont plus riches en pyrope ($X_{prp} = 30,56 - 43,52$) (figure 7). La composition des grenats provenant des lithologies ferrotitanées est compatible avec les analyses fournies par Lombardo et al. [18] et Kienast [26]. Les grenats provenant des métagabbros alumino-magnésiens se révèlent être fortement enrichis en pyrope par rapport à ceux présents dans les lithologies ferrotitanées. Ils correspondent à une solution solide d'almandin ($X_{alm} = 54,48 - 39,66$), de pyrope ($X_{prp} = 30,55 - 44,45$), de grossulaire ($X_{grs} = 10,18 - 20,37$) et de spessartine ($X_{sps} = 0,96 - 2,17$) (figure 7). Ils se répartissent alors dans le champ des éclogites de type B défini par Coleman et al. [36].

3.2. Calcul des paramètres intensifs

Afin de quantifier les conditions physiques (P,T) du métamorphisme nous avons combiné :

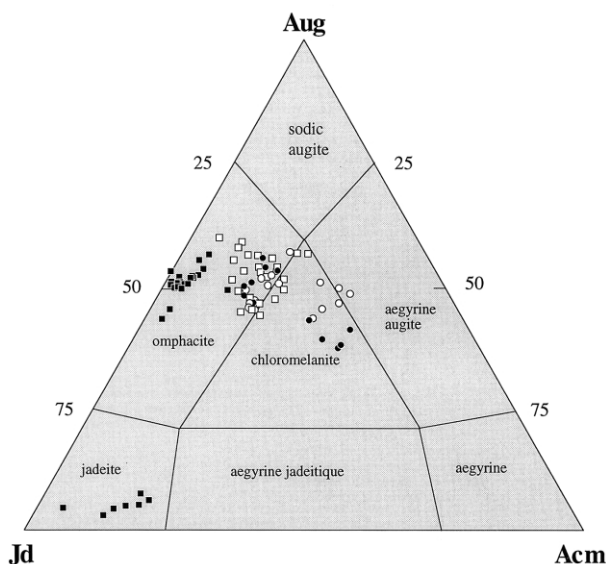


Figure 6. Compositions des clinopyroxènes dans les métagabbros du Monviso. ○ : Métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, ● : métagabbros Fe-Ti du Vizzo Mozzo, □ : métagabbros Fe-Ti du Lago Superiore, ■ : métagabbros Mg-Al du Lago Superiore.

Figure 6. Clinopyroxene compositions in the Monviso metagabbros. ○ : Passo Gallarino metagabbros, ● : Vizzo Mozzo Fe-Ti metagabbros, □ : Lago Superiore Fe-Ti metagabbros, ■ : Lago Superiore Mg-Al metagabbros.

- les domaines de stabilité des principales phases ;
- la thermobarométrie conventionnelle basée sur les échanges Fe-Mg entre grenat et clinopyroxène, en utilisant la calibration de Ellis & Green [37] pour les chimies ferrotitanées, et la calibration de Pattison et Newton [38] pour les chimies alumino-magnésiennes. L'estimation des températures a été également réalisée en utilisant les échanges entre grenat et phengite d'après la calibration de Green and Hellman [39];
- le logiciel de calcul thermobarométrique *Thermocalc* [40, 41];

Tableau II. Paragenèses minérales éclogitiques présentes dans les métagabbros étudiés.

Table II. Eclogitic mineral assemblages observed in the studied metagabbros.

Unités	Gt	Cpx	Ru	Zo	Gln	Ph	Pg	Qz	Talc	Ilm
Passo Gallarino										
- Métagabbros Fe-Ti	+	+	+	+	+	+		+		+
Viso mozzo										
- Métagabbros Fe-Ti	+	+	+	+	+	+		+		+
Lago Superiore										
- Métagabbros Fe-Ti	+	+	+	+		+		+		+
- Métagabbros Mg-Al	+	+	+	+		+	+	+	+	

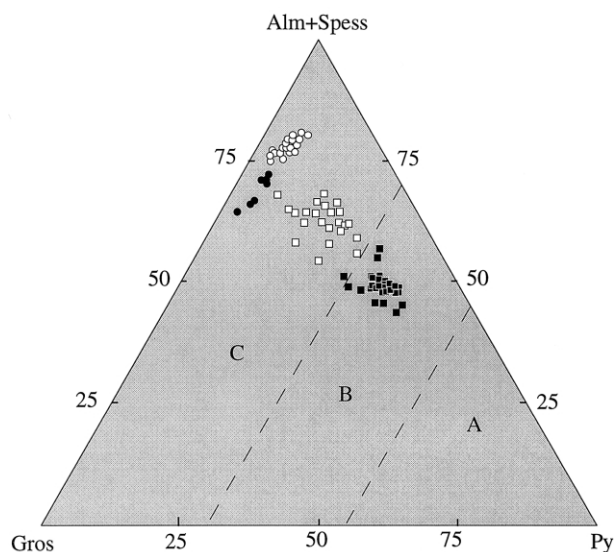


Figure 7. Classification des grenats présents dans le métagabbros du Monviso (subdivision en groupe A, B, C des éclogites d'après Coleman et al. [36]). ○ : Métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, ● : métagabbros Fe-Ti du Vizzo Mozzo, □ : métagabbros Fe-Ti du Lago Superiore, ■ : métagabbros Mg-Al du Lago Superiore.

Figure 7. Chemistry of the garnets present in the Monviso metagabbros (dividing lines between groups A, B and C eclogites are from Coleman et al. [36]). ○ : Passo Gallarino Fe-Ti metagabbros, ● : Vizzo Mozzo Fe-Ti metagabbros, □ : Lago Superiore Fe-Ti metagabbros, ■ : Lago Superiore Mg-Al metagabbros.

- les estimations obtenues à partir de l'étude des domaines d'antiphases (DAP), publiés par ailleurs, sur des échantillons identiques [27, 33, 42].

4. Résultats

Les analyses des minéraux représentatifs ainsi que les formules structurales calculées, utilisées pour l'estimation des conditions physiques du métamorphisme sont présentées dans le *tableau III*. Le calcul de la teneur en Fe^{3+} a été réalisé par équilibre des charges pour une stoechiométrie donnée selon les procédures discutées par Powell & Holland [40]. L'ensemble des méthodes utilisées et des résultats thermobarométriques sont présentés pour chaque unité et chaque lithologie dans le *tableau IV*. De plus, le logiciel de calcul *Thermocalc* [40, 41] a été utilisé en considérant le quartz et H_2O comme des phases en excès.

4.1. Les échantillons du Lago Superiore

La quantification des paramètres physiques du métamorphisme dans cette unité a été réalisée pour deux chimies différentes, d'une part dans les métagabbros ferrotitanés et d'autre

part dans les métagabbros aluminomagnésiens, afin de tester la dépendance des conditions P-T avec la chimie de la roche initiale. L'ensemble des grilles (P,T) pour les deux chimies de métagabbros est présenté dans la *figure 8*.

4.1.1. Métagabbros ferrotitanés

Le stade éclogitique se caractérise (*figure 8A*) par l'absence de lawsonite et la présence de zoïsite dans la paragenèse éclogitique suggérant une localisation du côté des hautes températures de la réaction $\text{Lws} + \text{Jd} = \text{Pg} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ [43]. De plus l'absence de glaucophane stable dans la paragenèse haute pression indique une température supérieure à 550°C [44] pour les conditions éclogitiques.

Les résultats thermométriques obtenus à partir des échanges Fe-Mg sont compatibles avec les données précédentes. La température obtenue en utilisant les calibrations de Ellis et Green [37], sur neuf couples clinopyroxène-grenat est de $570 \pm 60^\circ\text{C}$. Le thermomètre grenat-phengite (Green et Hellman [39]), sur six couples, donne une température de $590 \pm 50^\circ\text{C}$. De plus l'utilisation du programme *Thermocalc* [40, 41] sur un assemblage à grenat-phengite-clinopyroxène avec le quartz-ilménite-rutile et H_2O en excès, conduit à une gamme de température plus faible, mais néanmoins compatible de $480 \pm 90^\circ\text{C}$.

L'estimation de la température à partir des DAP, sur des omphacites non déformées où les domaines d'antiphase ont une taille homogène [27, 33, 42], correspond à une température minimale calculée aux alentours de 500°C . Cette méthode est indépendante de la pression et correspond à une température de refroidissement des clinopyroxènes.

Ainsi les résultats thermométriques obtenus par les différentes méthodes convergent autour d'une température de $580 \pm 40^\circ\text{C}$ pour le stade éclogitique.

La teneur en jadéite ($X_{\text{jd}} = 0,39$) des omphacites en présence de quartz, indique une pression minimale de 13 kb pour 580°C . De plus le taux minimal en Si^{4+} dans la phengite [45], voisin de 3,65 p.f.s., fournit une pression minimale de 18 kb à 580°C .

Enfin, l'utilisation du logiciel *Thermocalc* [40, 41] conduit, pour l'assemblage étudié, à une pression de 19 ± 2 kb.

4.1.2. Métagabbros aluminomagnésiens

L'assemblage minéralogique éclogitique se caractérise (*figure 8B*) par l'absence conjuguée de lawsonite et de glaucophane et par la présence de zoïsite [43, 44]. La température est donc supérieure à 550°C , au-delà du champ de stabilité de ces deux phases minéralogiques.

Pour ce type de chimie, la thermométrie a été réalisée d'après les échanges Fe-Mg entre le grenat et le clinopyroxène en utilisant la calibration de Pattison et Newton [38], mieux adaptée aux chimies magnésiennes et alumineuses. En effet, pour des chimies magnésiennes le Kd est fortement dépendant de l'activité du Mg dans le grenat. Dans

Tableau III. Analyses représentatives des minéraux constitutifs des métagabbros étudiés, utilisées pour l'estimation des conditions physiques du métamorphisme éclogitique. Métagabbros Fe-Ti du Lago Superiore: Vi83 (analyse d'après Nisio [27]); métagabbros Mg-Al du Lago Superiore: Ls15; métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino: PG; métagabbros Fe-Ti du Viso Mozzo: vm04. Les analyses des minéraux ont été réalisées avec la microsonde CAMEBAX SX100 de l'Université de Clermont-Ferrand (France).

Table III. Representative mineral analyses from the different metagabbros of the Monviso, used for the estimations of P–T conditions for the eclogitic stage. Vi83: Fe-Ti Lago Superiore metagabbros (analysed by Nisio [27]); Ls15: Mg-Al Lago Superiore metagabbros; PG: Fe-Ti Passo Gallarino metagabbros; vm04: Fe-Ti Viso Mozzo metagabbros. Mineral analyses were performed on Camebax SX100 microprobe at the Clermont-Ferrand University (France).

	Phengite			Grenat						Clinopyroxène						Talc			Zoesite	
	Vi 83 n80	Vi83 n89	Vi83 n92	Vi83 n84	Vi83 n90	Vi83 n91	Vi83 n96	Ls15 I22	Ls15 I26	Vi83 n82	Vi83 n97	Vi83 n77	Vi83 n85	Ls15 I12	Ls15 I25	Ls15 I35	Ls15 I38	Ls15 I42	Ls15 I44	Ls15 I5
SiO₂	54,98	56,89	54,96	38,79	39,03	37,78	37,99	39,43	39,58	54,17	55,46	56,24	56,00	56,79	57,55	56,74	62,78	62,53	39,78	39,51
TiO₂	0,15	0,15	0,07	0,05	0,02	–	0,11	0,04	0,00	0,07	0,01	–	–	0,11	0,04	0,00	0,00	0,00	0,13	0,04
Al₂O₃	19,51	20,34	21,31	21,86	21,83	21,71	21,63	22,30	22,46	7,15	7,89	9,21	7,73	10,18	11,79	10,61	0,19	0,31	33,05	32,44
FeO	3,71	3,74	3,91	29,00	29,62	29,79	28,52	23,60	23,42	9,57	9,14	8,10	9,25	3,13	2,95	3,40	3,19	2,48	0,52	0,95
MnO	0,06	–	0,02	0,42	0,54	0,52	0,30	0,55	0,51	0,14	–	–	–	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04
MgO	5,83	6,00	5,47	5,80	4,51	4,24	4,36	9,91	10,93	8,09	7,66	7,63	7,75	9,60	8,85	8,95	28,33	27,57	0,01	0,04
CaO	0,04	0,03	–	5,30	6,27	6,46	6,07	4,89	4,15	13,13	13,17	12,18	12,87	14,55	13,04	13,57	0,13	1,01	24,41	24,52
Na₂O	0,08	0,08	0,10	–	0,07	0,06	–	0,01	0,04	6,77	7,29	7,50	7,07	6,73	7,38	7,10	0,02	0,05	0,01	0,00
K₂O	11,61	9,54	9,81	0,03	–	–	0,02	0,01	0,00	0,04	–	–	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	95,97	96,77	95,65	101,25	101,89	100,56	99,00	100,74	101,09	99,13	100,62	100,86	100,68	101,09	101,59	100,39	94,63	93,96	97,91	97,53
<i>22 oxygènes</i>				<i>24 oxygènes</i>						<i>6 oxygènes</i>						<i>22 oxygènes</i>			<i>13 oxygènes</i>	
Si	7,37	7,44	7,30	5,99	5,94	4,13	6,02	5,95	5,92	1,98	1,99	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	8,10	8,12	3,14	3,14
Ti	0,16	0,01	0,01	0,01	0,00	–	0,00	0,00	0,00	0,00	–	–	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	3,08	3,13	3,34	3,98	4,02	6,01	4,03	3,97	3,96	0,31	0,33	0,39	0,33	0,42	0,48	0,44	0,03	0,05	3,07	3,04
Fe	0,42	0,41	0,43	3,75	3,85	3,89	3,78	2,98	2,93	0,27	0,25	0,23	0,26	0,09	0,09	0,10	0,31	0,27	0,03	0,06
Mn	0,01	–	0,00	0,05	0,07	0,07	0,04	0,07	0,06	0,00	–	–	–	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00
Mg	1,17	1,17	1,08	1,34	1,05	0,99	1,03	2,24	2,44	0,44	0,41	0,41	0,42	0,50	0,46	0,47	5,45	5,34	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,88	1,05	1,09	1,03	0,79	0,67	0,51	0,51	0,46	0,50	0,55	0,49	0,51	0,00	0,00	2,06	2,09
Na	0,03	0,02	0,03	–	0,02	0,02	0,05	0,00	0,01	0,48	0,51	0,52	0,49	0,46	0,50	0,49	0,02	0,05	0,00	0,00
K	1,99	1,59	1,66	0,01	–	–	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	–	–	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ cat.	14,21	13,78	13,85	16,00	16,00	16,20	15,99	16,00	16,15	4,00	4,00	4,00	4,00	4,02	4,01	4,02	13,92	13,94	8,32	8,34
Si⁴⁺	3,69	3,72	3,65	XAlm 61,99	62,12	62,41	63,00	49,10	48,06	XJd 28,80	32,30	38,61	32,69	41,00	47,83	43,89				
				XPrp 22,27	17,49	16,53	17,00	36,72	39,97	XAem 20,97	19,55	12,92	14,57	4,14	1,58	4,39				
				XGrS 13,98	14,34	14,41	17,00	13,02	10,92	XAug 50,22	48,15	48,47	52,74	54,86	50,59	51,72				
				XSps 0,92	1,19	1,15	3,00	1,17	1,05											

notre cas, pour les métagabbros aluminomagnésiens l'activité du Mg dans le grenat est voisine de 0,3–0,4 ce qui interdit l'utilisation de l'équation thermométrique de Ellis et Green [37]. Les résultats thermométriques obtenus avec la calibration de Pattison et Newton [38] sont de 610 ± 20 °C (sur six couples de minéraux). Ces résultats sont compatibles avec ceux obtenus par la thermobarométrie d'échange cationique pour les métagabbros Fe-Ti.

Le programme *Thermocalc* [40, 41] a permis d'obtenir une température de 580 ± 50 °C sur un assemblage à grenat-clinopyroxène-zoesite-talc. Les températures obtenues par les deux méthodes sont compatibles, permettant de définir un champ en température de 580 ± 40 °C.

L'estimation de la pression à partir de l'assemblage éclogitique par le logiciel *Thermocalc* [40, 41] donne une gamme très large de 21 ± 4 kb. Cette fenêtre peut être affinée en limite inférieure par (i) la présence d'omphacite, avec un taux maximum $X_{jd} = 0,53$, associée avec le quartz, qui indique une pression minimale de 14 kb pour 580 °C, et par (ii)

le taux de substitution en Si^{4+} dans les phengites [45], qui est supérieur à 3,61 p.f.s., indiquant une pression minimale de 17,5 kb pour 580 °C. L'absence de disthène et la présence de paragonite stable avec l'omphacite ($X_{jd} = 0,53$) indique que l'on se situe du côté des basses pressions de la réaction $Jd50 + Ky + V = Pg$ [46], impliquant une pression maximale de 21 kb pour 580 °C.

Si l'on compare les résultats obtenus sur les deux lithologies étudiées, on constate que la combinaison de toutes les méthodes permet l'obtention d'un champ Pression–Température de 580 ± 40 °C et 19 ± 2 kb (*figure 8C*) commun aux métagabbros ferrotitanés et aux métagabbros magnésiens. La quantification des paramètres intensifs par l'utilisation couplée de différentes méthodes, montre clairement que les résultats obtenus pour l'estimation des conditions de haute pression sont indépendants de la chimie initiale de la roche.

tableau III (suite).

table III (continued).

	Phengite			Grenat					Clinopyroxène					Amphibole				Zoesite				
	PG n24	PG n25	PG n26	PG n23	PG n30	PG n31	vm04 n23	vm04 n24	vm04 n28	PG n13-1	PG n13-5	PG n13-7	vm04 n25	vm04 n26	vm04 n29	PG n6-10	PG n6-12	PG n6-13	vm04 n37	vm04 n9	vm04 n21	vm04 n22
SiO₂	50,99	51,34	51,34	36,81	36,75	36,42	36,55	36,59	36,65	55,13	55,18	52,98	54,69	53,00	54,42	54,92	53,65	54,48	57,06	55,68	38,39	38,69
TiO₂	0,10	0,03	0,03	0,08	0,07	0,05	0,02	0,13	0,08	0,10	0,03	0,00	0,01	0,03	0,06	0,00	0,00	0,10	0,04	0,11	0,09	
Al₂O₃	27,45	27,79	27,61	20,60	20,63	20,60	20,98	20,36	20,88	8,41	8,26	7,54	8,04	7,04	8,31	8,07	9,14	9,07	9,83	8,20	32,27	30,51
FeO	3,16	1,79	2,24	33,47	33,51	33,74	31,03	28,50	30,98	10,95	10,87	12,40	9,20	12,05	9,33	15,44	15,68	15,13	14,83	15,21	1,40	3,07
MnO	0,04	0,03	0,02	3,05	2,48	2,82	1,30	1,33	1,27	0,00	0,02	0,00	0,06	0,18	0,02	0,00	0,03	1,00	0,10	0,05	0,08	0,03
MgO	3,24	3,67	3,65	1,40	1,61	1,63	1,03	0,75	1,57	6,38	6,69	6,61	7,37	6,49	7,29	8,89	8,29	8,68	7,70	9,45	0,02	0,22
CaO	0,05	0,00	0,03	5,18	5,34	4,84	8,54	11,50	8,31	10,85	11,27	11,83	12,90	13,95	12,18	0,82	0,28	0,32	0,12	0,83	24,41	23,91
Na₂O	0,24	0,27	0,19	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,07	7,83	7,37	7,55	7,06	6,33	7,17	6,49	7,14	6,91	7,13	6,71	0,02	0,01
K₂O	10,38	10,40	10,43	0,00	0,00	0,00	0,14	0,20	0,25	0,00	0,00	0,00	0,57	0,10	0,27	0,50	0,06	0,01	0,58	0,01	0,17	0,26
Total	95,64	95,33	95,53	100,58	100,44	100,11	99,57	99,39	100,05	99,65	99,69	98,91	99,89	99,16	99,03	95,13	94,27	95,60	97,45	96,18	96,88	96,78
<i>22 oxygènes</i>			<i>24 oxygènes</i>					<i>6 oxygènes</i>					<i>22 oxygènes</i>				<i>13 oxygènes</i>					
Si	6,81	6,82	6,83	5,93	5,91	5,89	5,90	5,89	5,86	2,00	2,01	1,95	2,01	1,99	2,01	7,97	7,86	7,86	7,87	7,95	3,09	3,14
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	4,32	4,35	4,33	3,91	3,91	3,93	3,99	3,86	3,94	0,36	0,35	0,33	0,35	0,31	0,36	1,38	1,58	1,54	0,59	1,38	3,06	2,92
Fe	0,31	0,18	0,22	4,51	4,51	4,56	4,19	3,84	4,15	0,29	0,28	0,35	0,28	0,38	0,29	1,84	1,89	1,79	1,22	1,77	0,09	0,21
Mn	0,01	0,00	0,00	0,42	0,34	0,39	0,18	0,18	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,12	0,02	0,01	0,01	0,00
Mg	0,65	0,73	0,72	0,34	0,38	0,39	0,25	0,18	0,37	0,35	0,36	0,36	0,40	0,36	0,40	0,92	1,81	1,87	3,19	2,01	0,00	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,89	0,92	0,84	1,48	1,98	1,42	0,42	0,44	0,47	0,51	0,56	0,48	0,13	0,04	0,05	1,40	0,13	2,10	2,08
Na	0,12	0,16	0,13	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,55	0,52	0,54	0,50	0,46	0,51	1,83	2,03	1,93	0,50	1,86	0,00	0,00
K	1,77	1,76	1,77	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,09	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03
Σ cat.	14,00	14,00	14,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	3,97	3,96	4,00	4,08	4,08	4,07	15,16	15,23	15,16	14,83	15,11	8,38	8,41
Si⁴⁺	3,41	3,41	3,42	XAlm 73,25	73,28	73,82	68,78	62,08	67,79	XJd 36,00	35,40	28,10	34,04	29,36	35,30							
				XPrp 5,46	6,25	6,35	4,05	2,90	6,12	XAc 20,97	19,55	12,92	15,14	14,89	14,82							
				XGr 14,52	14,97	13,58	24,25	32,08	23,29	XAug 43,03	45,05	58,98	50,83	55,75	49,88							
				XSps 6,76	5,50	6,26	2,91	2,94	2,80													

4.2. Les échantillons du Passo Gallarino

La présence dans la paragenèse écolitigique du glaucophane suggère de faibles températures inférieures à ≈ 550 °C [44]. Les gabbros ferrotitanés ne contiennent jamais de lawsonite ce qui implique des températures supérieures à ≈ 400 °C [43].

Les résultats thermométriques basés sur les échanges Fe-Mg entre le grenat et le clinopyroxène (calibration de Ellis and Green [37]) mais également entre le grenat et la phengite (calibration de Green et Hellman [39]) sont présentés dans la *tableau IV*. Ils fixent une température de 415 ± 20 °C avec la calibration d'Ellis et Green [37], tandis que la température estimée avec la calibration de Green et Hellman [39] est de 460 ± 30 °C. Ces deux estimations sont recoupées et confortées par les travaux de Nisio [27] sur les DAP des omphacites qui proposent un intervalle de 350 à 450 °C pour la température minimale enregistrée par les échantillons.

L'utilisation de *Thermocalc* [40, 41], sur un assemblage à grenat, clinopyroxène et glaucophane permet d'obtenir une température de 440 ± 40 °C compatible avec les autres données. La température ainsi estimée pour l'unité du Passo Gallarino sur des métagabbros ferrotitanés est de 450 ± 40 °C.

En l'absence de plagioclase à l'équilibre avec l'omphacite, la teneur en jadéite du pyroxène $X_{Jd} = 0,39$ donne une pression minimale de 11 kb pour 450 °C. Les teneurs élevées en Si⁴⁺ dans la phengite ($Si > 3,40$ p.f.s.), indiquent une pression minimale de 10 kb pour 450 °C. L'utilisation du logiciel *Thermocalc* [40, 41] sur l'assemblage écolitigique donne une pression de 12 ± 3 kb.

Le recoupement de toutes les estimations thermobarométriques permet de proposer graphiquement un domaine P,T pour les métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, de 450 ± 40 °C et 12 ± 3 kb (*figure 9A*).

4.3. Les échantillons du Viso Mozzo

La paragenèse écolitigique se caractérise par la présence de glaucophane et l'absence de lawsonite. Ainsi les métagabbros se localisent du côté des hautes températures de la réaction $Lws + Jd = Pg + Zo + Qz$ [43], c'est-à-dire pour une température supérieure à 400 °C mais toujours inférieure à 550 °C qui correspond à la limite supérieure de stabilité de la glaucophane [44].

L'utilisation de la calibration de Ellis et Green [37] sur les échanges Fe-Mg entre le grenat et le clinopyroxène

Tableau IV. Présentation des estimations thermobarométriques obtenues sur l'ensemble des lithologies étudiées. La flèche indique le champ P–T obtenu graphiquement. L'étoile correspond aux travaux de Nisio [27], les chiffres entre parenthèses indiquent le nombre de couples de minéraux utilisés pour la thermométrie basée sur les échanges Fe–Mg.

Table IV. Thermobarometric estimations obtained for the different studied lithologies. The arrows indicate the best graphical P–T field. Star corresponds to results of Nisio [27], numbers in the brackets correspond of the number of mineral couple used for the thermometry based on Fe–Mg exchanges.

Gabbro Fe-Ti Lago Superiore				
Thermobarometrie classique			Thermocalc [40, 41]	
Stade Eclogitique	Pression	Température	Pression	Température
	-Teneur en jadéite >30 P ≥ 11 kb -Si ⁴⁺ dans la phengite 3,65-3,70 P ≥ 15 kb	Géothermomètres: -Cpx/Grt [37] 570 ± 60°C (9) à 19 kb -Grt/Phe [39] 590 ± 50°C (6) à 19 kb -DAP dans les omphacites ≈500°C*	19 ± 2 kb fit 1,4 Assemblage Grt-Phe-Cpx (Ru-Ilm-Qz-H2O en excès)	480 ± 90°C fit 1,4

→ T=580 ± 40°C P=19 ± 2kb

Gabbro Mg-Al Lago Superiore				
Thermobarometrie classique			Thermocalc [40, 41]	
Stade Eclogitique	Pression	Température	Pression	Température
	-Teneur en jadéite > 40 P ≥ 13 kb -Si ⁴⁺ dans la phengite 3,61-3,72 P ≥ 15 kb	Géothermomètres: -Cpx/Grt [38] 610 ± 20°C (6) à 21 kb	21 ± 4 kb fit 2,5 Assemblage Grt-Zo-Cpx-Talc (Qz-H2O-Pa en excès)	580 ± 50°C fit 0,8

→ T=580 ± 40°C P=19 ± 2kb

Gabbro Fe-Ti Passo Gallarino				
Thermobarometrie classique			Thermocalc [40, 41]	
Stade Eclogitique	Pression	Température	Pression	Température
	-Teneur en jadéite 30-40 P ≥ 11 kb -Si ⁴⁺ dans la phengite ≥ 3,40 P ≥ 11 kb	Géothermomètres: -Cpx/Grt [37] 415 ± 20°C (7) à 12 kb -Grt/Phe [39] 460 ± 30°C (6) à 12 kb -DAP dans les omphacites 400 ± 50°C*	11,9 ± 3 kb fit 0,4 Assemblage Grt-Cpx-Gln (Qz-H2O en excès)	440 ± 40°C fit 0,4

→ T=450 ± 40°C P=12 ± 3 kb

Gabbro Fe-Ti Viso Mozzo				
Thermobarometrie classique			Thermocalc [40, 41]	
Stade Eclogitique	Pression	Température	Pression	Température
	-Teneur en jadéite 30-40 P ≥ 11 kb -Si ⁴⁺ dans la phengite 3,40-3,55 P ≥ 11 kb	Géothermomètres: -Cpx/Grt [37] 420 ± 60°C (5) à 11 kb	11 ± 2,4 kb fit 2,1 Assemblage Grt-Cpx-Gln-Zo (Qz-H2O en excès)	510 ± 70°C fit 2,1

→ T=460 ± 30°C P=12 ± 2 kb

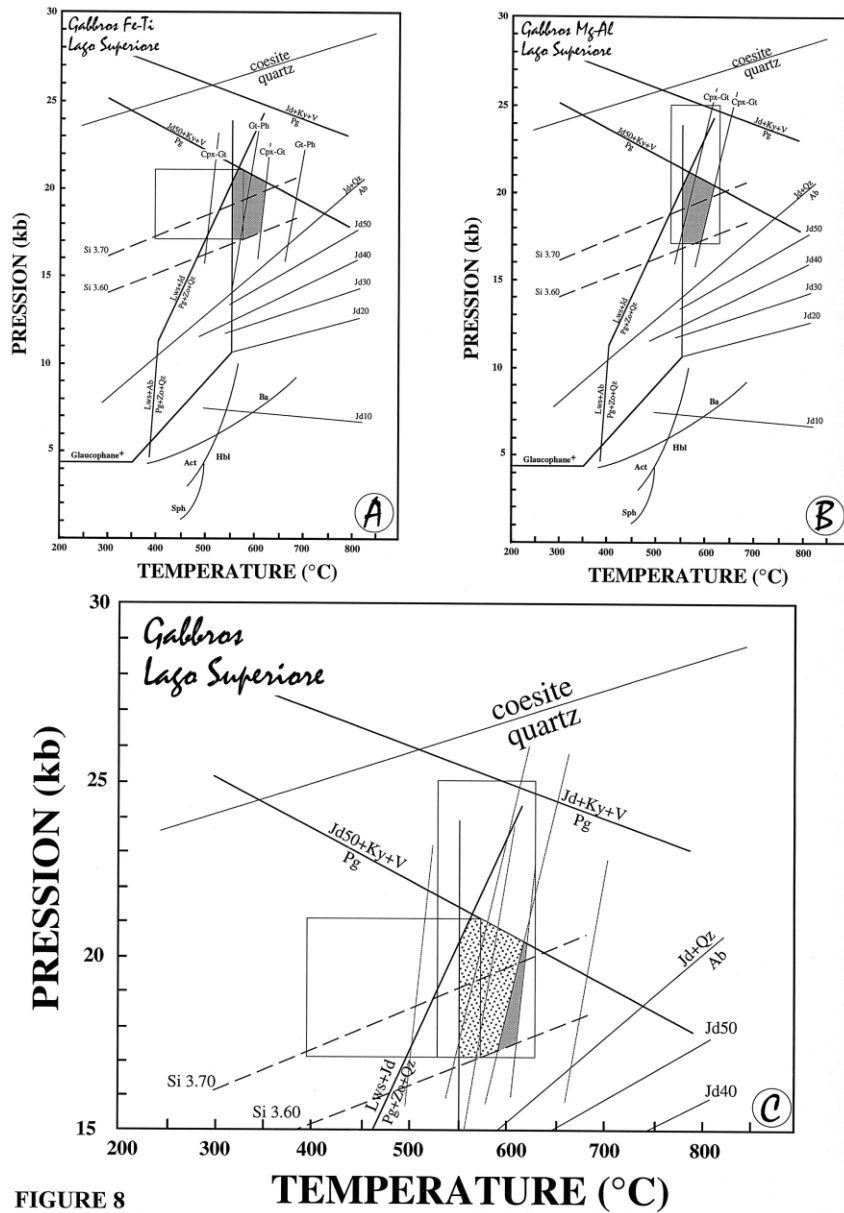


FIGURE 8

Figure 8. Présentation des conditions P–T pour le stade éclogitique de l’unité du Lago Superiore.

A : métagabbros Fe-Ti ; B : métagabbros Mg-Al ; C : comparaison des deux champs P–T pour les deux chimies de métagabbros. Les rectangles représentent la pression et la température estimées par l’utilisation du logiciel Thermocalc [40, 41]. L’estimation des températures est obtenue en combinant le champ de stabilité de la glaucophane [44], de la lawsonite [43] et du thermomètre grenat-clinopyroxène d’après la calibration de Ellis et Green [37] et celle de Pattison et Newton [38] ainsi que le thermomètre grenat-phengite d’après la calibration de Green et Hellman [39]. Les pressions sont obtenues en utilisant les réactions $Jd + Qz = Ab$ [51] et $Jd + Ky + V = Pg$ [46] et l’utilisation des isoplèthes en Si^{4+} de la phengite [45] et le % en jadéite des clinopyroxènes [52]. Les stabilités de la coesite [53], du sphène [54] et des amphiboles calco-sodiques [55] sont indiquées.

Figure 8. P–T conditions for the eclogitic stage of the Lago Superiore unit.

A : Fe-Ti metagabbros; B : Mg-Al metagabbros; C : comparison of the two P–T domains for the two types of metagabbros. The boxes represent estimated pressure and temperature obtained by using Thermocalc [40, 41]. The temperature estimates are obtained by combining the stability fields of glaucophane [44], lawsonite [43] and the garnet-clinopyroxene geothermometer of Ellis and Green [37], Pattison and Newton [38], and the phengite-clinopyroxene geothermometer of Green and Hellman [39]. The pressure conditions were obtained using the reaction $Jd + Qz = Ab$ [51] and $Jd + Ky + V = Pg$ [46], and using the jadeite [52] and phengite [45] isopleths. The stability of coesite [53], titanite [54] and calco-sodic amphiboles [55] are indicated.

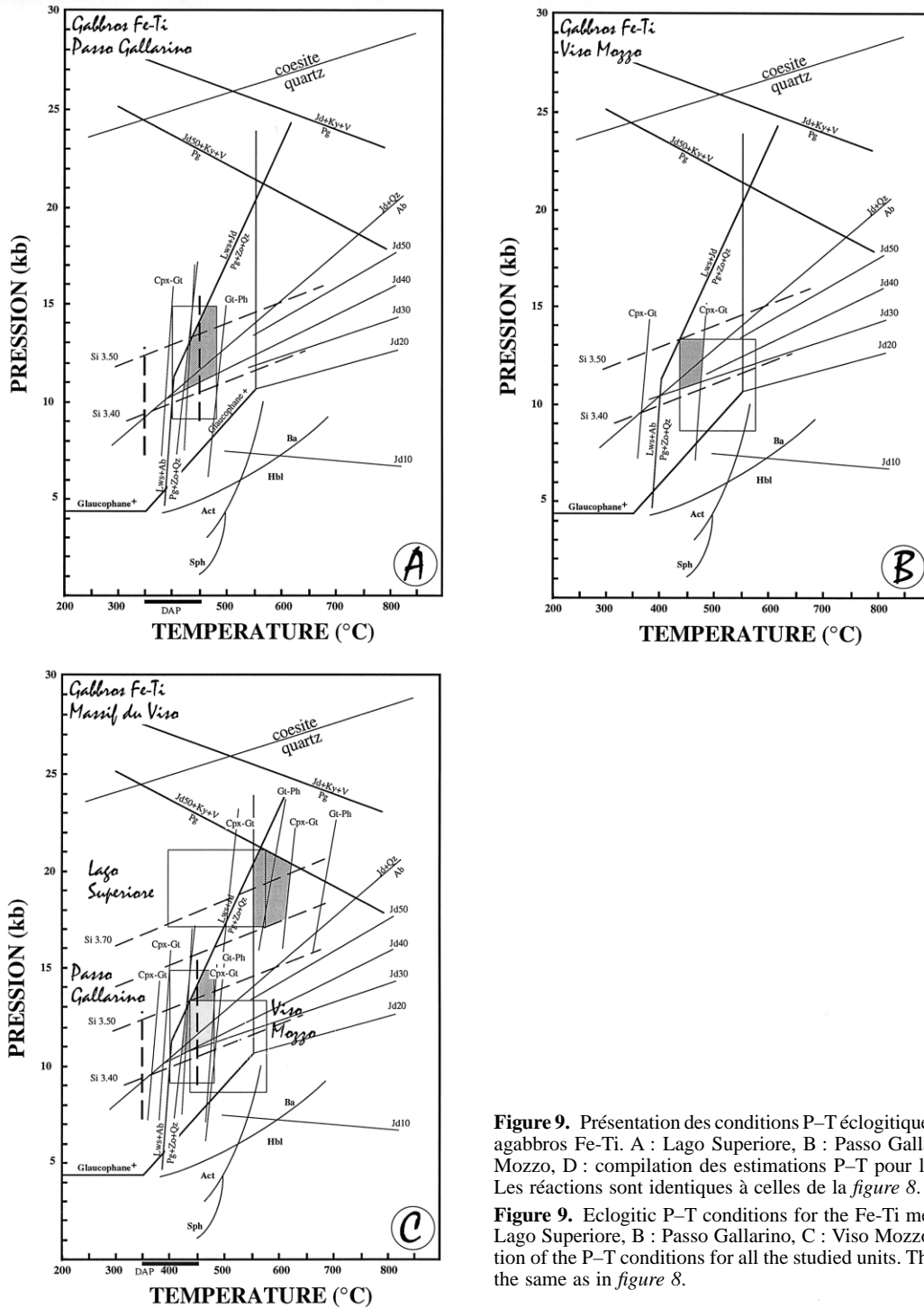


Figure 9. Présentation des conditions P–T écolitiques pour les métagabbros Fe-Ti. A : Lago Superiore, B : Passo Gallarino, C : Viso Mozzo, D : compilation des estimations P–T pour les trois unités. Les réactions sont identiques à celles de la figure 8.

Figure 9. Eclogitic P–T conditions for the Fe-Ti metagabbros. A : Lago Superiore, B : Passo Gallarino, C : Viso Mozzo, D : compilation of the P–T conditions for all the studied units. The reactions are the same as in figure 8.

conduit à une température 420 ± 60 °C, calculée à partir de cinq couples.

Le programme *Thermocalc* [40, 41] a été utilisé sur un assemblage à grenat-clinopyroxène-glaucophane et zoïsité.

Cette méthode donne une gamme de température de 510 ± 70 °C. Les résultats obtenus par les 3 méthodes sont compatibles et permettent de définir graphiquement une température de 460 ± 30 °C pour le stade éclogitique.

Les conditions de pression sont données par la présence d'omphacite, avec une teneur maximum $X_{jd} = 0,38$, qui

coexiste avec le quartz, indiquant une valeur minimale de 11 kb.

L'utilisation de *Thermocalc* [40, 41], pour la même paragenèse éclogitique, donne une pression de $11 \pm 2,4$ kb. Cette estimation fixe la pression maximale à 13,4 kb.

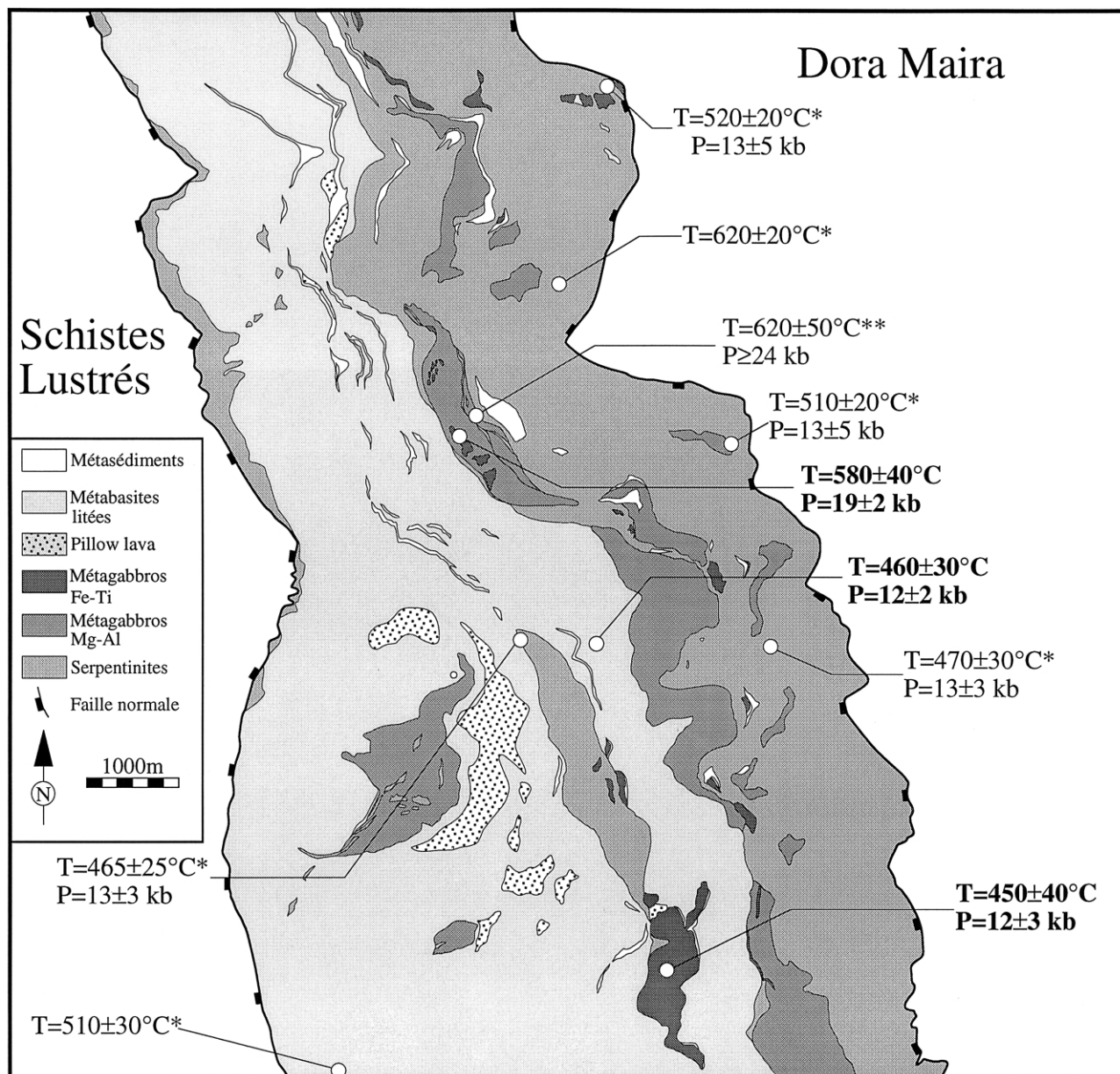


Figure 10. Carte présentant la diversité des conditions P-T du faciès éclogitique pour l'ensemble du Monviso. Les données en gras correspondent à ce travail, (*) estimations obtenues par Blake et al. [17], (**) estimations obtenues par Messiga et al. [32].

Figure 10. Geological map with the P-T eclogitic conditions for the Monviso massif. The data in bold correspond to this work, (*) estimations from Blake et al. [17], (**) estimations from Messiga et al. [32].

Les conditions pression-température obtenues graphiquement pour le Viso Mozzo sur les métagabbros ferrotitanés est donc de 460 ± 30 °C et de 12 ± 2 kb (*figure 9B*).

5. Discussion et conclusions

5.1. Diversité du métamorphisme de haute pression

Les conditions physiques du métamorphisme calculées pour les différents échantillons étudiés sont présentées sur la *figure 9C*. Les pressions et températures enregistrées par l'unité du Passo Gallarino et par l'unité du Viso Mozzo sont identiques. Les intervalles P–T se recoupent avec néanmoins des estimations plus précises pour l'unité du Viso Mozzo. Les conditions estimées pour les deux unités sont de 450 ± 40 °C pour 12 ± 3 kb. En revanche l'unité du Lago Superiore a enregistré des conditions P–T plus importantes, de l'ordre de 19 ± 2 kb et 580 °C. Ces conditions plus extrêmes sont d'ailleurs confirmées d'une part par l'absence de

la glaucophane dans la paragenèse écolitique du Lago Superiore, et d'autre part par la chimie des grenats qui sont plus riches en pyrope dans les écolites ferrotitanées du Lago Superiore que dans celles du Passo Gallarino et du Viso Mozzo. Une différence de pression qui est au minimum de 3 kb et au maximum de 11 kb, doit donc être envisagée.

Nos résultats doivent être comparés aux travaux récents de Messiga et al. [32] qui calculent des pressions supérieures à 24 kb et des températures de 620 ± 50 °C pour des métagabbros à chloritoïde et talc, échantillonnés au sein d'un autre boudin bien préservé, proche du Lago Superiore (*figure 10*). Enfin il est à noter que nos résultats confirment les résultats de Blake et al. [17], qui ont calculé des conditions (P,T) hétérogènes sur des boudins écolitiques affleurant au sein des serpentinites basales du Monviso (« mélange serpenteux »), ainsi que dans l'unité du Viso (*figure 10*).

Les conditions du métamorphisme écolitique sont donc bien hétérogènes au sein du Monviso et cette hétérogénéité est indépendante de la chimie des roches initiales étudiées.

Tableau V. Analyses représentatives des minéraux constitutifs des roches étudiées (PG: métagabbros Fe-Ti du Passo Gallarino, vm05 : metabasites du Vizzo Mozzo et Ls7: métagabbros Mg-Al du Lago Superiore), utilisées pour l'estimation des conditions physiques du stade de rétro-morphose. Les analyses des minéraux ont été réalisées avec la microsonde Camebax SX100 de l'université de Clermont-Ferrand (France).

Table V. Representative mineral analyses from studied sample (PG: Fe-Ti Passo Gallarino metagabbros, vm05: Vizzo Mozzo metabasalts and Ls7: Mg-Al Lago Superiore metagabbros), used for the P–T estimations of the retro-morphic stage. Mineral analyses were performed on Camebax SX100 microprobe at the Clermont-Ferrand University (France).

	Amph.			Épidote			Grenat			Phengite					
	PG n20	vm05 n335	Ls7 n476	PG n22	vm05 n328	Ls7 n465	PG n26	vm05 n321	Ls7 n453	PG n44	vm05 n227	Ls7 n592	Ls7 n574		
SiO₂	57,59	58,14	58,59	38,13	39,15	39,16	37,95	37,04	37,14	49,51	49,55	49,07	50,73		
TiO₂	0,02	0,00	0,01	0,06	0,12	0,36	0,06	0,09	0,00	0,14	0,16	0,07	0,10		
Al₂O₃	8,10	8,92	9,84	29,91	29,87	28,61	21,53	20,37	20,67	27,67	31,27	26,69	26,45		
FeO	15,42	14,96	14,15	4,56	3,98	5,97	35,22	32,94	36,60	3,26	1,29	3,91	4,48		
MnO	0,24	0,08	0,02	0,36	0,11	0,33	1,40	3,48	2,01	0,07	0,09	0,00	0,04		
MgO	8,70	9,02	8,41	0,06	0,01	0,04	1,58	1,25	1,72	3,09	2,45	2,64	2,99		
CaO	0,22	0,50	0,07	23,70	24,79	23,82	4,79	5,94	2,74	0,06	0,00	0,02	0,20		
Na₂O	7,23	6,97	7,54	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,46	0,51	0,53	0,27		
K₂O	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	10,15	11,21	10,63	11,20		
Total	97,54	98,58	98,67	96,84	98,12	98,29	101,16	101,09	100,90	94,41	96,52	93,56	96,45		
22 oxygènes			13 oxygènes			22 oxygènes			22 oxygènes						
Si	8,05	8,02	8,07	3,12	3,01	3,02	5,96	5,94	5,98	6,72	6,53	6,77	6,82		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01		
Al	1,33	1,45	1,60	2,88	2,71	2,60	3,99	3,84	3,93	4,43	4,86	4,34	4,19		
Fe	1,80	1,67	1,61	0,31	0,23	0,35	4,63	4,42	4,93	0,33	0,13	0,40	0,45		
Mn	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,19	0,47	0,27	0,01	0,00	0,00	0,02		
Mg	1,81	1,85	1,73	0,01	0,00	0,00	0,37	0,30	0,41	0,63	0,48	0,54	0,60		
Ca	0,03	0,07	0,01	2,08	2,04	1,97	0,81	1,02	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00		
Na	1,96	1,86	2,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,12	0,13	0,14	0,07		
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	1,76	1,89	1,87	1,92		
Σ cat.	15,02	14,94	15,04	8,43	8,00	7,98	16,00	15,99	16,00	14,01	14,04	14,07	14,08		
							XAlm	77,25	71,15	80,95	Si⁴⁺	3,36	3,27	3,39	3,41
							XPrp	6,18	4,79	6,77					
							XGr	13,46	16,44	7,77					
							XSps	3,11	7,61	4,51					

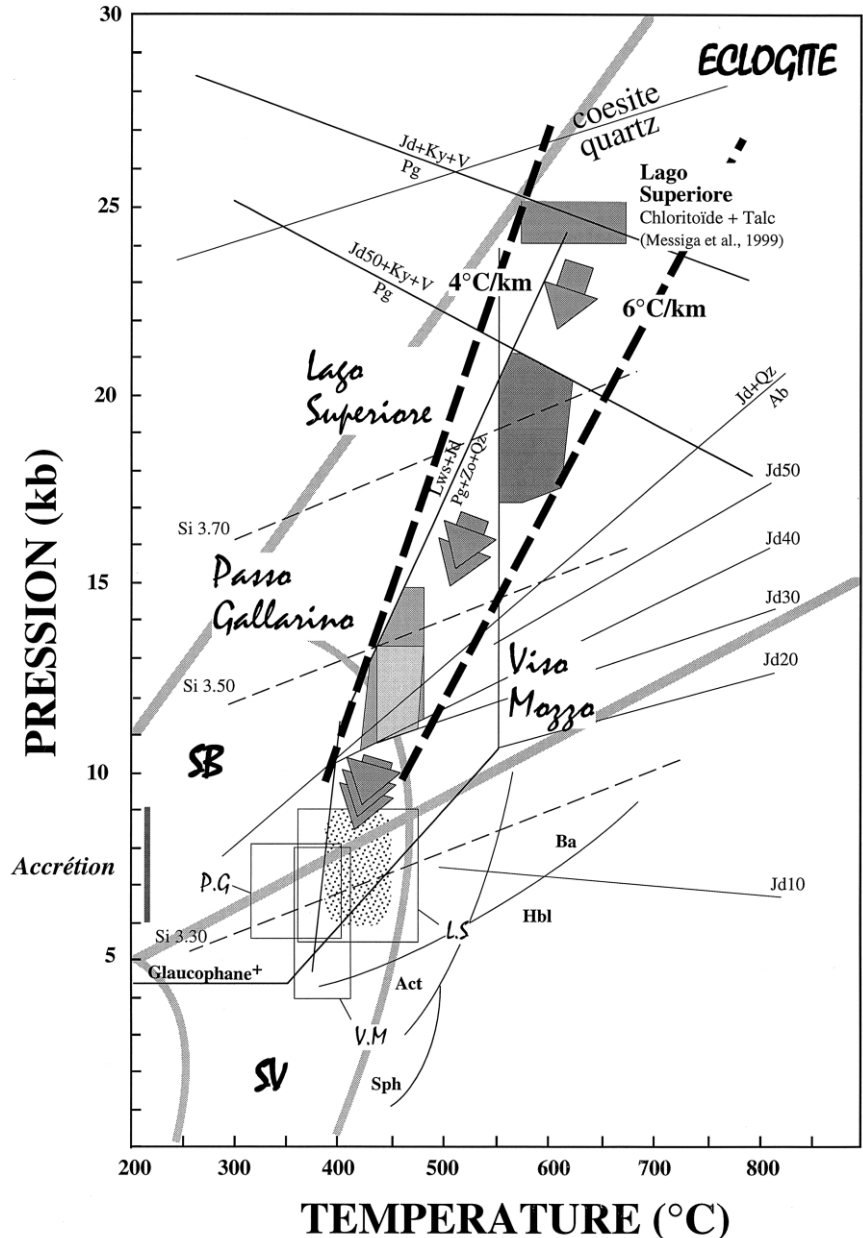
5.2. Histoire métamorphique commune

Les données structurales (figures 2, 3) démontrent que les différentes lithologies reconnues au sein du Monviso ont été affectées par un même événement tectonique contemporain du faciès des schistes verts. C’est donc au plus tard dans les conditions du faciès des schistes verts que l’histoire tectono-métamorphique est homogène au sein du Monviso. Dans les trois localités d’échantillonnage (Lago Superiore, Passo Gallarino et Viso Mozzo) postérieurement aux assemblages éclogitiques, se développe une paragenèse rétro-morphique syn-foliale (Sp) à glaucophane, épidote, grenat, (±) phengite, quartz, albite et ilménite. Le taux de substitution en silicium tétraédrique des phengites syn-foliales est compris entre 3,27 et 3,41 p.f.s pour l’ensemble des échantillons étudiés (tableau V). La quantification des paramètres physiques du stade rétro-morphique a été réalisée à l’aide du logiciel de calcul *Thermocalc* [40, 41] en prenant pour tous les calculs quartz, H₂O, rutile et ilménite comme des phases en excès.

gitiques, se développe une paragenèse rétro-morphique syn-foliale (Sp) à glaucophane, épidote, grenat, (±) phengite, quartz, albite et ilménite. Le taux de substitution en silicium tétraédrique des phengites syn-foliales est compris entre 3,27 et 3,41 p.f.s pour l’ensemble des échantillons étudiés (tableau V). La quantification des paramètres physiques du stade rétro-morphique a été réalisée à l’aide du logiciel de calcul *Thermocalc* [40, 41] en prenant pour tous les calculs quartz, H₂O, rutile et ilménite comme des phases en excès.

Figure 11. Grille P–T montrant les conditions éclogitiques des différentes unités. La diversité des stades éclogitiques permet de définir un paléogradient de subduction de 4 à 6 °C·km⁻¹. Les conditions P–T deviennent communes à l’ensemble des unités dans les conditions du faciès des schistes bleus. Les rectangles correspondent aux estimations obtenues par l’utilisation du logiciel *Thermocalc* [40, 41] sur l’unité du Passo Gallarino (PG) et du Lago Superiore (LS). Les réactions sont identiques à celles de la figure 9. Les champs de stabilité des faciès métamorphiques des éclogites, des schistes bleus (SB) et des schistes verts (SV) sont indiqués.

Figure 11. P–T grid for the different units. The diversity of eclogitic conditions allows to obtain a paleogradient of 4 to 6 °C·km⁻¹. The P–T conditions become common under blueschist facies conditions. The boxes correspond to the *Thermocalc* estimations [38, 39], in the Passo Gallarino unit (PG) and Lago Superiore unit (LS). The reactions in the P–T diagram are the same as in figure 9. Stability field for eclogites, blueschists (SB) and greenschists (SV) metamorphic facies are indicated.



Ainsi, une température de 420 ± 60 °C (fit de 1,5) pour une pression fixée à 7 kb a été obtenue au Lago Superiore sur un assemblage à grenat, glaucophane et épidote (*tableau V*). Pour une même pression (7 kb), une température de 360 ± 50 °C (fit de 1,0) a été calculée pour un assemblage à grenat, glaucophane et épidote (*tableau V*) dans la zone du Passo Gallarino. Enfin l'utilisation de *Thermocalc* [40, 41] au Viso Mozzo, sur un assemblage à grenat, glaucophane, épidote et ajout d'abite en excès, permet d'obtenir une température de 385 ± 25 °C (fit de 1,3) et une pression de 6 ± 2 kb (fit de 1,4).

L'utilisation combinée des estimations des conditions de rétro-morphose à partir (i) d'une part des données publiées dans la littérature [16, 17, 28], et (ii) d'autre part à partir de nos estimations, obtenues par *Thermocalc* [40, 41] et par l'utilisation des domaines de stabilité des phases principales (glaucophane, zoïsite, phengite), nous permet d'obtenir un champ P–T à la transition entre le faciès des schistes bleus et le faciès des schistes verts (*figure 11*) homogène aux trois zones d'étude. C'est donc pour une température de 390 à 450 °C (absence de lawsonite et présence d'actinote) et pour une pression de 6 à 9 kb que les différentes lithologies constituant le Monviso sont juxtaposées et suivent une histoire tectono-métamorphique commune.

5.3. Conséquences géodynamiques

Si l'on admet que l'âge du métamorphisme éclogitique est homogène sur l'ensemble du massif, entre 48 et 55 Ma [11, 47, 48], alors les différences en pression et en température, reconnues entre les différentes éclogites du Monviso, doivent être interprétées comme le résultat d'un échantillonnage à différentes profondeurs de la lithosphère océanique en cours de subduction. On a alors la mémoire métamorphique d'un paléogradient lié à la subduction de l'ordre de 4 à 6 °C·km⁻¹, compatible avec les gradients proposés pour les zones de subduction actuelles [49].

La juxtaposition des éclogites, issues de différentes profondeurs d'enfouissement, s'est réalisée au cours de leur exhumation à une vingtaine de kilomètres de profondeur. D'un point de vue géodynamique le massif du Monviso ne peut donc pas être considéré comme une portion continue, de l'ordre de 5 à 6 km d'épaisseur sur 20 km de long, de lithosphère océanique subduite et exhumée. Il doit être interprété au contraire comme un complexe d'accrétion entre différents morceaux d'une lithosphère océanique, qui se sont détachés à différentes profondeurs le long de la zone de subduction, et qui se sont stockés à une vingtaine de kilomètres de profondeur. Ce n'est qu'à partir de ce moment que toutes les unités du Monviso vont suivre un chemin pression-température commun. Ce type d'évolution géodynamique est compatible avec les modèles de prisme d'accrétion tectonique [6, 7, 9, 50] dont le fonctionnement contemporain de la subduction océanique, permet l'exhumation des roches

de haute pression et basse température tout en maintenant un faible gradient géothermique (< 10 °C·km⁻¹).

Remerciements. Les auteurs remercient vivement M.C. Blake, J.R. Kienast et R. Polino pour leur lecture critique et constructive du manuscrit, ainsi que V. Gardien et G. Maheo pour leurs remarques et suggestions. Ce travail a été soutenu par le programme « GéoFrance 3D-Alpes » (MENRT-INSU-BRGM). Contribution n°81 GéoFrance 3D.

Références

- [1] Coleman R.G., Wang X., Overview of the geology and tectonics of UHPM, in: Coleman R.G., Wang X. (Eds.), *Ultrahigh pressure metamorphism*, Cambridge University Press, 1995, pp. 1–32.
- [2] Chopin C., Coesite and pure pyrope in high grade blue schists of the western Alps: a first record and some consequences, *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 (1984) 107–118.
- [3] Reinecke T., Very high pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, western Alps, *Eur. J. Mineral.* 3 (1991) 7–17.
- [4] Schertl H.P., Schreyer W., Chopin C., The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira massif, western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and P–T path, *Contrib. Mineral. Petrol.* 108 (1991) 1–21.
- [5] Cloos M., Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California, *Bull. Geol. Soc. Am.* 93 (1982) 330–345.
- [6] Platt J.P., Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.* 86 (1986) 133–147.
- [7] Platt J.P., The uplift of high-pressure low-temperature metamorphic rocks, *Philos. Trans. R. Soc.* 321 (1987) 87–103.
- [8] Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A.N., A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling, *Earth Planet. Sci. Lett.* 132 (1995) 225–232.
- [9] Allemant P., Lardeaux J.M., Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt, *Tectonophysics* 280 (1997) 157–169.
- [10] Duchêne S., Lardeaux J.M., Albarède F., Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis, *Tectonophysics* 280 (1997) 125–140.
- [11] Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B., Lardeaux J.M., Albarède F., The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism, *Nature* 387 (1997) 586–589.
- [12] Spalla M.I., Lardeaux J.M., Dal Piaz G.V., Gosso G., Messiga B., Tectonic significance of Alpine eclogites, *J. Geodyn.* 23 (1996) 257–283.
- [13] Chopin C., Henry C., Michard A., Geology and petrology of coesite-bearing terrain, Dora Maira, western Alps, *Eur. J. Mineral.* 3 (1991) 263–291.
- [14] Michard A., Chopin C., Henry C., Compression versus extension in the exhumation of the Dora Maira coesite-bearing unit, western Alps, Italy, *Tectonophysics* 221 (1993) 173–193.
- [15] Henry C., Michard A., Chopin C., Geometry and structural evolution of ultra-high-pressure and high-pressure rocks from the Dora Maira massif, western Alps, Italy, *J. Struc. Geol.* 15 (1993) 965–981.

- [16] Nisio P., Lardeaux J.M., Boudeulle M., Évolutions tectonométamorphiques contrastées des éclogites dans le massif du Viso; conséquences de la fragmentation de la croûte océanique lors de l'orogénèse alpine, *C. R. Acad. Sci. Paris* 304 (1987) 355–360.
- [17] Blake M.C., Moore D.E., Jayko A.S., The role of the serpentinite melange in the unroofing of UHPM rocks: an example from western Alps of Italy, in: Coleman R.G., Wang X. (Eds.), *Ultrahigh pressure metamorphism*, Cambridge University Press, 1995, pp. 182–205.
- [18] Lombardo B., Nervo R., Compagnoni R., Messiga B., Kienast J.R., Mevel C., Fiora L., Piccardo G.B., Lanza R., Osservazioni preliminari sulle ofiolite metamorfiche del Monviso (Alpi occidentali), *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* 34 (1978) 253–305.
- [19] Lemoine M., Données nouvelles sur la série du Gontran près de Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise, *Géol. alpine* 47 (1971) 181–201.
- [20] De Wever P., Caby R., Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolarites (Oxfordien supérieur Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France), *C. R. Acad. Sci. Paris* 292 (1981) 467–472.
- [21] Lagabrielle Y., Polino R., Auzende J.M., Blanchet R., Caby R., Fudral S., Lemoine M., Mevel C., Ohnenstter M., Robert D., Tricart P., Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaises des Alpes franco-italiennes, *Ophioliti* 9 (1984) 67–88.
- [22] Lemoine M., Marthaler M., Caron J.M., Sartori M., Amaudric du Chaffaut S., Dumont T., Escher A., Masson H., Polino R., Tricart P., Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques, *C. R. Acad. Sci. Paris* 299 (1984) 727–732.
- [23] Schaaf A., Polino R., Lagabrielle Y., Nouvelle découverte de radiolarites d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supraophiolitique des schistes lustrés piémontais (Massif de Traversiera, Haut val Maira, Italie), *C. R. Acad. Sci. Paris* 301 (1985) 1079–1084.
- [24] Ballèvre M., Lagabrielle Y., Merle O., Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps, *Mém. Soc. géol. Fr.* 156 (1990) 227–236.
- [25] Blake M.C., Jayko A.S., Uplift of very high pressure rocks in western Alps: evidence for structural attenuation along low-angle faults, *Mém. Soc. géol. Fr.* 156 (1990) 237–246.
- [26] Kienast J.R., Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés, thèse univ. Paris, 1983, 474 p.
- [27] Nisio P., Les domaines d'antiphase des omphacites et la pétrologie des éclogites : contribution à l'étude de l'évolution tectonométamorphique du Monviso (Alpes italiennes occidentales), thèse univ. Lyon, 1985, 153 p.
- [28] Lardeaux J.M., Nisio P., Boudeulle M., Deformational and metamorphic history at the Lago Superiore area of the Monviso ophiolitic complex (Italian western Alps): a record of subduction-collision cycle? *Ophioliti* 12 (1987) 479–502.
- [29] Philippot P., Déformation et éclogitisation progressives d'une croûte océanique subductée (Le Monviso, Alpes occidentales) : contraintes cinématiques durant la collision alpine, Thèse univ. Montpellier, 1988, 269 p.
- [30] Lazzarè J., Tricart P., Villemin T., L'extension cassante tardi-orogénique dans les schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales, France), *C. R. Acad. Sci. Paris* 319-II (1994) 1415–1421.
- [31] Flinn D., On the symmetry principle and the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.* 102 (1965) 36–45.
- [32] Messiga B., Kienast J.R., Rebay G., Riccardi M.P., Tribuzio R., Cr-rich magnesiochloritoid eclogite from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy), *J. Metam. Geol.* 17 (1999) 287–299.
- [33] Lardeaux J.M., Caron J.M., Nisio P., Péquignot G., Boudeulle M., Microstructural criteria for reliable thermometry in low-temperature eclogites, *Lithos* 19 (1986) 187–203.
- [34] Philippot P., Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps, *Tectonics* 9 (1990) 1143–1164.
- [35] Leake B.E., Nomenclature of amphiboles, *Can. Mineral.* 16 (1978) 501–520.
- [36] Coleman R.G., Lee D.E., Brannock W.W., Eclogites and eclogites: their differences and similarities, *Bull. Geol. Soc. Am.* 76 (1965) 483–508.
- [37] Ellis D.J., Green D.H., An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene exchange equilibria, *Contrib. Mineral. Petrol.* 71 (1979) 13–22.
- [38] Pattison D.R.M., Newton R.C., Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer, *Contrib. Mineral. Petrol.* 101 (1989) 87–103.
- [39] Green D.H., Hellman P.L., Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer, *Lithos* 15 (1982) 253–266.
- [40] Powell R., Holland T.J.B., An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program, *J. Metam. Geol.* 6 (1988) 173–204.
- [41] Holland T.J.B., Powell R., An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, *J. Metam. Geol.* 16 (1998) 309–343.
- [42] Van Roermund H.L.M., Lardeaux J.M., Modification of antiphase domain sizes in omphacite by dislocation glide and creep mechanisms and its petrological consequences, *Miner. Mag.* 55 (1991) 397–407.
- [43] Heinrich W., Althaus E., Experimental determination of the reactions $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6 \text{ H}_2\text{O}$ and $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 6 \text{ H}_2\text{O}$, *N. Jahrb. Mineral. Mh.* 11 (1988) 516–528.
- [44] Maresch W.V., Experimental study on glaucophane: an analysis of present knowledge, *Tectonophysics* 43 (1977) 109–125.
- [45] Massonne H.J., Schreyer W., Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz, *Contrib. Mineral. Petrol.* 96 (1987) 212–224.
- [46] Holland T.J.B., Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$, and internally consistent thermodynamic data for part of the $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with application to eclogites and blueschists, *Contrib. Mineral. Petrol.* 68 (1979) 293–301.
- [47] Monié P., Philippot P., Mise en évidence de l'âge éocène moyen du métamorphisme de haute-pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, *C. R. Acad. Sci. Paris* 309 (1989) 245–251.
- [48] Cliff R.A., Barnicoat A.C., Inger S., Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite, *J. Metam. Geol.* 16 (1998) 447–455.
- [49] Peacock S.M., Metamorphism, dehydration, and the importance of the blueschist-eclogite transition in subducting oceanic crust, *Geol. Soc. Am. Bull.* 105 (1993) 684–694.

[50] Polino R., Dal Piaz G.V., Gosso G., Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for Cretaceous orogeny of the Alps, *Mém. Soc. géol. Fr.* 156 (1990) 345–367.

[51] Holland T.J.B., The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200 °C, *Am. Miner.* 65 (1980) 129–134.

[52] Gasparik T., Lindsley D.H., Phase equilibria at high-pressure of pyroxene containing monovalent and trivalent ions, *Soc. Am. Reviews Mineral.* 7 (1980) 309–339.

[53] Bohlen S.R., Boettcher A.L., The quartz-coesite transformation: a precise determination and the effects of other components, *J. Geophys. Res.* 87 (1982) 7078–7083.

[54] Moody J.B., Meyer D., Jenkins J.E., Experimental characterization of the greenschist-amphibolite boundary in mafic systems, *Am. J. Sci.* 283 (1983) 48–92.

[55] Ernst W.G., Coexisting sodic and calcic amphiboles from relatively high pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole, *Miner. Mag.* 43 (1979) 269–278.