

[Accueil](#) ▶ [Tous les numéros](#) ▶ [Volume 191 \(2020\)](#) ▶ [BSGF - Earth Sci. Bull., 191 \(2020\) 14](#) ▶ [HTML complet](#)

Accès libre

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020
Numéro de l'article	14
Nombre de pages)	14
EST CE QUE JE	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020016
Publié en ligne	05 juin 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 14

Article régulier

Évolution $P - T$ progressive et rétrograde d'un élogite varisque à haute température, Massif Central français, Haut-Allier

Évolution $P - T$ prograde et rétrograde des élogites varisques du Haut-Allier, Massif Central (France)

 Luc de Hoym de Marien^{1*}, Pavel Pitra^{1,2}, Florence Cagnard³ et Benjamin Le Bayon³
¹ Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, F-35000 Rennes, France

² Česká geologická služba, CZ-118 21 Prague 1, République tchèque

³ Bureau de Recherches Géologiques et Minières - BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

 * Auteur correspondant: luc.dehoym@gmail.com

Reçu: 3 octobre 2019 Accepté: 30 avril 2020

Abstrait

L' évolution $P - T$ d'un échantillon d'élogite mafique du Haut-Allier a été étudiée afin de contraindre la dynamique de la subduction varisaine dans l'est du Massif central français. Trois étapes métamorphiques successives M1, M2 et M3, sont caractérisées par des assemblages comprenant respectivement grenat1-omphacite-kyanite, grenat2-plagioclase et amphibole-plagioclase, et définissent un $P - T$ dans le sens des aiguilles d'une montre. Ces événements se sont produits dans les conditions d'élogite (M1; ~ 20 kbar, 650 ° C à ~ 22,5 kbar, 850 ° C), de granulite haute pression (M2; 19,5 kbar et 875 ° C) et de faciès amphibolite haute température (M3 ; <9 kbar, 750–850 ° C), respectivement. La modélisation par pseudosection du zonage de croissance du grenat et la minéralogie des inclusions révèlent un stade M1 prograde, d'abord dominé par l'enfouissement puis par un échauffement quasi isobare. La résorption ultérieure du grenat1, avant une nouvelle croissance du grenat2, est interprétée en termes de décompression au cours de M2. La fusion partielle à haute pression est prévue pour le pic de température M1 et M2. M3 témoigne d'une forte décompression supplémentaire associée à un refroidissement limité. La préservation du zonage de croissance du grenat indique le caractère de courte durée du cycle d'augmentation de température, de décompression et de refroidissement. Nous soutenons qu'une telle $P - T$ est compatible avec la juxtaposition de l'asthénosphère contre la croûte subductée avant l'exhumation entraînée par le retournement de la dalle.

Reprendre

Table des matières

Article

[Abstrait](#)
[HTML complet](#)
[PDF \(7,372 Mo\)](#)
[ePUB \(6,207 Mo\)](#)
[Les références](#)
[Matériel complémentaire](#)

Métrique

[Afficher les statistiques de l'article](#)

Prestations de service

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)
- [Base de données EDP Sciences](#)
- [PubMed](#)

[Recommander cet article](#)
[Envoyer sur mon Kindle](#)
[Télécharger la citation](#)

Articles Liés

[Conditions pression-température et importance des métamorphismes des faciès d'élogite et d'amphibolite du Dévonien supérieur dans le sud du Massif central français](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 28

[Flux de croûte partiellement fondue contrôlant la construction, la croissance et l'effondrement de la ceinture orogénique varisaine: le bilan géologique du](#)

BSGF du Massif central français - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 25

[Orogenèse alpine polycyclique dans le complexe métamorphique des Rhodopes: enregistrement des migmatites de la zone de cisaillement Nestos \(Grèce du Nord\)](#)

Bull. Soc. géol. Fr. BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2017, 188, 36

Plus

Bookmarking



Cette étude apporte des contraintes sur la dynamique de la zone de subduction varisque de l'est du Massif Central Français à travers l'étude de l'évolution $P - T$, notamment du trajet prograde, d'un échantillon d'éclogite mafique du Haut-Allier. Trois événements métamorphiques, M1, M2 et M3, respectivement en conséquence par des assemblages comprenant grenat1-omphacite-disthène, grenat2-clinopyroxène-plagioclase et amphibole-plagioclase, définissent une évolution $P - T$ Thorair. Ces événements métamorphiques traduisent la succession des conditions du faciès des éclogites (M1; ~ 20 kbar, 650°C à $\sim 22,5$ kbar, 850°C), des granulites de haute pression (M2; 19,5 kbar, 875°C), puis des amphibolites de haute température (M3; <9 kbar, $750\text{--}850^\circ\text{C}$). L'étude pétrologique de cet échantillon par l'analyse de la zonation du grenat, de la minéralogie des inclusions qu'il contient et de la modélisation des équilibres de phases (pseudosections), que le premier événement métamorphique (M1) est prograde et traduit un enfouissement, puis un réchauffement isobare. La résorption du grenat 1 à laquelle succède la croissance du grenat 2 est interprétée comme le résultat d'une isotherme de décompression lors du métamorphisme M2. Il est suggéré que ces roches ont subi une fusion partielle lors du pic thermique du stade M1 et lors du stade M2. Le dernier événement métamorphique traduit une forte décompression associée à un refroidissement limité. La préservation d'une importante zonation de croissance du grenat à de telles conditions de température traduit la brièveté de l'ensemble de l'évolution métamorphique et par conséquent, du réchauffement, de la décompression puis du refroidissement qui s'ensuit. Cette évolution des conditions de la décompression puis du refroidissement qui s'ensuit. Cette évolution des conditions de la décompression puis du refroidissement qui s'ensuit. Cette évolution des conditions $P - T$ est compatible avec un modèle géodynamique invoquant la juxtaposition du manteau asthénosphérique chaud contre les roches de la croûte subductée à laquelle succède une exhumation dominée par le retrait du panneau plongeant (slab rollback).

Mots clés: Massif Central français / eclogite / granulite HP / subduction / pseudosection $P - T$ / chauffage isobare

Mots clés: Massif Central Français / éclogites / granulites HP / subduction / pseudosection / réchauffement isobare

© L. de Hoÿm de Marien et al., Edité par EDP Sciences 2020



Il s'agit d'un article en libre accès distribué sous les termes de la licence d'attribution Creative Commons (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>), qui permet une utilisation, une distribution et une reproduction sans restriction sur tout support, à condition que l'œuvre originale soit correctement citée.

1. Introduction

Les éclogites exhumés au cœur des orogènes sont généralement considérés comme mettant en évidence d'anciennes zones de subduction (*par ex.* Miyashiro, 1961, 1972; Godard, 2001; Ernst et Liou, 2008). Ainsi, les trajectoires pression-température ($P - T$) des éclogites variscales du Massif central français imposent des contraintes fondamentales sur la première évolution tectonométamorphique de l'orogène. Des travaux pionniers sur les éclogites dans le Massif Central ont révélé la forme de la trajectoire rétrograde $P - T$ (soit associée au refroidissement ou au chauffage dans l'ouest et l'est du Massif central, respectivement) mais les pressions maximales déduites étaient étonnamment faibles pour un environnement de subduction (principalement 13–15 kbar; Mercier *et coll.*, 1991 et références). La découverte de césite dans la région des Monts du Lyonnais qui caractérise le métamorphisme UHP (Lardeaux *et coll.*, 2001) ont montré que les roches peuvent enregistrer une pression nettement plus élevée. Ceci a été confirmé par des études récentes basées sur l'utilisation de la modélisation thermodynamique (Berger *et coll.*, 2010; Lotout *et coll.*, 2018; Lotout *et coll.*, 2020). Malgré ces avancées, la partie prograde de la voie $P - T$ reste inconnue et la dynamique de la subduction est donc largement libre.

La partie prograde d'un chemin $P - T$ peut être enregistrée par le zonage chimique des cristaux cultivés pendant le métamorphisme prograde, généralement le grenat, ainsi que par leurs modèles d'inclusion (*par exemple* Thompson *et coll.*, 1977; Spear *et coll.*, 1984; Carlson et Schwarze, 1997; Štípská *et coll.*, 2006; Tual *et coll.*, 2017). De plus, le grenat à plusieurs étages peut enregistrer une séquence complexe de cristallisation et de résorption qui peut être utilisée pour dévoiler des chemins $P - T$ complexes (*par ex.* Karabinos, 1984; de Hoÿm de Marien *et al.*, 2019).

Un éclogite du Haut-Allier, prélevé à La Borie, a été la cible de l'une des premières datations U-Pb du métamorphisme à faciès éclogite dans le Massif Central (Ducrot *et coll.*, 1983) et l'âge silurien obtenu de $c. 430$ Ma a eu une grande influence sur un certain nombre d'interprétations géodynamiques de l'évolution variscaine du Massif Central. La méthode utilisée (dissolution d'une population de zircons) est désormais connue pour donner des résultats erronés (Paquette *et coll.*, 2017; Lotout *et coll.*, 2018) et nos travaux en cours visent à déterminer l'âge du métamorphisme du faciès éclogite dans cette localité avec des méthodes modernes. Notre concentration sur cette localité pour spécifier avec précision l'évolution métamorphique de l'éclogite a été guidée à la fois par l'importance historique et la position de l'éclogite dans l'empilement de

- Haut
- Abstract
- 1. Introduction
- 2 Cadre géologique
- 3 Pétrographie et ...
- 4 Interprétation de ...
- Modélisation en 5 phases
- 6 Discussion
- 7. Conclusions
- Remerciements
- Les références
- Matériel complémentaire
- Liste des figures

nappes varisques de l'EMC. Dans cette contribution, nous présentons les résultats d'une étude pétrologique utilisant des pseudosections $P - T$ afin de contraindre la trajectoire $P - T$ d'un échantillon d'éclogite varisque de la région du Haut-Allier dans le Massif Central. Nous tirons parti de la séquence complexe de croissance / résorption des porphyroblastes (*par ex.* grenat, omphacite et amphibole) pour déchiffrer une évolution prograde rarement identifiée montrant une augmentation de pression et de température avant un chauffage isobare d'environ 150 ° C aux conditions de pression de pointe.

2 Cadre géologique

La formation de la ceinture variscaine en Europe occidentale résulte de la fusion de plusieurs blocs continentaux lors de la convergence de la Laurussia et du Gondwana au Paléozoïque (Matte, 1986 ;Kroner et Romer, 2013 ;Stampfli *et coll.* , 2013), qui a conduit à la formation de Pangea. Le Massif central français appartient aux zones internes de l'orogène (*ex.* Lardeaux, 2014) et est reconnu comme un empilement de nappes de différentes unités crustales (*eg* Burg et Matte, 1978 ;Burg *et coll.* , 1984 ;Ledru *et coll.* , 1989 ;Faure *et coll.* , 2009). Cependant, l'Ouest et l'Est du Massif Central (CEM), situés de part et d'autre de la faille «Sillon Houiller» à l'échelle lithosphérique (Burg *et coll.* , 1990) montrent des différences significatives. Plusieurs unités d'éclogite sont reconnues dans le Massif central occidental (Girardeau *et coll.* , 1986), alors qu'un seul a été signalé dans la CEM (Burg et Matte, 1978 ; Burg *et al.* , 1984). Les données pétrologiques et géochronologiques disponibles sur les éclogites de la CEM sont équivoques et leur cadre tectonique est sujet à débat.

2.1 Cadre pétrologique et chronologique

La plupart des éclogites se présentent sous forme de lentilles dans le soi-disant complexe de leptyno-amphibolite (LAC) (*par ex.* Santallier *et coll.* , 1988), interprété comme un mélange tectonique de roches mafiques (amphibolite, gabbros), ultramafiques (péridotites grenat), felsiques (orthogneiss granitoïdes, communément à grains fins, appelés leptynites) et métasédimentaires (*ex.* Forestier, 1961 ;Forestier et Lasnier, 1969 ;Forestier *et coll.* , 1973 ;Lasnier, 1977 ;Gardien *et coll.* , 1988 ,1990). Le LAC dans la CEM a été interprété de manière variable en termes de 1) une marge passive continentale démembrée, 2) des tholéiites du fond océanique ou 3) un bassin d'arrière-arc (Piboule, 1977 ;Giraud *et coll.* , 1984 ;Piboule et Briand, 1985 ;Bodinier *et coll.* , 1988 ;Briand *et coll.* , 1988 ; Lardeaux, 2014). Quel que soit le cadre des protolithes, le LAC est interprété comme un marqueur de subduction (*par exemple* Santallier *et al.* , 1988 ; Ledru *et al.* , 1989 ; Lardeaux, 2014).

Les éclogites de la CEM enregistrent un métamorphisme HP, faciès éclogite et une rétrogression subséquente dans le faciès amphibolite ou granulite HT (*par exemple* Mercier *et al.* , 1991). Des travaux pétrologiques récents ont amélioré l'estimation des conditions $P - T$ de pointe avec des estimations comprises entre 15–20 kbar à ~ 600 ° C dans la région de Najac (Lotout *et al.* , 2018) et 18–23 kbar à ~ 750 ° C dans le massif du Lévézou (Lotout *et al.* , 2020). La coésite des Monts du Lyonnais caractérise des conditions UHP> 28 kbar à ~ 750 ° C (Lardeaux *et al.* , 2001). Une décompression ultérieure jusqu'à 8-10 kbar est déduite isotherme dans les Monts du Lyonnais (Lardeaux *et al.* , 2001) ou associée à un refroidissement modéré dans le Lévézou (600 ° C; Lotout *et al.* , 2020). Les éclogites du LAC indiquent donc un métamorphisme (U) HP et une exhumation subséquente à haute température.

L'âge de l'événement de haute pression dans le LAC, et donc l'événement de subduction, n'est pas bien connu. Données suggérant un âge précoce variscain, silurien (Pin et Lancelot, 1982 ; Ducrot *et coll.* , 1983 ;Paquette *et coll.* , 1995) ont été discrédités en raison des méthodes utilisées (dissolution de la population de zircons; Paquette *et al.* , 2017 ; Lotout *et al.* , 2018). De rares travaux récents suggèrent un âge dévonien plus jeune pour le métamorphisme du faciès éclogite dans la CEM sud (vers 380 Ma pour Najac - Lotout *et al.* , 2018 ; vers 360 Ma dans le Lévézou; Lotout *et al.* , 2020), compatible avec les âges d'autres parties de la ceinture variscaine (Lotout *et al.* , 2018).

2.2 Le Haut-Allier

Le Haut-Allier (HA) appartient au cœur de la CEM, où sont exposées des roches métamorphiques varisques à haute teneur. Ces roches ont été pénétrées par des granitoïdes carbonifères (environ 340 à 310 Ma;Gardien *et coll.* , 2011 ;Laurent *et coll.* , 2017) et ensuite recouverts par les sédiments du Carbonifère supérieur ainsi que par les sédiments et les laves du Cénozoïque (Fig.1). Les roches à haute teneur sont subdivisées en deux unités superposées, l'unité Lower Gneiss (LGU) et l'unité Upper Gneiss (UGU). Dans la zone étudiée, la LGU est majoritairement composée d'orthogneiss ainsi que de micaschistes biotite-sillimanite et staurolite-kyanite qui enregistrent un métamorphisme MP prograde. La LGU a subi une fusion partielle hétérogène. L'UGU est composée de migmatites métapélitiques à biotite-sillimanite (-cordiérite) abritant des restes de lentilles de granulite à cyanite, de metabasites (granulites grenat-pyroxène, amphibolites) et d'orthogneiss (Forestier et Lasnier, 1969 ;Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977). Le LAC dans la HA a été défini comme la partie la plus basse de l'UGU (Forestier, 1961). Le LAC est composé de micaschistes anatectiques à biotite-sillimanite associés à des marbres, des orthogneiss felsiques, des metabasites (éclogites, granulites, amphibolites et gabbros coronitiques) et des ultramafiques (péridotites de grenat) (Forestier et Lasnier, 1969 ;Lasnier, 1968 ,

1977 ; Forestier *et coll.* , 1973). La superposition de l'UGU sur la LGU est interprétée comme le résultat de l'empilement des nappes crustales lors de l'exhumation de l'UGU (*eg* Burg et Matte, 1978).

Bien que l'empilement de couches crustales puisse se produire dans différents contextes (*par ex.* Vanderhaeghe, 2012), l'empilement des nappes crustales lors d'une collision continentale est généralement associé à un métamorphisme à moyenne pression (*par ex.* England et Thompson, 1984 ; Le Fort, 1986 ; Spear, 1993 ; Jamieson *et coll.* , 1998). Étonnamment, les données de thermobarométrie conventionnelles disponibles sur les micaschistes biotite-sillimanite et les micaschistes staurolite-kyanite de la LGU ainsi que les granulites kyanite de l'UGU indiquent des conditions de pression de pointe de ~ 13 kbar à 700 ° C pour les deux unités (Schulz *et coll.* , 1996 ; Schulz, 2014). Le métamorphisme progressif et la fusion partielle de la LGU, supposés être contemporains de la décompression et de la fusion de l'UGU, sont interprétés en termes de métamorphisme inversé lors de la poussée (Burg *et al.* , 1984). Un âge de 360 Ma pour l'empilement de couches crustales est déduit de deux études EPMA U-Th-Pb sur la monazite dans un granulite UGU (Gardien *et al.* , 2011 ; Schulz, 2014). Le granulite kyanite de l'UGU a subi une décompression de polystage, caractérisée par le remplacement de la cyanite par la sillimanite (Marchand, 1974) soit associée à un refroidissement ou à un chauffage avec une température de pointe proche de 700–800 ° C entre 5–10 kbar (Gardien *et al.* , 2011 ; Schulz, 2014). Un échauffement tardif est également peut-être enregistré dans les metabasites du LAC (Nicollet *et coll.* , 1993). La décompression est limitée entre env. 330 Ma par U-Th-Pb sur monazite du granulite (Schulz, 2014) et ca. 315 Ma par U-Pb sur zircon de granites S / C (Gardien *et al.* , 2011). Le refroidissement ultérieur est estimé à env. 275 Ma par $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur K-feldspath (Gardien *et al.* , 2011).

L'empilement des nappes a été précédé d'un événement de subduction antérieur enregistré par le métamorphisme des faciès granulite et éclogite dans les metabasites du LAC (Matte et Burg, 1981). Les metabasites de l'AH partagent des affinités géochimiques avec les tholéiites du fond océanique ou les basaltes d'arrière-arc (Giraud *et al.* , 1984). La thermobarométrie conventionnelle appliquée sur les granulites grenat-pyroxène HA a abouti à des conditions de pic $P - T$ d'environ 20 kbar pour une température fixée à 800 ° C (Pin et Vielzeuf, 1988) et l' évolution $P - T$ des éclogites n'a jamais été étudiée en détail. L'âge de ce métamorphisme du faciès de l'éclogite a été estimé à env. 430 Ma par U / Pb sur la population de zircon dissous (Ducrot *et al.* , 1983), mais cette méthode est connue pour donner des résultats erronés (Paquette *et al.* , 2017) et l'âge du métamorphisme au faciès éclogite doit être déterminé avec méthodes.



Fig. 1

Carte géologique et localisation de la zone d'étude dans le cadre du Massif Central français (médaillon; gris foncé). L'éclogite décrite a été échantillonnée à l'ouest de la Borie, dans le LAC (45 ° 6'45.29 "N; 3 ° 19'55.83" E; WGS84).

3 Pétrographie et chimie minérale

Des analyses minérales ont été réalisées avec une microsonde électronique Cameca SX100 (Microsonde Ouest, IFREMER, Brest-Plouzané, France). Des analyses représentatives de minéraux sélectionnés sont répertoriées dans Matériel supplémentaire (Tab. S1). Les abréviations minérales sont cohérentes avec Holland et Powell (2011) et Green *et coll.* (2016) - AMP: amphibole, bi: biotite, chl: chlorite, cpx: clinopyroxène, coe: coesite, ep: épidote, g: grenat, ilm: ilménite, ksp: feldspath potassique, ky: kyanite, loi: lawsonite, mu : muscovite, opx: orthopyroxène, pl: plagioclase, q: quartz, ru: rutile, sph: sphène (titanite), sp: spinelle, sul: sulfure. Les extrémités minérales (exprimées en% molaire) et les variables de composition

(fractions molaires) sont: $X_{\text{Mg}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$; $X_{\text{F3}} = \text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$; almandine, alm = $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$, pyrope, prp = $\text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$, grossulaire, grs = $\text{Ca} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$, spessartine, sps = $\text{Mn} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; jadéite, jd = $\text{Na} / (\text{Na} + \text{Ca})$; albite, ab = $\text{Na} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, anorthite, an = $\text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; orthoclase, ou = $\text{K} / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$; pistacite, ps = $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al} - 2)$; géikielite, gk = $\text{Mg} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg} + \text{Mn})$; pfu: par unité de formule. De plus, la quantité de calcium sur le site B marqué Ca (B) et Na sur le site A marqué Na (A) dans l'amphibole a été estimée suivant la procédure de Leake *et coll.* (1997) .

L'éclogite étudiée a été échantillonnée à l'ouest de la localité historique de La Borie (Fig. 1), à partir d'une lentille hectométrique d'éclogites différemment rétrogradés entourés de diatexites, dans la partie la plus basse du LAC. Au microscope, l'échantillon étudié est un éclogite rétrogradé composé de porphyroblastes de grenat (jusqu'à 3 mm) et de diverses symplectites à grains fins (<25 µm) (Fig. 2a). Il contient également du rutile mineur, de l'ilménite, du sulfure, de l'apatite et du zircon. Un tissu est marqué par la forme ellipsoïdale des symplectites (Fig. 2a). Les cristaux qui composent ces agrégats sont orientés au hasard et manquent de

signes de déformation, ce qui suggère un remplacement statique des cristaux primaires qui avaient une orientation préférée.

Le grenat contient d'abondantes inclusions d'amphibole, d'épidote, de rutile, de quartz ainsi que de cyanite mineure, de clinopyroxène (figures 2b - 2d), de muscovite phengitique ($\mu 1$; Si = 3,7 pfu; $X_{Mg} = 0,6$) et de zircon. La distribution des inclusions définit un zonage optique (figures 3a et 3b). Le noyau et le manteau du grenat contiennent de nombreuses inclusions d'épidote (ep1; ps = 0-40) et d'amphibole pargasitique (amp1; Ca (B) = 1,5-1,8; Na (A) = 0,4-0,6; Al = 2,7-3,1 pfu; Si = 6,0-6,1 pfu; $X_{Mg} = 0,64-0,71$). Ils sont petits (<100 μm) dans le noyau et significativement plus grands (jusqu'à 200 μm) dans le manteau. Le bord du grenat est exempt d'épidote et ne contient que des amphiboles rares et plus alumineuses (Al = 3,5-3,6 pfu; $X_{Mg} = 0,62-0,66$) ainsi que le rutile et le zircon. Le noyau, le manteau et le bord du grenat sont appelés grenat1 (voir ci-dessous). Un bord extérieur, appelé grenat2, est caractérisé par la présence d'une plus grande quantité d'amphibole magnésienne (Fig. 3a ; amp2; Al = 3,2-3,5 pfu; $X_{Mg} = 0,76-0,82$) et de clinopyroxène omphacitique anhédrigue (Fig. 2d ; cpx1; Al = 0,42 pfu; $X_{Mg} = 0,85-0,90$).

Le zonage optique du grenat défini par le modèle d'inclusion coïncide avec le zonage chimique (Fig.3). Garnet1 est caractérisé par une teneur grossulaire décroissante et une teneur croissante en pyrope. Le zonage est faible dans le noyau avec un contenu grossulaire (grs28-30) et spessartine (sps2) à peu près constant, augmentant légèrement le pyrope (prp21 \rightarrow 23) et diminuant la teneur en almandine (alm47 \rightarrow 45). Le manteau et le bord sont caractérisés par un zonage plus fort qui implique une augmentation supplémentaire du pyrope (prp23 \rightarrow 38 \rightarrow 40) associée à une diminution de l'almandine (alm41 \rightarrow 38 \rightarrow 36), grossulaire (grs28-30 \rightarrow 23 \rightarrow 21) et contenu de la spessartine (sps2 \rightarrow 1 \rightarrow 1). La proportion la plus élevée de pyrope correspond au contenu grossulaire le plus bas. Il est à noter que la pente du zonage pyrope, grossulaire et almandin s'aplatit de la partie extérieure du manteau vers le bord (transition marquée par une flèche sur la figure 3c). Le bord extérieur (grenat2) présente une inversion frappante de la tendance de zonage du grossular (grs21 \rightarrow 26) et du pyrope (prp40 \rightarrow 39). La discontinuité du contenu grossulaire correspond à une frontière irrégulière qui marque la limite entre grenat1 et grenat2 (fig. 3a).

Le grenat est entouré d'une couronne de symplectite d'amphibole et de plagioclase, dont la composition est similaire à la composition d'amphibole et de plagioclase d'autres symplectites de la matrice. Le type le plus abondant de symplectites matricielles comprend le diopside (cpx2; Al = 0-0,1 pfu; $X_{Mg} = 0,85-0,86$), l'amphibole (amp3; pargasite à magnésiohornblende, Ca (B) = 1,7-1,9; Na (A) = 0,2 -0,6; Al = 3,2-3,5; Si = 6,0-7,2 pfu; $X_{Mg} = 0,75-0,88$), plagioclase (an = 18-35) et quartz mineur (Fig. 2a). Un autre type de symplectites est distinctement riche en Al et coronitique. Le corindon est présent dans la couronne interne, suivi du rebord par le spinelle ($X_{Mg} = 0,44-0,52$) et muscovite (Si = 3,1 pfu). Ces minéraux sont enchevêtrés avec du plagioclase de composition fortement variable allant de l'anorthite riche dans la symplectite interne à l'albite riche dans la jante (an = 91 \rightarrow 20). Une cyanite anédrique est observée localement au cœur de ces structures coronitiques. Le troisième type de symplectite est riche en K et contient de la biotite, de la muscovite (Si = 3,0-3,1 pfu) associée au plagioclase (an18-82) et à l'épidote mineure (ps0). Ce type de symplectites est associé à un rutile anédrique juxtaposé à l'ilménite (geikielite jusqu'à 19%, pyrophannite <1%), les deux étant localement entourés d'une couronne de sphène.

Une caractéristique pétrographique clé pour la compréhension de l'échantillon sont les cristaux de plagioclase trouvés sous forme de bulles anédriques d'albite pure (100 μm) dans la matrice (Fig.4). Les cristaux sont significativement plus petits que le grenat1 (de taille mm) mais un à deux ordres de grandeur plus grands que les cristaux formant des symplectites (1-10 μm). De plus, les bulles d'albite sont systématiquement isolées des symplectites de la matrice par une couronne de diopside. Ces observations suggèrent que les bulles d'albite appartiennent à une étape intermédiaire de métamorphisme, entre la cristallisation de l'assemblage primaire grenat à gros grains et la rétrogression de l'échantillon associée au développement des symplectites.



Fig. 2

Caractéristiques microtexturales. Photomicrographies (lumière polarisée plane, PPL) et images ESB d'une partie de la section mince de l'échantillon étudié (a) et détails des inclusions dans le grenat (b, c, d). (a) Cristaux de grenat dans une matrice composée de divers symplectites (symp), dont la forme marque un tissu. Pourtant, les agrégats fins formant ces symplectites ne sont pas déformés (PPL). (b) Inclusions multiples d'amphibole (amp1) et d'épidote dans le manteau grenat et bord pauvre en inclusion. Le grenat présente des bords irréguliers, est en contact avec la symplectite muscovite-plagioclase et est bordé d'une couronne d'amphibole (amp3) et de plagioclase (image ESB). (c) Inclusions d'épidote, d'amphibole (amp1), de sulfure (sul) et de cyanite dans le grenat. La cyanite est entourée d'une couronne de spinelle et de plagioclase (image ESB).

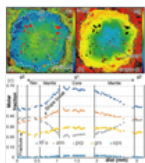


Fig. 3

Modèle d'inclusion et zonage chimique du grenat. Cartes aux rayons X pour les teneurs en (a) Mg et (b) Ca dans le grenat. Notez le changement de taille et de quantité d'inclusions du noyau, du manteau et du bord en grenat. (c) Profil de zonage chimique dans le grenat (emplacement marqué par une flèche noire en a).

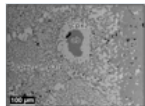


Fig. 4

Image ESB d'une bulle d'albite anédrique entourée d'une couronne de diopside (cpx2) en contact avec les symplectites de la matrice.

4 Interprétation des observations pétrographiques

Ces observations sont interprétées en termes de trois étapes métamorphiques. L'assemblage M1 est défini par le grenat grossier (mm), sa suite d'inclusions et la nature initiale des cristaux de matrice remplacés par la suite par des symplectites au cours de M3. Un stade M2 intermédiaire est subtil et caractérisé, entre autres, par de petits porphyroblastes d'albite et des proliférations de grenat2 sur grenat1.

L'assemblage dominant M1 comprend du grenat et trois minéraux maintenant remplacés par des symplectites différentes. Les symplectites diopside-amphibole-plagioclase-quartz sont interprétées comme remplaçant les symplectites omphacite, corindon / spinelle-plagioclase (riches en Al) en tant qu'anciennes cyanite, et les symplectites contenant de la biotite comme remplaçant un minéral riche en K, probablement de la muscovite. Cette interprétation est renforcée par des inclusions d'omphacite, de cyanite et de muscovite dans le grenat. De plus, le grenat contient également du rutile et du quartz ainsi que de l'épidote et des amphiboles dans son noyau. L'assemblage M1 grenat + omphacite mais sans plagioclase (grenat-omphacite-cyanite-muscovite-rutile-quartz avec épidote-amphibole au cœur du grenat) caractérise les conditions de faciès d'éclogite. En détail, Fig. 3a) suggère que l'événement métamorphique M1 correspond à une évolution prograde des conditions $P - T$.

La frontière irrégulière entre la jante (g1) et la jante extérieure de grenat (g2, Fig.3a), est associée à l'augmentation relativement abrupte du contour grossulaire, ainsi qu'au contour grenat irrégulier1, généralement à faces convexes, coupant à travers le zonage de croissance concentrique. Cela suggère une période de résorption partielle du grenat1, cultivé pendant M1, avant la cristallisation du grenat2 (bord extérieur - g2) pendant M2. M2 est également marqué par la reprise de la croissance de l'amphibole euhédrique2 et par la résorption de l'omphacite, toutes deux conservées sous forme d'inclusions dans le grenat2. Le rutile et le quartz mineurs, conservés sous forme d'inclusions dans le grenat2, faisaient également partie de l'assemblage. Les bulles d'albite trouvées dans la matrice sont supposées appartenir au stade M2 car 1) leur granulométrie (100 μm) est d'un ordre de grandeur inférieur à la granulométrie de l'assemblage M1 (mm) et 2) elles sont anédriques et isolées des symplectites matricielles cultivées au cours de M3 par une couronne de diopside (1-10 μm). Ces observations suggèrent que l'albite n'appartient ni à l'assemblage M1 ni aux symplectites M3 mais à un stade intermédiaire, M2. L'équilibre avec le clinopyroxène est suggéré par l'inclusion d'omphacite (quoique anédrique) dans le grenat2. L'assemblage M2 contient au moins du grenat2-albite-amphibole2-rutile-quartz et probablement de l'omphacite en plus d'un éventuel minéral K et / ou cyanite. Ces observations suggèrent que l'albite n'appartient ni à l'assemblage M1 ni aux symplectites M3 mais à un stade intermédiaire, M2. L'équilibre avec le clinopyroxène est suggéré par l'inclusion d'omphacite (quoique anédrique) dans le grenat2. L'assemblage M2 contient au moins du grenat2-albite-amphibole2-rutile-quartz et probablement de l'omphacite en plus d'un éventuel minéral K et / ou cyanite.

L'événement M3 est caractérisé par le remplacement partiel ou complet des grands cristaux M1 par des symplectites portant du plagioclase, des amphiboles, du diopside et / ou du corindon / spinelle. Ces symplectites se développent généralement pendant la décompression des roches à haute pression, ce qui suggère que M3 s'est produit à des pressions plus basses. Cela concorde avec les relations observées entre le rutile, l'ilménite et le sphène qui suggèrent une croissance séquentielle généralement observée dans des roches similaires à pression décroissante (*par exemple Zhang et coll. , 1995*).

Modélisation en 5 phases

Les pseudosections $P - T$ ont été calculées dans le système de modèles MnNCKFMASHTO et NCFMASHTO à l'aide de Theriak / Domino v. 2015 (de Capitani et Brown, 1987; de Capitani et Petrakakis, 2010) et l'ensemble de données thermodynamiques 6.2 (Holland et Powell, 2011). Les phases de solution considérées dans les calculs et les modèles d'activité-composition utilisés sont l'amphibole, le clinopyroxène, la fonte (Green et al., 2016); biotite, chlorite, grenat, muscovite (White et coll., 2014b); épidote (Holland et Powell, 2011); ilménite (White et coll., 2000; White et coll., 2014b); orthopyroxène (White et coll., 2014a, b); plagioclase (Holland et Powell, 2003); spinelle (White et coll., 2002). Les modèles de mixage ont été convertis pour Theriak / Domino par Doug Tinkham (<http://dtinkham.net/peq.html>).

Les compositions en vrac utilisées pour les calculs ont été obtenues par la méthode de balayage de zone au SEM-EDS (microscope électronique à balayage JSM-7100 F, CMEBA, Université Rennes 1) sur des parties de coupes minces estimées se rapprocher d'un volume d'équilibre, et les résultats ont été vérifiés pour la robustesse. FeO (vs. Fe_2O_3) a été réglé pour que le rapport $\text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$ soit égal à celui de la composition de la roche en vrac (analysé au Centre de Recherche Géochimique et Pétrographique, Laboratoire SARM, CNRS-CRPG, Nancy; FeO mesurée par titrage humide) sauf indication contraire. Les compositions en vrac utilisées sont indiquées en encarts dans les diagrammes en mole pour cent normalisés à 100% à l'exception de H_2O qui est indiqué comme composant supplémentaire.

Une première pseudosection $P - T$ (Fig. 5) a été réalisée afin d'étudier le métamorphisme prograde initial. Ce calcul a été réalisé en utilisant une composition en vrac mesurée sur une zone d'une section mince comprenant du grenat avec des inclusions d'épidote, d'amphibole, d'omphacite et une proportion de matrice avec une symplectite portant diopside-amphibole-plagioclase, symplectite riche en Al, symplectite riche en K et bulles d'albite. Le $P - T$ pseudosection a été profilée avec des isoplèthes de composition pour le grenat et l'amphibole. Dans ce diagramme, l'épidote est stable en dessous de 20–24,5 kbar et 750 °C. Les isoplèthes correspondant à la composition du noyau de grenat (alm47; prp23; grs28) et à la plus faible teneur en Al observée dans l'amphibole (Al = 2,7 pfu) se croisent dans le champ cpx-amp-g-ep-mu-q-ru autour de 650 °C et 20 kbar. La diminution de la teneur en grossulaire et en almandine associée à une augmentation de la teneur en pyrope est compatible avec des conditions $P - T$ croissantes vers le champ de stabilité de la cyanite et finalement le champ sans épidote (cpx-amp-g-mu-ky-q-ru). Ce champ est limité aux pressions supérieures par la ligne de sortie amphibole entre 650 °C à 28 kbar et 750 °C à 23 kbar. L'aplatissement de la pente (dans le profil de zonage chimique, Fig.3) de pyrope, d'almandine et de contenu grossulaire dans le manteau externe du grenat suggère que le grenat a continué à cristalliser, mais sa composition a évolué moins rapidement. Dans la pseudo-section, cela correspond à une évolution $P - T$ qui traverse les isoplèthes de composition à un angle inférieur. Une courbure du chemin $P - T$ du croisement des isoplèthes initialement à un angle élevé vers un angle inférieur par la suite indique un chauffage à peu près isobare dans le champ cpx-amp-g-mu-ky-q-ru-fluid. Cette interprétation a été vérifiée pour la robustesse en modélisant le zonage attendu du grenat le long d'un chemin $P - T$ sans courbure (c'est-à-dire directement de 650 °C, 20 kbar à 750 °C, 22,5 kbar) et un $P - T$ chemin d'abord dominé par une augmentation de la pression et de la température (de 650 °C, 20 kbar à 700 °C, 22,5 kbar), puis par un chauffage isobare jusqu'à 750 °C (voir Matériel supplémentaire Fig. S1 pour plus de détails). Les isoplèthes de composition de la jante grenat1 (alm36; prp40; grs21) se croisent dans le champ cpx-amp-g-mu-ky-q-ru, près de la ligne de fusion autour de 22,5 kbar et 750 °C.

Une pyrope et une almandine plus faibles ainsi que des teneurs grossulaires plus élevées suggèrent que le grenat2 doit avoir cristallisé dans le domaine $P - T$ où la fusion est stable (Fig. 5). Étant donné que la fonte incorpore une quantité importante de H_2O et que la topologie de la pseudosection au-delà du solidus devrait dépendre de la disponibilité de l'eau, une autre pseudosection $P - T$ a été calculée pour étudier l'évolution de la roche dans la fonte. région actuelle (Fig. 6). À l'exception de la teneur en H_2O , la pseudosection $P - T$ a été calculée en utilisant la même composition de roche en vrac (cet aspect est brièvement discuté ci-dessous).

La deuxième pseudosection $P - T$ (Fig. 6) est utilisée pour déduire les conditions $P - T$ du métamorphisme M2. La quantité de H_2O est réglée de telle sorte que la roche soit juste saturée en H_2O à 750 °C et 22,5 kbar, dans le champ cpx-amp-g-mu-ky-q-ru (il contient environ 1% en volume de fluide aqueux libre représentant l'espace interstitiel rempli de fluides, à la suite d'un métamorphisme subsolidus progressif dominé par la déshydratation). Les isoplèthes de composition calculés correspondant à la composition de grenat2 (alm36; prp38; grs26) se croisent dans le champ melt-amp-cpx-g-pl-ky-q-ru-mu / ksp entre 850–900 °C et 18,5–19,5 kbar en accord avec l'assemblage inféré (grenat2-albite-amphibole-rutile-quartz-clinopyroxène ± cyanite ± minéral porteur de K). La composition de l'amphibole2 (Al = 3,2–3,5 pfu) est cohérente avec cette estimation, mais ne permet pas de mieux contraindre les conditions $P - T$. La résorption du grenat1 et la cristallisation du grenat2 est une contrainte de premier ordre pour interpréter cette pseudosection $P - T$. En effet, un droit Le trajet $P - T$ entre les conditions de crête M1 (750 °C et 22,5 kbar) et les conditions M2 (environ 875 °C et 19,5 kbar) n'a pas pu rendre compte des observations car un tel trajet $P - T$ ne ferait qu'accroître la quantité de grenat, par conséquent, la résorption du grenat1 ne serait pas observée. Cependant, un chauffage de 22,5 kbar à 750 °C entraînerait une augmentation du mode grenat (entraînant

une croissance supplémentaire du grenat1) et une diminution de la pression subséquente à 870 ° C, 19,5 kbar diminuerait le mode grenat dans le champ fondre-cpx-g- mu-ky-q-ru (tenant compte de la résorption inférée du grenat1) avant une augmentation ultérieure du champ plagioclase (entraînant la croissance du grenat2). De plus, le mode de grenat dans le champ melt-amp-cpx-g-pl-ky-q-ru-mu / ksp doit être supérieur à celui correspondant au Conditions $P - T$ de la jante grenat préservé1 (34% de grenat à 750 ° C, 22,5 kbar) pour tenir compte de la croissance du grenat2, suggérant que la roche s'est équilibrée à une température supérieure à 870 ° C, dans le champ fondre-amp- cpx-g-pl-ksp-ky-q-ru. Le mode clinopyroxène est très sensible à la pression et devrait diminuer avec la diminution de la pression. Ce chemin $P - T$ expliquerait alors également la forme anédrique du clinopyroxène inclus dans le grenat2. De plus, cette trajectoire $P - T$ traverserait la lignée des amphiboles à 870 ° C, 20 kbar et expliquerait la reprise de la croissance des amphiboles (incluses dans le grenat2).

Une pseudosection finale (Fig.7) a été calculée afin d'étudier le chemin $P - T$ rétrograde et les conditions du stade M3 en utilisant la composition en vrac d'une petite zone de symplectite composée de diopside, amphibole, plagioclase et une petite quantité de quartz, que l'on suppose être principalement le produit de la régression de l'ancienne omphacite M1. La quantité de H_2O a été arbitrairement fixée comme équivalente à la précédente pseudosection $P - T$ et le rapport X_{F3} établi en accord avec le fer ferrique incorporé dans l'omphacite à 19,5 kbar et 875 ° C ($X_{F3} = 0,40$). Dans le diagramme résultant, le champ correspondant à l'assemblage observé (amp-cpx-pl-q) s'étend de 750 ° C à 875 ° C et de 3 kbar à 15 kbar. La gamme de composition observée pour Al dans l'amphibole (Al = 1,1-2,4 pfu) de la matrice est cohérente avec une pression d'équilibrage inférieure à 9 kbar délimitant la gamme de température entre 750 ° C et 850 ° C. Bien que moins contraignant, cela est également en accord avec la teneur en Si observée de l'amphibole (Si = 6,0-7,2 pfu), Al dans le clinopyroxène (Al = 0-0,1 pfu) et la teneur en anorthite du plagioclase (an = 18-35).

Fig. 5



Pseudosection $P - T$ et isoplèthes de composition sélectionnés calculés dans le système modèle MnNCKFMASHTO pour une composition en vrac locale d'une partie de l'échantillon mesurée par SEM. Les champs colorés mettent en évidence la stabilité de l'assemblage M1 avec l'épidote, l'épidote-cyanite et la cyanite. La grande quantité arbitraire de H_2O garantit que tous les assemblages subsolidus sont saturés en fluide aqueux.

Fig. 6



Pseudosection $P - T$ pour la même composition en vrac que la figure 5, sauf pour une quantité limitée de H_2O (voir le texte pour plus de détails). A noter que l'échelle est différente de la figure 5 et que la quantité de H_2O exprimée en proportion molaire équivaut à 1% du volume de la roche à 750 ° C et 22,5 kbar. Le diagramme est profilé avec des isoplèthes modaux pour le grenat (a) et le clinopyroxène (c) et des isoplèthes de composition pour le pyrope (a), le grossulaire (b), l'almandine (c) et la teneur en aluminium de l'amphibole (b). Le champ de couleur bleue correspond à l'assemblage M2 inféré melt-amp-cpx-g-pl-ky-q-ru-mu / ksp. La séquence de résorption et de cristallisation du grenat déduite est représentée en médaillon en (a).

Fig. 7



Pseudosection $P - T$ et isoplèthes sélectionnés calculés dans le système NCFMASHO pour une composition en vrac mesurée par SEM d'une partie de la symplectite amphibole-clinopyroxène-plagioclase-quartz de la matrice. Le diagramme est profilé avec des isoplèthes de teneur en Si pour l'amphibole (a), des isoplèthes de teneur en Al pour l'amphibole et le clinopyroxène (b) et des isoplèthes de composition pour la teneur en anorthite dans le plagioclase (c).

6 Discussion

6.1 Considérer le fractionnement du grenat

Bien que le fractionnement du grenat puisse affecter les résultats de la pseudosection $P - T$ (*par ex.* [Zuluaga et coll. , 2005](#)), cet effet sur la topologie générale de la pseudo-section est généralement limité, au-delà de la ligne grenat. De plus, dans l'échantillon étudié, le grenat contient d'abondantes inclusions dans le noyau. Ces inclusions représentent dans une certaine mesure la matrice de la roche. Par conséquent, le grenat en croissance n'a pas seulement fractionné sa propre composition, mais également la composition de la matrice, et la modification résultante de la composition en vrac effective de la roche est donc négligeable. Une pseudosection $P - T$ utilisant la composition de la roche en vrac avec les carottes de grenat retirées (sans tenir compte des inclusions) a néanmoins été calculée et le lecteur intéressé est renvoyé au Matériel supplémentaire pour plus de détails ([Fig. S2](#)).

6.2 Fusion partielle et teneur en H_2O de la roche

Le chemin $P - T$ déterminé dans cette contribution suggère que l'échantillon étudié s'est équilibré au-dessus du solidus hydraté. Pourtant, ni les leucosomes ni les inclusions ne fondent, également appelés «nanogranites» dans la littérature (*ex.* [Cesare et coll. , 2009](#)) ont été observées. Une fusion partielle hydratée peut se produire dans une roche étant donné que cette roche contenait un fluide aqueux libre et atteignait des températures suffisamment élevées pour traverser le solidus hydraté. Dans cette section, nous soutenons que ces conditions étaient remplies et soulignons que l'équilibration déduite de la roche au-dessus du solidus pendant M2 offre l'avantage d'expliquer plusieurs observations pétrographiques de premier ordre, *a posteriori* corroborant les résultats de la modélisation des pseudosections.

Dans l'échantillon étudié, les noyaux de grenat contiennent de nombreuses inclusions d'épidote et d'amphibole, alors que les bords de grenat1 sont remarquablement exempts de telles inclusions. Compte tenu du caractère déshydratant de la plupart des réactions métamorphiques progradées, la disparition de l'épidote et de l'amphibole est interprétée, avec le soutien de la pseudosection $P - T$, en termes de dégradation d'épidote et d'amphibole contemporaine avec croissance du grenat lors de l'augmentation de la pression et de la température dans des conditions sous-solidus. La dégradation de l'épidote et des amphiboles a libéré un fluide aqueux libre, remplissant l'espace intercrystallin de la roche, même dans le cas improbable où la roche n'était pas saturée de fluide auparavant. On pense qu'un tel espace équivaut à 1% du volume de roche (*par exemple* [Thompson et Connolly, 1990](#)). Au cours de l'étape prograde M1, la roche a atteint des conditions $P - T$ d'au moins environ 750 ° C, 22,5 kbar lors d'un échauffement isobare, flirtant avec le solidus hydraté modélisé. Par conséquent, les exigences de base pour que l'échantillon étudié subisse une fusion hydratée sont satisfaites et il n'y a aucune raison *a priori* d'exclure cette possibilité.

La composition minérale des minéraux M2, en particulier le grenat2, suggère $P - T$ conditions au-delà du solidus hydraté et nous avons exploré la possibilité que la roche enregistre une fusion partielle pendant M2. La modélisation de la pseudosection pour le stade M2 reproduit avec succès plusieurs contraintes pétrographiques de premier ordre dans le domaine de la fusion-présent telles que 1) la résorption du grenat1 et la prolifération du grenat2, 2) la composition du grenat2, 3) la résorption du clinopyroxène et 4) la croissance renouvelée de l'amphibole 2. L'absence de preuve incontestable de fonte peut s'expliquer soit par la possibilité que la fonte s'écoule le long des gradients de déformation vers un autre endroit, empêchant la formation de leucosomes in situ, par la faible proportion de fonte produite et par la faible probabilité d'observer la fonte piégée inclusions dans les minuscules proliférations grenat2. Par conséquent, malgré l'absence de preuve directe de fusion partielle, l'adéquation générale entre la modélisation de la pseudo - section $P - T$, plusieurs observations pétrographiques et des compositions minérales, confirme les résultats de la modélisation et peut être considérée comme une preuve indirecte de la fusion partielle de l'éclogite au pic de M1 et pendant M2.

Il est à noter que les couches de quartz-plagioclase-kyanite-grenat-zoisite dans les éclogites des massifs sud du Lévézou et de Marvejols dans la CEM ont été interprétées comme des trondhjemitites à haute pression enregistrant la fusion partielle de leurs roches hôtes ([Nicollet et Leyreloup, 1978](#)). Par conséquent, nos résultats peuvent être considérés comme une première étape pour une recherche plus approfondie des preuves de fusion partielle et de ses conséquences dans les éclogites de la CEM. En effet, la fusion partielle des roches à haute pression a des implications sur la rhéologie des lithosphères subductées (*eg* [Labrousse et coll. , 2011 ,2015 ;Wang et coll. , 2014](#)), métasomatisme du manteau sus-jacent et contribution associée au magmatisme d'arc (*par ex.* [Prouteau et coll. , 1999 ,2001 ;Borghini et coll. , 2019 ;Hernández-Urbe et al., 2020](#)).

6.3 Évolution $P - T$

L'évolution métamorphique de l'échantillon étudié est enregistrée par trois étapes métamorphiques. Au cours de l'étape M1, la roche a subi la cristallisation d'un assemblage grenat et omphacite mais sans plagioclase, typique du métamorphisme à faciès éclogite. Le développement de l'assemblage d'éclogite a été contemporain avec une déformation ductile (matérialisée par l'orientation préférentielle des cristaux de kyanite maintenant pseudomorphes). L'assemblage M2 déduit comprend le grenat2 et l'albite. La présence d'omphacite, quoique anédrique, dans le grenat2 et les résultats du $P - T$ des pseudosections suggèrent que le clinopyroxène était également présent dans l'assemblage et que M2 pourrait alors représenter un

métamorphisme à faciès granulite à haute pression. Au cours de la phase M3, les anciens porphyroblastes ont été partiellement ou totalement remplacés par des symplectites à diopside-amphibole-plagioclase et corindon / spinelle-plagioclase, ce qui suggère un équilibre dans des conditions de faciès amphibolite HT à granulite LP. Pris ensemble, ces trois étapes caractérisent un chemin $P - T$ dans le sens des aiguilles d'une montre.

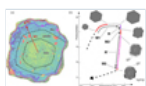
Le stade métamorphique M1 peut être retracé grâce à la suite d'inclusion en grenat. La disparition des phases hydratées - amphibole et épidote - du noyau au bord du grenat caractérise un métamorphisme prograde de ~ 20 kbar - 650 °C à $\sim 22,5$ kbar - 750 °C, quantifié à l'aide du zonage compositionnel du grenat. Une analyse plus approfondie du zonage de croissance du grenat suggère qu'un tel métamorphisme prograde était initialement dominé par l'enfouissement (augmentation de la pression), suivi d'un chauffage isobare (augmentation de la température).

Les observations pétrographiques indiquent qu'une partie du grenat cultivé au cours du métamorphisme M1 a ensuite été partiellement résorbée (Fig. 8a). Cela laisse une incertitude sur les conditions $P - T$ de pointe pour cet événement métamorphique. Cependant, deux observations peuvent être utilisées pour déduire provisoirement la tendance de la partie manquante du chemin $P - T$: 1) le zonage de croissance garnet1 préservé indique un échauffement isobare pendant M1 (Fig.5a), et 2) la croissance du grenat2 nécessite soit décompression isotherme ou de chauffage dans le domaine de l'état fondu-amp-CPX-g-pl-KSP-ky-q-ru (Fig. 6a). Il faut souligner que le grenat2 n'aurait pas pu pousser pendant le refroidissement. Par conséquent, à moins que la roche ne subisse un $P - T$ inhabituel évolution, on peut en déduire que les conditions $P - T$ de crête pour le stade M1 ne dépassaient pas significativement $22,5$ kbar et 880 °C (Fig. 8b).

Sur la base des caractéristiques texturales soutenues par la modélisation thermodynamique, il est déduit que l'assemblage M2 comprenait du grenat2, de l'albite, des amphiboles, du quartz, du rutile, du clinopyroxène, de la cyanite et un minéral riche en K. La modélisation de la pseudosection indique que le mode grenat diminue dans les champs sans plagioclase mais augmente dans une petite région avec le plagioclase, l'amphibole et la cyanite (champs bleu clair sur la figure 6a) par une diminution de la pression, éventuellement associée à une augmentation de la température. Cette trajectoire explique également la reprise de la croissance de l'amphibole et la forme anédrique du clinopyroxène, toutes deux observées dans le grenat2. Le passage du faciès éclogite au faciès granulitique haute pression résulte donc d'une décompression associée ou non à l'échauffement vers 19 kbar, 875 °C suite à l'augmentation significative de température, en faciès éclogite, au cours de M1 (Fig.6a).

L'étape métamorphique M3 est mise en évidence par le remplacement omniprésent des anciens minéraux à haute pression par des symplectites. La modélisation de la pseudosection indique une forte décompression à $P < 9$ kbar le long d'une trajectoire $P - T$ rétrograde abrupte associée à un refroidissement léger à modéré à 750 - 850 °C (figure 8b).

Fig. 8



(a) Carte aux rayons X du calcium du grenat et du bord de symplectite immédiat montrant les preuves texturales de la croissance du grenat et de la séquence de résorption (même grain de grenat que dans la figure 3). Les zones concentriques (noyau, manteau et bord) peuvent être tracées selon le modèle d'inclusion dans le grenat1. Notez que la surface de résorption (R) est caractérisée par une teneur en Ca contrastée dans la jante grenat1 et grenat2. (R') marque le contour actuel du grenat.

(b) Chemin $P - T$ synthétique et images schématiques de la séquence de croissance et de résorption du grenat inférée.

6.4 Implications géodynamiques

Les conditions de pic $P - T$ rapportées dans cette étude indiquent un métamorphisme à haute pression, cohérent avec la découverte de césite dans la région des Monts-du-Lyonnais (28 kbar; Lardeaux *et al.*, 2001) et des travaux pétrologiques récents dans la CEM (Massif du Najac, 15 - 20 kbar, Lotout *et al.*, 2018 ; massif du Lévézou, 18 - 23 kbar, Lotout *et al.*, 2020). Le métamorphisme prograde initial montre un gradient dP / dT élevé compatible avec un enfouissement dans une zone de subduction en accord avec l'interprétation acceptée des éclogites dans la CEM (Nicollet, 1978 ; Matte et Burg, 1981 ; Mercier *et coll.*, 1991 ; Lardeaux *et coll.*, 2001 ; Faure *et coll.*, 2014 ; Lotout *et coll.*, 2018). De plus, la trajectoire de décompression associée à un refroidissement limité est en accord avec la trajectoire $P - T$ rapportée par Lotout *et al.* (2020) dans le Lévézou. L'aspect le plus intéressant du chemin $P - T$ déduit est de révéler un échauffement isobare de 150 °C pendant le métamorphisme prograde. Un tel chauffage peut être réalisé soit par équilibre thermique, soit par chauffage par cisaillement, soit par un métamorphisme «de contact».

La réalisation de la rééquilibration thermique conductrice peut prendre plusieurs dizaines de Myr (England et Thompson, 1984). Cela pourrait *a priori* concilier l'âge de 430 Ma déduit pour le métamorphisme du faciès éclogite dans la LAC de l'AH (Ducrot *et al.*, 1983) et l'exhumation subséquente lors de l'emplacement des

nappes crustales à 360 Ma (Gardien *et al.* , 2011). Cependant, cette interprétation est peu probable pour plusieurs raisons. Comme mentionné précédemment, la méthode de dissolution de la population de zircon utilisée par Ducrot *et al.* (1983) produit des résultats incorrects, surtout si les zircons sont zonés (Paquette *et al.* , 2017). En outre, il existe de plus en plus de preuves d'un âge dévonien plutôt que silurien pour la subduction variscaine en France (Bosse *et coll.* , 2000 ,2005 ; Paquette *et coll.* , 2017) et dans la CEM en particulier (Lotout *et al.* , 2018 , 2020). Paquette *et coll.* (2017) ont proposé que les âges siluriens obtenus par dissolution de la population de zircon résultaient d'une surinterprétation des données U-Pb. Enfin, plusieurs études ont fait valoir que la préservation du zonage de croissance du grenat implique une courte durée de séjour à haute température (*p.* Rötzler et Romer, 2001 ;O'Brien et Rötzler, 2003 ;Caddick *et coll.* , 2010) difficile à concilier avec l'hypothèse de rééquilibration thermique conductrice. Par conséquent, nos données ne soutiennent pas cette hypothèse.

Décrypter l'influence possible d'un échauffement par cisaillement ou d'un métamorphisme de «contact» (par exemple par la juxtaposition d'un manteau chaud) peut être plus difficile. Dans la forme classique, le chauffage par cisaillement peut expliquer une élévation de température allant jusqu'à ~ 200 ° C sur une échelle d'hectomètre à kilomètre le long des zones de cisaillement (*par ex.* Camacho *et coll.* , 2001 ;Duprat-Oualid *et coll.* , 2013 ;Duretz *et coll.* , 2014 ;Schmalholz et Duretz, 2015). Cependant, la dissipation visqueuse générée par déformation à l'échelle lithosphérique (également appelée «échauffement visqueux») est comparable ou même supérieure à la production de chaleur radiogène dans la croûte et peut affecter la thermicité d'une zone de subduction et expliquer le métamorphisme HT à l'échelle régionale (Burg et Gerya, 2005 ;Gerya *et coll.* , 2008). Une interprétation alternative pour un chauffage similaire implique la juxtaposition d'un manteau chaud avec les échantillons étudiés (*par ex.* Dragovic *et coll.* , 2015 ;Massonne, 2006 ;Liu *et coll.* , 2019) qui peuvent s'appliquer à un métamorphisme HT à l'échelle régionale.

Dans la CEM, le LAC et l'UGU présentent des similitudes frappantes quant à la forme de leur chemin $P - T$ (*c.-à-d.* Décompression HT à partir des conditions HP). En effet, les éclogites du LAC enregistrent une régression sous amphibolite HT au faciès des granulites (*par exemple* Mercier *et al.* , 1991 et leurs références) confirmée par des données pétrologiques récentes (Monts du Lyonnais: ~ 750 ° C - ~10 kbar, Lardeaux *et al.* , 2001 ; Lévézou: ~ 600 ° C, 9 kbar, Lotout *et al.* , 2020 ; HA: 750-850 ° C, <9 kbar, cette étude) et les granulites HP ky de l'UGU ont subi une fusion partielle au cours de décompression (Burg, 1977) à des températures comprises entre 700 et 800 ° C (Gardien *et al.* , 2011 ; Schulz, 2014). La forme similaire du chemin $P - T$ dans l'UGU et le LAC a conduit de nombreux auteurs à envisager un historique de décompression commun des deux unités dans des conditions de haute température (*eg* Burg *et al.* , 1984 ; Faure *et al.* , 2009 ; Lardeaux, 2014). Ce caractère HT du chemin de décompression reste valable malgré la différence de pression apparente entre la partie dépourvue d'éclogite de l'UGU (~ 13 kbar; Schulz, 2014) et le LAC (~ 22,5 kbar; cette étude).

Bien que le manque de données géochronologiques fiables pour le métamorphisme du faciès éclogite et la décompression HT subséquente dans l'HA empêche une corrélation à l'échelle régionale et donc une interprétation définitive, le métamorphisme HT à l'échelle régionale semble être une option plus probable qu'un cisaillement à échelle limitée. chauffage. Dans les modèles présentés dans Gerya *et al.* (2008) seules les roches ayant subi un métamorphisme UHP ($P > 35$ kbar) enregistrent un échauffement isobare et des températures comparables à celles obtenues dans cette étude (~ 900 ° C) suggérant que l'échantillon étudié n'a pas été traîné assez profondément dans le manteau pour subir un échauffement visqueux de l'ampleur attendue. Alternativement, la délamination du manteau lithosphérique de la croûte subductée peut déclencher un flux d'asthénosphère (Brun et Faccenna, 2008) qui à son tour provoqueraient le retrait de la dalle de subduction et provoqueraient l'exhumation des roches subductées. Un tel processus peut être invoqué pour expliquer le réchauffement isobare à haute température et l'exhumation subséquentes, supposée rapide, de l'échantillon étudié, facilitée par le développement d'une fusion partielle à l'échelle régionale (*eg* Labrousse *et al.* , 2011) suivie d'un refroidissement. La température élevée (~ 800 ° C) enregistrée par certains granulites de l'UGU (Gardien *et al.* , 2011) et l'augmentation tardive de température enregistrée par les gabbros coronitiques (Nicollet *et al.* , 1993) peut également s'expliquer par un tel apport de chaleur depuis le manteau. Cette interprétation est conforme au mécanisme de délaminage du manteau et de retournement de dalle proposé pour expliquer l'exhumation HT des éclogites dans la CEM parMatte (2007) .

7. Conclusions

L'échantillon étudié a enregistré trois stades métamorphiques. M1 est caractérisé par un assemblage dominé par le grenat, l'omphacite et la cyanite, sans plagioclase, indiquant des conditions métamorphiques au faciès de l'éclogite. La disparition vers le bord des inclusions d'épidote et la diminution de la proportion d'amphibole primaire dans le grenat1 indiquent un métamorphisme prograde de 20 kbar et 650 ° C à au moins 22,5 kbar et 750 ° C. La tendance du zonage de croissance du grenat est interprétée en termes de trajectoire prograde d'abord dominée par l'enfouissement puis par le chauffage. Il est déduit qu'il culmine à ~ 875 ° C, 22,5 kbar. M2 est caractérisé par une association de grenat2 et de plagioclase avec le clinopyroxène, typique du métamorphisme HP granulite-faciès, qui a cristallisé autour de 19,5 kbar et 875 ° C.

On suppose que le pic de température M1 et M2 se produisent dans des conditions où la roche est censée être partiellement fondue. Bien qu'aucune preuve directe de fusion partielle n'ait été trouvée dans la roche étudiée, les fondations HP ont été décrites indépendamment dans d'autres emplacements de la CEM. Compte tenu de l'importance géodynamique possible de la fusion partielle du faciès des éclogites, cet aspect mériterait d'être recherché spécifiquement dans d'autres localités de l'orogène.

Le stade M3 est caractérisé par le remplacement des anciens minéraux HP par des symplectites à <9 kbar et 750–850 ° C. Cette évolution globale définit un chemin $P - T$ dans le sens des aiguilles d'une montre initialement dominé par une augmentation de pression, puis un échauffement isobare important et enfin par une forte décompression à haute température. La durée relativement courte de cette évolution $P - T$ et le refroidissement rapide ultérieur probable sont suggérés par la préservation du zonage de croissance du grenat. Bien qu'un orogène ne puisse pas être réinterprété à partir d'un échantillon, l'évolution proposée du $P - T$ est compatible avec un environnement géodynamique dominé par la subduction, la délamination du manteau lithosphérique et le retournement ultérieur de la dalle - un scénario qui devrait être testé ailleurs dans la ceinture de Variscan.

Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien du levé géologique français (BRGM) ainsi que d'une subvention interne du service géologique tchèque (# 310400), accordé à P. Pitra. X. Le Coz est reconnu pour la production efficace des lames minces. Nous sommes reconnaissants de l'aide aux observations SEM et aux analyses EDS du personnel de l'installation CMEBA (ScanMAT, Université Rennes 1), qui a reçu le soutien financier de la Région Bretagne et de l'Union européenne (CPER-FEDER 2007-2014). Nous remercions également J. Langlade, pour son aide lors des analyses EPMA (Microsonde Ouest, IFRMER, Brest-Plouzané, France).

Les références

- Berger J, Féménias O, Ohnenstetter D, Bruguier O, Plissart G, *et al*. 2010. Nouvelle occurrence d'éclogites UHP en Limousin (Massif Central): Âge, milieu tectonique et interactions fluide – roche. *Lithos* 118 (3-4): 365–82.
- Bodinier JL, Burg JP, Leyreloup A, Vidal H. 1988. Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducte, puis obducte dans la région de Marvejols (Massif central). *Bulletin de la Société Géologique de France* IV (1): 21–33.
- Borghini A, Ferrero S, O'Brien PJ, Laurent O, Günter C, Ziemann MA. 2019. Agent métasomatique cryptique mesuré in situ dans les roches du manteau variscain: Inclusions de fonte dans le grenat de l'éclogite, Granulitgebirge, Allemagne. *Journal of Metamorphic Geology* n / a (n / a).
- Bosse V, Féraud G, Ruffet G, Ballèvre M, Peucat JJ, De Jong K. 2000. Subduction du Dévonien tardif et exhumation précoce de roches à faciès éclogites du Complexe de Champtoceaux (Ceinture variscaine, France). *Geol. J.* 35 (3-4): 297–325.
- Bosse V, Féraud G, Ballèvre M, Peucat JJ, Corsini M. 2005. Rb – Sr et ⁴⁰Ar / ³⁹Ar âges dans les blueschists de l'île de Groix (Massif armoricain, France): Implications pour les mécanismes de fermeture dans les systèmes isotopiques. *Chemical Geology* 220 (1–2): 21–45.
- Briand B, Piboule M, Bouchardon JL. 1988. Géochimie diversifiée des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central); origine et implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* IV (3): 489–98.
- Brun JP, Faccenna C. 2008. Exhumation de roches à haute pression entraînées par le retournement de la dalle. *Lettres* 272 (1–2) de la *Terre et des sciences planétaires*: 1–7.
- Burg JP. 1977. Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère: contribution du microscope électronique à la transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Burg JP, Matte PJ. 1978. Une coupe transversale du Massif central français et l'étendue de son évolution géodynamique variscaine. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 429–60.
- Burg, JP, Gerya TV. 2005. Le rôle de l'échauffement visqueux dans le métamorphisme barrovien des orogènes collisionnels: modèles thermomécaniques et application au dôme lépontin des Alpes centrales. *Journal of Metamorphic Geology* 23: 75–95.
- Burg JP, Leyreloup A, Marchand J, Matte P. 1984. Zonation métamorphique inversée et poussée à grande échelle dans la ceinture variscaine: un exemple dans le Massif central français. *Geological*

Society, Londres, *Special Publications* 14 (1): 47–61.

- Burg JP, Brun JP, Van Den Driessche J. 1990. Le sillon houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II* 311 (1): 147–52.
- Caddick MJ, Konopásek J, Thompson AB. 2010. Préservation du zonage de croissance du grenat et durée du métamorphisme progressif. *Journal of Petrology* 51 (11): 2327–47.
- Camacho A, McDougall I, Armstrong R, Braun J. 2001. Preuve de chauffage par cisaillement, Musgrave Block, Australie centrale. *Journal of Structural Geology* 23 (6): 1007–13.
- Carlson W, Schwarze E. 1997. Signification pétrologique de l'homogénéisation prograde du zonage de croissance dans le grenat: un exemple de la Llano Uplift. *Journal of Metamorphic Geology* 15 (5): 631–44.
- Cesare B, Ferrero S, Salvioli-Mariani E, Pedron D, Cavallo A. 2009. «Nanogranite» et inclusions vitreuses: La fonte anatectique dans les migmatites et les granulites. *Geology* 37 (7): 627–30.
- de Capitani C, Brown TH. 1987. Le calcul de l'équilibre chimique dans des systèmes complexes contenant des solutions non idéales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (10): 2639–52.
- de Capitani C, Petrakakis K. 2010. Le calcul de diagrammes d'assemblage d'équilibre avec le logiciel Theriak / Domino. *American Mineralogist* 95 (7): 1006–16.
- de Hoÿm de Marien L, Le Bayon B, Pitra P, Van Den Driessche J, Poujol M, Cagnard F. 2019. Métamorphisme varisque en deux étapes dans le massif du Canigou: preuves d'un épaississement crustal dans les Pyrénées. *Journal of Metamorphic Geology* 37 (6): 863–888.
- Dragovic B, Baxter EF, Caddick MJ. 2015. Déshydratation pulsée et croissance du grenat pendant la subduction révélées par la géochronologie zonée du grenat et la modélisation thermodynamique, Sifnos, Grèce. *Lettres* 413: 111–22 de la *Terre et de la science planétaire*.
- Ducrot J, Lancelot JR, Marchand J. 1983. Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de La Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. *Lettres* 62 (3) de la *Terre et de la science planétaire*: 385–94.
- Duprat-Qualid S, Yamato P, Pitra P. 2013. Rôle majeur du chauffage par cisaillement dans le métamorphisme inversé intracontinental: Inférence d'une étude paramétrique thermo-cinématique. *Tectonophysics* 608: 812–831.
- Duret T, Schmalholz SM, Podladchikov YY, Yuen DA. 2014. Épaisseur contrôlée par la physique des zones de cisaillement causées par un échauffement visqueux: implications pour la localisation du cisaillement crustal. *Geophysical Research Letters* 41 (14): 4904–11.
- Angleterre PC, Thompson AB. 1984. Chemins pression-température-temps du métamorphisme régional I. Transfert de chaleur au cours de l'évolution des régions de la croûte continentale épaissie. *Journal of Petrology* 25 (4): 894–928.
- Ernst WG, Liou JG. 2008. Métamorphisme haute et ultra haute pression: résultats passés et perspectives d'avenir. *American Mineralogist* 93 (11-12): 1771–86.
- Faure M, Lardeaux JM, Ledru P. 2009. Revue de la géologie pré-permienne du Massif Central Variscan. *Comptes Rendus Geoscience* 341 (2): 202–213.
- Faure M, Cocherie A, Gaché J, Esnault C, Guerrot C, et al . 2014. Subduction intracontinentale du Carbonifère moyen dans la Zone Extérieure de la Ceinture Variscaine (Zone Axiale de la Montagne Noire, Massif Central Français): approche géochronologique multiméthodes du métamorphisme polyphasé. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 405 (1): 289–311.
- Forestier FH. 1961. Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du haut-Allier (Massif Central français). Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand.
- Forestier FH, Lasnier B. 1969. Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 23 (3): 194–235.
- Forestier FH, Lasnier B, Leyrelop A, Marchand J. 1973. Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricaïn, de l'affleurement au Moho. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XV (5-6): 562–78.
- Gardien V, Lardeaux JM, Misseri M. 1988. Les péridotites des Monts du Lyonnais (MCF): témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*.

- Gardien V, Tegye M, Lardeaux JM, Misseri M, Dufour E. 1990. Relations croûte-manteau dans la chaîne variscaïenne française: l'exemple de l'unité Sud des Monts du Lyonnais (Est du Massif Central). *Journal of Metamorphic Geology* 8 (5): 477–92.
- Gardien V, Vanderhaeghe O, Arnaud N, Cocherie A, Grange M, Lécuyer C. 2011. Maturation thermique et exhumation d'une croûte orogénique moyenne dans le Livradois (Massif Central). *Bulletin de la Société Géologique de France* 182 (1): 5–24.
- Gerya TV, Perchuk LL, Burg JP. 2008. Canaux chauds transitoires: associations croûte-manteau à ultra-haute pression et à haute température perpétuelles et régurgitantes dans les ceintures de collision. *Lithos* 103 (1): 236–56.
- Giraud A, Marchand J, Dupuy C, Dostal J. 1984. Géochimie du complexe leptyno-amphibolite du Haut Allier (Massif Central). *Lithos* 17: 203–14.
- Girardeau J, Dubuisson G, Mercier JC. 1986. Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophiliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bulletin de la Société Géologique de France* II (5): 849–60.
- Godard G. 2001. Eclogites et leur interprétation géodynamique: une histoire. *Journal of Geodynamics* 32 (1): 165–203.
- Green ECR, White RW, Diener JFA, Powell R, Holland TJB, Palin RM. 2016. Relations activité-composition pour le calcul des équilibres de fusion partielle dans les roches métabasiques. *Journal of Metamorphic Geology* 34 (9): 845–69.
- Hernández-Urbe D, Hernández-Monténégro JD, Cone KA, Palin RM. 2020. Fusion de la surface de la dalle océanique pendant la subduction: implications pour le recyclage des oligo-éléments et la pétrogenèse de l'adakite. *Geology* 48 (3): 216–20.
- Holland T, Powell R. 2003. Relations activité-composition pour les phases des calculs pétrologiques: une formulation asymétrique à plusieurs composants. *Contributions à la minéralogie et la pétrologie* 145 (4): 492–501.
- Holland TJB, Powell R. 2011. Un ensemble de données thermodynamiques amélioré et étendu à cohérence interne pour les phases d'intérêt pétrologique, impliquant une nouvelle équation d'état pour les solides. *Journal of Metamorphic Geology* 29 (3): 333–83.
- Jamieson RA, Beaumont C, Fullsack P, Lee B. 1998. Métamorphisme régional barrovien: où est la chaleur? *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 138 (1): 23–51.
- Karabinos P. 1984. Zonage de grenat polymétamorphique du sud-est du Vermont. *Am J Sci* 284 (9): 1008–25.
- Kroner U, Romer RL. 2013. Deux plaques - De nombreuses zones de subduction: L'orogénèse variscaïenne reconsidérée. *Gondwana Research* 24 (1): 298–329.
- Labrousse L, Prouteau G, Ganzhorn AC. 2011. Exhumation continentale déclenchée par fusion partielle à ultra haute pression. *Geology* 39 (12): 1171–74.
- Labrousse L, Duret T, Gerya T. 2015. La fusion saturée en fluide de H₂O de la croûte continentale subductée facilite l'exhumation des roches à ultra haute pression dans les zones de subduction continentales. *Lettres de la Terre et de la Science Planétaire* 428: 151–61.
- Lardeaux JM. 2014. Déchiffrer l'orogénèse: une perspective métamorphique Exemples de ceintures alpines et variscaïennes européennes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 185 (5): 281–310.
- Lardeaux JM, Ledru P, Daniel I, Duchene S. 2001. Le Massif Central Variscan Français - un nouvel ajout au «club» métamorphique à ultra-haute pression: processus d'exhumation et conséquences géodynamiques. *Tectonophysics* 332 (1–2): 143–67.
- Lasnier B. 1968. Découverte de roches eclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolite des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-X (2): 179–85.
- Lasnier B. 1977. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Haut-Allier: les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse, Université de Nantes, Laboratoire de pétrologie et de minéralogie.
- Laurent O, Couzinié S, Zeh A, Vanderhaeghe O, Moyen JF, et al. 2017. Fusion prolongée de la croûte et du manteau contemporains au cours de l'évolution orogénique tardive variscaïenne: datation U – Pb dans l'est du Massif central français. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 106 (2): 421–51.

- Le Fort P. 1986. Métamorphisme et magmatisme lors de la collision himalayenne. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 19 (1): 159–72.
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, *et al.* 1997. Nomenclature des amphiboles; Rapport du Sous-comité des amphiboles de l'Association minérale internationale, Commission des nouveaux minéraux et noms de minéraux. *American Mineralogist* 82 (9-10): 1019–37.
- Ledru P, Lardeaux JM, Santallier D, Autran A, Quenardel JM, *et al.* 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français? *Bulletin de la Société géologique de France* 8 (3): 605–618.
- Liu Q, Hermann J, Zheng S, Zhang J. 2019. Preuve d'anatexie UHP dans le paragneiss UHP de Shuanghe à partir d'inclusions dans la clinozoïsite, le grenat et le zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 2 (38): 129–55.
- Lotout C, Pitra P, Poujol M, Anczkiewicz R, Van Den Driessche J. 2018. Moment et durée du métamorphisme varisque à haute pression dans le Massif central français: une étude géochronologique multiméthodes du massif de Najac. *Lithos* 308-309: 381–94.
- Lotout C, Poujol M, Pitra P, Anczkiewicz R, Van Den Driessche J. 2020. De l'enterrement à l'exhumation: mise en place et métamorphisme de terranes éclogitiques mafiques contraints par pétrochronologie multiméthodes, étude de cas du massif du Lézou (Massif Central, ceinture varisque) . *Journal of Petrology* (sous presse). DOI: [10.1093 / pétrologie / egaa046](https://doi.org/10.1093/petrology/egaa046) .
- Marchand J. 1974. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Haut-Allier: les termes acides. Université de Nantes.
- Massonne HJ. 2006. Evolution métamorphique précoce et exhumation de granulites felsiques à haute pression du nord-ouest du Massif de Bohême. *Minéralogie et pétrologie* 86 (3): 177–202.
- Matte P. 1986. Modèle de tectonique et de tectonique des plaques pour la ceinture variscaine d'Europe. *Tectonophysics* 126 (2): 329–374.
- Matte P. 2007. Nappes de poussée variscaines, décollements et failles antidérapantes dans le Massif Central: Interprétation des linéations. Dans: *Geological Society of America Memoirs*, Vol. 200, pp. 391–402. Société géologique d'Amérique.
- Matte P, Burg JP. 1981. Sutures, poussées et nappes dans l'arc variscain de l'Europe occidentale: implications tectoniques des plaques. *Geological Society, Londres, Publications spéciales* 9 (1): 353–58.
- Mercier L, Lardeaux JM, Davy P. 1991. Sur la signification tectonique des trajectoires rétrogrades des PTt dans les éclogites du Massif central français. *Tectonics* 10 (1): 131–40.
- Miyashiro A. 1961. Evolution des ceintures métamorphiques. *Journal of Petrology* 2 (3): 277–311.
- Miyashiro A. 1972. Métamorphisme et magmatisme associé en tectonique des plaques. *American Journal of Science* 272 (7): 629–56.
- Nicollet C. 1978. Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lézou (Rouergue, Massif central). *Bulletin BRGM* . 1 (3): 225–63.
- Nicollet C, Leyreloup A. 1978. Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français. *Journal canadien des sciences de la Terre* 15 (5): 696–707.
- Nicollet C, Lahlafi M, Lasnier B. 1993. Occurrence d'un événement métamorphique hercynien tardif, de conditions granulitiques de basse pression, dans le Haut-Allier (Massif central français): implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 317: 1609–15.
- O'Brien PJ, Rötzler J. 2003. Granulites à haute pression: formation, récupération des conditions de pointe et implications pour la tectonique. *Journal of Metamorphic Geology* 21 (1): 3–20.
- Paquette JL, Monchoux P, Couturier M. 1995. Etude géochimique et isotopique d'une transition norite-éclogite dans la ceinture variscaine européenne: implications pour la systématique du zircon U / Pb dans les roches metabasiques. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (8): 1611–22.
- Paquette JL, Ballèvre M, Peucat JJ, Cornen G. 2017. De l'ouverture à la subduction d'un domaine océanique contraint par la datation au zircon LA-ICP-MS U-Pb (Ceinture Variscan, Massif Armoricaire Sud, France). *Lithos* 294-295: 418–37.
- Piboule M. 1977. Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites; application à quelques metabasites du Rouergue et du Limousin (Massif central français). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XIX (5): 1133–43.

- Piboule M, Briand B. 1985. Géochimie des éclogites et roches associées de la zone sud-est du Massif central français: Origine des protolithes. *Chemical Geology* 50 (1): 189-99.
- Pin C, Lancelot J. 1982. Datation U-Pb d'un magmatisme bimodal paléozoïque précoce dans le Massif Central français et de son évolution métamorphique ultérieure. *Contributions à la minéralogie et à la pétrologie* 79 (1): 1-12.
- Pin C, Vielzeuf D. 1988. Les granulites de haute-pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction eo-hercynienne; implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bulletin de la Société Géologique de France* IV (1): 13-20.
- Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, Maury RC. 1999. Fusion liquide-présent de la croûte océanique dans les zones de subduction. *Geology* 27 (12): 1111-14.
- Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, Maury R. 2001. Preuve du métasomatisme du manteau par les fondations siliciques hydratées dérivées de la croûte océanique subductée. *Nature* 410 (6825): 197-200.
- Rötzler J, Romer RL. 2001. Évolution P - T - t des granulites à ultra-hautes températures du massif granulitique de Saxon, Allemagne. Partie I: Pétrologie. *Journal of Petrology* 42 (11): 1995-2013.
- Santallier D, Briand B, Menot RP, Piboule M. 1988. Les complexes leptyno-amphiboliques (CLA): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bulletin de la Société Géologique de France* 1: 3-12.
- Schmalholz SM, Duretz T. 2015. Zone de cisaillement et formation de nappes par adoucissement thermique, évolution des contraintes et de la température associées, et application aux Alpes. *Journal of Metamorphic Geology* 33 (8): 887-908.
- Schulz B. 2014. Chemin PT du Carbonifère précoce de l'Unité de Gneiss Supérieur du Haut-Allier (Massif Central) - reconstruit par géothermobarométrie et datation monazite EMP-Th-U-Pb. *J Geosci* 59 (4): 327-49.
- Schulz B, Triboulet C, Audren C, Feybesse JL. 1996. Grenats zonés dans les métapélites et interprétation du chemin de déformation PT de la séquence métamorphique inversée variscaïenne du Haut-Allier, Massif Central français. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 147 (2): 249-73.
- Spear FS. 1993. Equilibres de phase métamorphique et chemins de pression-température-temps. *Société minéralogique d'Amérique* 799.
- Spear FS, Selverstone J, Hickmott D, Crowley P, Hodges KV. 1984. Chemins PT à partir du zonage grenat: Une nouvelle technique pour déchiffrer les processus tectoniques dans les terranes cristallins. *Geology* 12 (2): 87-90.
- Stampfli GM, Hochard C, Vérard C, Wilhem C, vonRaumer J. 2013. La formation de la Pangée. *Tectonophysics* 593: 1-19.
- Štípská P, Pitra P, Powell R. 2006. Histoires métamorphiques séparées ou partagées des éclogites et des roches environnantes? Un exemple du Massif Bohême. *Journal of Metamorphic Geology* 24 (3): 219-40.
- Thompson AB, Connolly JAD. 1990. Fluides métamorphiques et porosités anormales dans la croûte inférieure. *Tectonophysics* 182 (1): 47-55.
- Thompson AB, Tracy RJ, Lyttle PT, Thompson JB. 1977. Histoires de réactions progressives déduites de la zonation compositionnelle et des inclusions minérales dans le grenat du schiste de Gassetts, Vermont. *American Journal of Science* 277 (9): 1152-67.
- Tual L, Pitra P, Möller C. 2017. Évolution P - T de l'éclogite précambrien dans l'orogène de Sveconorwegian, SW Suède. *Journal of Metamorphic Geology* 35 (5): 493-515.
- Vanderhaeghe O. 2012. L'évolution thermomécanique des ceintures orogéniques crustales aux frontières des plaques convergentes: une réévaluation du cycle orogénique. *Journal of Geodynamics* 56-57: 124-45.
- Wang L, Kusky TM, Polat A, Wang S, Jiang X *et al.* 2014. Fusion partielle de l'éclogite profondément subduit de l'orogène de Sulu en Chine. *Nature Communications* 5: 5604.
- Blanc RW, Powell R, Clarke GL. 2002. L'interprétation des textures de réaction dans les granulites métapélitiques riches en Fe du bloc de Musgrave, Australie centrale: contraintes des calculs d'équilibres minéraux dans le système $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology* 20 (1): 41-55.
- Blanc RW, Powell R, Holland TJB, Johnson TE, Green ECR. 2014a. Nouvelles relations activité-composition minérale pour les calculs thermodynamiques dans les systèmes métapélitiques. *Journal of Metamorphic*

- Blanc RW, Powell R, Johnson TE. 2014b. L'effet du Mn sur la stabilité minérale des métapélites revisité: nouvelles relations $a - x$ pour les minéraux contenant du manganèse. *Journal of Metamorphic Geology* 32 (8): 809–28.
- Blanc RW, Powell R, Holland TJB, Worley BA. 2000. Effet du TiO_2 et du Fe_2O_3 sur les assemblages métapélitiques aux conditions de faciès des schistes verts et des amphibolites: calculs des équilibres minéraux dans le système $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3$. *Journal of Metamorphic Geology* 18 (5): 497–511.
- Zhang RY, Liou JG, Ernst WG. 1995. Métamorphisme à ultra-haute pression et chemins $P-T$ de décompression des éclogites et des roches de campagne de Weihai, dans l'est de la Chine. *Arc de l'île 4* (4): 293–309.
- Zuluaga CA, Stowell HH, Tinkham DK. 2005. L'effet du grenat zoné sur la topologie de pseudosection des métapélites et les chemins de $P-T$ métamorphiques calculés. *American Mineralogist* 90 (10): 1619–28.

Citer cet article comme suit: de Hoÿm de Marien L, Pitra P, Cagnard F, Le Bayon B. 2020. Evolution $P - T$ progressive et rétrograde d'un éclogite varisque à haute température, Massif Central français, Haut-Allier, *BSGF - Sciences de la Terre Bulletin* 191: 14.

Matériel complémentaire

Figure S1. Le zonage grenat attendu pour deux chemins $P - T$ sur 50 points en utilisant la fonction de fichier de lecteur de Theriak-Domino.

Figure S2. La pseudosection $P - T$ ci-dessous a été calculée avec l'effet d'un fractionnement de 95% du grenat considéré.

Tableau S1. Analyses représentatives de minéraux sélectionnés.

[\(Accédez ici\)](#)

Tous les chiffres



Fig. 1

Carte géologique et localisation de la zone d'étude dans le cadre du Massif Central français (médaillon; gris foncé). L'éclogite décrite a été échantillonnée à l'ouest de la Borie, dans le LAC (45 ° 6'45.29 "N; 3 ° 19'55.83" E; WGS84).

[↑ Dans le texte](#)

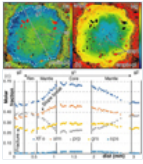


Fig. 2

Caractéristiques microtexturales. Photomicrographies (lumière polarisée plane, PPL) et images ESB d'une partie de la section mince de l'échantillon étudié (a) et détails des inclusions dans le grenat (b, c, d). (a) Cristaux de grenat dans une matrice composée de divers symplectites (symp), dont la forme marque un tissu. Pourtant, les agrégats fins formant ces symplectites ne sont pas déformés (PPL). (b) Inclusions multiples d'amphibole (amp1) et d'épidote dans le manteau grenat et bord pauvre en inclusion. Le grenat présente des bords irréguliers, est en contact avec la symplectite muscovite-plagioclase et est bordé d'une couronne d'amphibole (amp3) et de plagioclase (image ESB). (c) Inclusions d'épidote, d'amphibole (amp1), de sulfure (sul) et de cyanite dans le grenat. La cyanite est entourée d'une couronne de spinelle et de plagioclase (image ESB).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 3



Modèle d'inclusion et zonage chimique du grenat. Cartes aux rayons X pour les teneurs en (a) Mg et (b) Ca dans le grenat. Notez le changement de taille et de quantité d'inclusions du noyau, du manteau et du bord en grenat. (c) Profil de zonage chimique dans le grenat (emplacement marqué par une flèche noire en a).

[↑ Dans le texte](#)

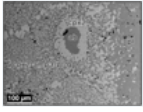


Fig. 4

Image ESB d'une bulle d'albite anédrique entourée d'une couronne de diopside (cpx2) en contact avec les symplectites de la matrice.

[↑ Dans le texte](#)

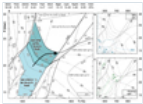


Fig. 5

Pseudosection $P - T$ et isoplèthes de composition sélectionnés calculés dans le système modèle MnNCKFMASHTO pour une composition en vrac locale d'une partie de l'échantillon mesurée par SEM. Les champs colorés mettent en évidence la stabilité de l'assemblage M1 avec l'épidote, l'épidote-cyanite et la cyanite. La grande quantité arbitraire de H_2O garantit que tous les assemblages subsolidus sont saturés en fluide aqueux.

[↑ Dans le texte](#)



Fig. 6

Pseudosection $P - T$ pour la même composition en vrac que la [figure 5](#), sauf pour une quantité limitée de H_2O (voir le texte pour plus de détails). A noter que l'échelle est différente de la [figure 5](#) et que la quantité de H_2O exprimée en proportion molaire équivaut à 1% du volume de la roche à 750 ° C et 22,5 kbar. Le diagramme est profilé avec des isoplèthes modaux pour le grenat (a) et le clinopyroxène (c) et des isoplèthes de composition pour le pyrope (a), le grossulaire (b), l'almandine (c) et la teneur en aluminium de l'amphibole (b). Le champ de couleur bleue correspond à l'assemblage M2 inféré melt-amp-cpx-g-pl-ky-q-ru-mu / ksp. La séquence de résorption et de cristallisation du grenat déduite est représentée en médaillon en (a).

[↑ Dans le texte](#)

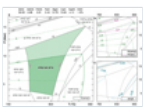


Fig. 7

Pseudosection $P - T$ et isoplèthes sélectionnés calculés dans le système NCFMASHO pour une composition en vrac mesurée par SEM d'une partie de la symplectite amphibole-clinopyroxène-plagioclase-quartz de la matrice. Le diagramme est profilé avec des isoplèthes de teneur en Si pour l'amphibole (a), des isoplèthes de teneur en Al pour l'amphibole et le clinopyroxène (b) et des isoplèthes de composition pour la teneur en anorthite dans le plagioclase (c).

[↑ Dans le texte](#)

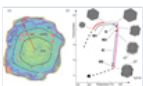


Fig. 8

(a) Carte aux rayons X du calcium du grenat et du bord de symplectite immédiat montrant les preuves texturales de la croissance du grenat et de la séquence de résorption (même grain de grenat que dans la [figure 3](#)). Les zones concentriques (noyau, manteau et bord) peuvent être tracées selon le modèle d'inclusion dans le grenat1. Notez que la surface de résorption (R) est caractérisée par une teneur en Ca contrastée dans la jante grenat1 et grenat2. (R') marque le contour actuel du grenat. (b) Chemin $P - T$ synthétique et images schématiques de la séquence de croissance et de résorption du grenat inférée.

[↑ Dans le texte](#)

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre

Rédacteur en chef: Laurent JOLIVET - [Comité de rédaction](#)

ISSN: 0037-9409 - eISSN: 1777-5817

© SGF ([Société Géologique de France](#))



[Mentions légales](#)

[Contacts](#)