



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 872–879



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géodynamique

Les concentrations à sillimanite du Sud Velay et l'évolution $P-T-t$ fini-hercynienne dans le Massif central (France)

Pierre Barbey*, Jean Macaudière, Christian Marignac, Jamila Jabbori

CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

Reçu le 8 novembre 2004 ; accepté après révision le 18 avril 2005

Disponible sur Internet le 2 juin 2005

Présenté par Zdenek Johan

Résumé

L'évolution fini-hercynienne du Massif central français correspond au passage entre un métamorphisme BP-HT (phase M_3 à 314 ± 5 Ma) et un métamorphisme de plus haute température accompagné de la mise en place du dôme granitique du Velay (phase M_4 à 301 ± 5 Ma). Nous montrons que cette transition est marquée par le développement de feuillets à sillimanite, qui représentent des plans préférentiels de dissolution acide accompagnant une déformation ductile. Cela implique un chemin $P-T-t$ rétrograde antihoraire, en conditions subsolidus entre M_3 et M_4 . *Pour citer cet article : P. Barbey et al., C. R. Geoscience 337 (2005).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Sillimanite concentrations in the southern Velay Dome and the Late Hercynian $P-T-t$ evolution in the French Massif Central. The Late Hercynian evolution in the French Massif Central corresponds to the transition from a LP-HT (M_3 event at 314 ± 5 Ma) to a higher temperature metamorphism corresponding to the emplacement of the Velay granite dome (M_4 event at 301 ± 5 Ma). This transition is outlined by the development of sillimanite folia, which represent planes of base-cation leaching, associated with ductile deformation. This evolution implies a counterclockwise retrograde $P-T-t$ path under subsolidus conditions between M_3 and M_4 . *To cite this article: P. Barbey et al., C. R. Geoscience 337 (2005).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Sillimanite ; Velay ; Chaîne hercynienne ; Massif central ; France

Keywords : Sillimanite ; Velay Massif ; Hercynides ; Massif Central ; France

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : barbey@crpg.cnrs-nancy.fr (P. Barbey).

Abridged English version

1. Introduction

The Late Hercynian evolution of the Variscan Belt in the French Massif Central is considered to result from the propagation of a thermal anomaly coeval with a granulite-forming event in the lower crust [22], high-temperature partial melting and granite emplacement in the upper middle crust [12,27]. This scenario is illustrated by the Velay area in the Cévennes médianes, where the tectono-thermal history can be summarized by three main events [18,19]: (i) Barrovian-type metamorphism and tangential tectonics [4] (D_2 – M_2 , ca. 340 Ma); (ii) prograde [2] HT–LP metamorphism and anatexis in the biotite stability field (M_3 ; $T < 750^\circ\text{C}$, $P \geq 500$ MPa; 314 ± 5 Ma) associated with compressional tectonics (D_3); and (iii) second anatectic event at higher T in the cordierite stability field [5] (M_4 ; $760 < T < 850^\circ\text{C}$, $200 < P < 500$ MPa) synchronous with emplacement of the Velay granite (301 ± 5 Ma) and extension. Such an evolution towards high temperatures is ascribed to advective heat transfer in a thinned orogenic crust [8]. The switch from M_3 to M_4 in the Velay area gives us the opportunity for looking at the way the transition towards high temperatures occurred in the late stages of orogeny. Here, we report on occurrences of fibrous sillimanite concentrations within the southern metamorphic envelope of the Velay granite complex, which will help us to better constrain and discuss the Late-Hercynian P – T – t path and evolution of the Massif Central.

2. Fibrous sillimanite concentrations

On its southern border (Fig. 1), the Velay Dome is surrounded by anatectic ortho- and paragneisses [25]. Sillimanite occurs mainly (i) in the paragneisses as needle-like crystals belonging to the M_2 phase assemblage (qtz + pl + bt \pm Kfs \pm sil); (ii) in migmatites as prismatic crystals in association with biotite in M_3 melanosomes (bt \pm sil \pm grt) or included within cordierite/garnet in M_4 migmatites (crd + Kfs + pl + qtz \pm sil or grt + Kfs + pl + qtz \pm sil); (iii) in the Velay granites as xenocrysts commonly included in cordierite and feldspars; (iv) in both orthogneisses and paragneisses as folia cutting across the foliation,

and (v) in M_4 migmatites and Velay granites as relicts. The present study deals only with the two latter types.

The sillimanite folia occur mainly in orthogneisses. They are millimetre to centimetre thick, outlined by more or less continuous sillimanite trails, commonly anastomosing. They cut through mineral grains, which are wrapped around by sillimanite (Fig. 2a). These folia correspond to high-strain zones associated to ductile deformation or shearing, leading locally to grain size reduction and protomylonitic microtextures (Fig. 2b). Thick concentrations commonly show a core consisting of fibrous crystals surrounded by a rim of coarser prismatic sillimanite. Tabular quartz crystals are commonly present in the folia in association with sillimanite needles (Fig. 2c).

In M_4 migmatites and granites, relicts of former folia consist of small lenticular aggregates of fibrous sillimanite commonly surrounded by a rim of coarser sillimanite prisms. These relicts are randomly distributed, disconnected from any discontinuity, but in interstitial position in the quartzofeldspathic matrix. Moreover, they may be included in garnet from M_4 leucosomes or in feldspars from granites (Fig. 2d and e).

Sillimanite folia are generally concordant or at low angle ($< 10^\circ$) with the regional foliation. However, some correspond to shear zones cutting across the foliation, whereas others are regularly spaced, suggesting a spaced cleavage. A systematic study of their distribution indicates that they are late with respect to D_3 deformation. They may be axial planar (Fig. 3a) or cross-cut P_3 folds (Fig. 3c), which in orthogneisses display long thinned flat limbs and short steep limbs [15]. The folia are parallel to the foliation in short limbs (Fig. 3c, pole a), or cut the foliation at low angle, close to the axial plane in the flat limbs (Fig. 3c, pole b). They may also cut indistinctly the limbs (Fig. 3c, pole c). The fact that they predate the M_4 migmatites and the Velay granites is suggested by their inclusion in garnets and by geometrical relationships. For example, folia developed in ductile shear bands are locally crosscut by M_4 granitic veins (Fig. 3b).

3. Discussion

Concentrations of aluminosilicates have been reported worldwide from quartzofeldspathic volcanic and metamorphic rocks (e.g., [7]). Sillimanite occurs as nodules or folia. First described in Norway

(“nodular granites”, [6]), quartz-sillimanite nodules have been interpreted as the result of deformation associated to acid leaching [13]. Most authors agree to consider that sillimanite folia are linked to high- T ($>550^\circ\text{C}$) fluid channelling in narrow zones, base-cation leaching and solution transfer (e.g., [10,20,24]). In the Velay area, the sillimanite folia do not differ from those reported worldwide in the literature.

Several data suggest that the sillimanite folia are late with respect to the D_3 – M_3 event, but predate the M_4 HT event: (i) their localization in the orthogneisses and M_3 migmatites, and their absence in M_4 leucosomes and in granites excepted as relicts; (ii) their late- to post-kinematic position with respect to D_3 ; (iii) their inclusion in feldspar and garnet of M_4 migmatites and granites; and (iv) the presence of recrystallized coarse-grained rims. Folias do not correspond to tension gashes, but to ductile deformation bands locally mylonitic. Their highly refractory nature and the fact that they cut through mineral grains imply that they arose from incongruent dissolution by percolation of high temperature fluids along zones corresponding mainly to the XY plane of the deformation. This is a basic point for understanding the nature of the M_3 – M_4 transition. Indeed, incongruent dissolution of feldspars and micas leaving a refractory Si- and Al-rich residue is only possible under subsolidus conditions. This backwards evolution is also supported by the change in style of deformation (protomylonites).

Occurrence of fibrous sillimanite in the metamorphic envelope of the Velay Dome places constraints on the P – T conditions, which prevailed during the M_3 – M_4 transition. The prograde M_3 path [2] is associated with north–south shortening [11,14], consistent with a pressure increase. Formation of sillimanite folia at the M_3 – M_4 transition implies a retrograde evolution under subsolidus conditions (Fig. 4). This retrograde path still remains under a north–south shortening regime, as suggested by the distribution of the folia. Unfortunately, the phase assemblages are poor and do not allow the temperatures to be constrained tightly. Nevertheless, the persistency of the $\text{bt} + \text{sil} + \text{qtz}$ assemblage suggests that temperatures remained higher than 550°C . Pressure evolution may have been subsolidus accounting for the syn- D_3 compressional tectonic context, followed by decompression when starts the extension related to emplacement of the Velay Dome [11,12,16,23]. The subsequent M_4 event shows

a huge increase in temperature associated with a slight decrease in pressure [5,8,18], which accompanied the intense low- P M_4 anatexis and emplacement of the Velay granite. These observations suggest that the two Late Hercynian partial melting events in the Massif Central cannot result from the continuous propagation of a thermal anomaly in the crust. We propose to interpret the M_3 – M_4 transition as the result of cooling following a first advective heat-transfer event during D_3 , consistent with the importance of monzodioritic and granitic intrusions [1].

1. Introduction

L'évolution fini-hercynienne de la chaîne Varisque dans le Massif central français est attribuée à la propagation d'une anomalie thermique d'origine mantellique, qui s'est notamment traduite par un épisode de faciès granulite dans la croûte inférieure [22], par un épisode de fusion partielle de très haute température et par la mise en place de granites dans les croûtes moyenne et supérieure [12,27]. Ceci est clair sur la bordure sud du massif du Velay, où l'histoire tectonique et thermique peut se résumer en trois étapes majeures [18,19] :

- (i) un métamorphisme barrovien (D_2 – M_2 , vers 340 Ma), accompagnant un raccourcissement nord–sud, marqué par une tectonique tangentielle conduisant à l'empilement actuel de nappes [4] ;
- (ii) un métamorphisme prograde BP–HT [2] (M_3 ; $T < 750^\circ\text{C}$, $P \geq 500 \text{ MPa}$; $314 \pm 5 \text{ Ma}$), associé à une fusion partielle dans le domaine de stabilité de la biotite ; il est associé à des plis est–ouest (D_3), métriques à kilométriques, et à vergence nord [14] ;
- (iii) un second épisode de fusion partielle à plus HT dans le domaine de stabilité de la cordiérite [5] (M_4 ; $760 < T < 850^\circ\text{C}$, $200 < P < 500 \text{ MPa}$), synchrone de la mise en place du dôme granitique du Velay ($301 \pm 5 \text{ Ma}$), accompagnant une tectonique extensive et un effondrement gravitaire [12,23].

Cette évolution vers les hautes températures est attribuée à la propagation d'une anomalie thermique par advection dans une croûte orogénique en cours

d'amincissement [8]. La transition M_3 – M_4 , dans le domaine du Velay à l'est du Massif central, offre donc l'opportunité de voir comment s'effectue le passage vers les hautes températures en fin d'orogénèse. Notre objectif est de montrer que le chemin P – T – t correspondant peut être cerné en se fondant sur la présence, dans la partie sud du dôme du Velay, de concentrations à sillimanite. Après les avoir décrites et calées chronologiquement, nous en discuterons la signification pour l'évolution fini-hercynienne du Massif central.

2. Les concentrations à sillimanite

Le granite du Velay (Fig. 1) est limité au sud par une auréole anatectique affectant un ensemble d'orthogneiss et de paragneiss [25]. La sillimanite se présente principalement : (i) en cristaux aciculaires dans la paragenèse primaire des paragneiss (M_2 , qtz + pl + bt ± Kfs ± sil), (ii) en cristaux prismatiques dans les mélanosomes des migmatites M_3 à biotite (bt ± sil ± grt) et en inclusion dans la cordiérite et les feldspaths des migmatites M_4 (crd + Kfs + pl + qtz ± sil ou grt + Kfs + pl + qtz ± sil), et (iii) en xénocristaux dans le granite à cordiérite du Velay (inclusions dans la cordiérite et les feldspaths). Un quatrième mode de gisement, objet de l'étude, a été signalé [3,17], sans que sa position chronologique ait été bien définie, ni son im-

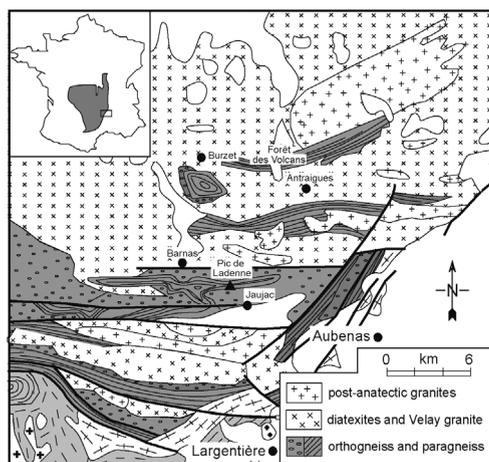


Fig. 1. Carte géologique simplifiée de la bordure sud-est du dôme granitique du Velay (d'après [18]).

Fig. 1. Geological sketch map of the southeastern part of the Velay granite dome (redrawn from [18]).

portance clairement perçue. Il s'agit de concentrations de sillimanite fibreuse en feuillets anastomosés dans les orthogneiss, ou en reliques dans les migmatites M_4 et les granites vellaves. Quelques exemples permettent de cerner leurs caractéristiques microstructurales et de les caler dans l'histoire tectono-métamorphique du domaine sud-vellave.

2.1. Morphologie des feuillets à sillimanite

Ces feuillets ont quelques millimètres à 1 cm d'épaisseur, sont grossièrement plans et généralement anastomosés. Ils sont jalonnés, de façon plus ou moins continue, d'agrégats de fibres de sillimanite associées au quartz, et sont pour l'essentiel présents dans les orthogneiss. Lorsque ces feuillets sont assez épais, les cristaux de feldspath et de biotite sont envahis pas les fibres de sillimanite et subsistent parfois en reliques entre ces fibres. Ce sont des discontinuités qui recourent les cristaux de la roche, de telle façon que ceux-ci sont enveloppés par les feuillets (Fig. 2a). Ces discontinuités apparaissent pour la plupart comme des bandes de déformation, mais peuvent correspondre aussi à des cisaillements ductiles. La présence de sillimanite peut alors s'accompagner d'une réduction de la taille du grain donnant une texture protomylonitique (Fig. 2b). Les agrégats les plus épais montrent fréquemment un cœur de fibrolite très fine, auréolée d'une bordure plus grossière où l'on distingue des cristaux prismatiques parfois sécants. Des cristaux tabulaires de quartz sont souvent présents dans les feuillets et englobent la sillimanite (Fig. 2c). Les feuillets s'amortissent en limite de grain.

2.2. Morphologie des reliques à sillimanite

Les reliques sont formées uniquement de sillimanite en petites houppes lenticulaires. Elles sont distribuées aléatoirement dans les migmatites M_4 et les granites vellaves, mais sont plus abondantes à proximité des orthogneiss. Elles sont déconnectées de toute discontinuité et en position intergranulaire dans la matrice quartzofeldspathique. En outre, ces reliques peuvent être incluses dans les grenats ou les feldspaths des leucosomes M_4 (Fig. 2d et e). Enfin, elles sont généralement auréolées d'une couronne de cristaux de sillimanite plus grossiers, suggérant une recristallisation périphérique (Fig. 2f).

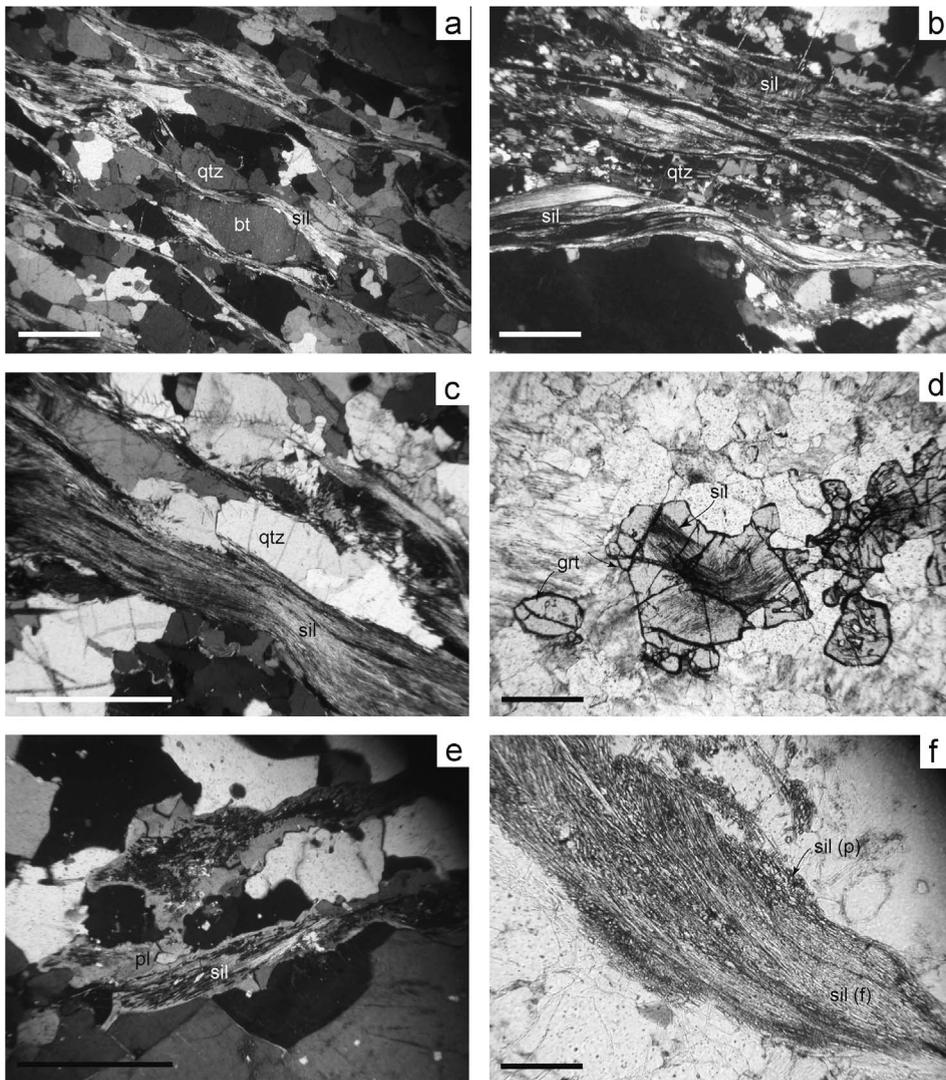


Fig. 2. (a) Feuillet à sillimanite dans une migmatite M₃ (Barnas) ; noter la forme lenticulaire de la biotite et du quartz. (b) Feuillet à sillimanite associés à une texture protomylonitique (vallée de la Baume). (c) Feuillet à sillimanite et quartz en plaquette (forêt des Volcans). (d) et (e) Houppes de sillimanite fibreuse incluses dans un grenat (migmatite M₄, vallée de la Baume) et un feldspath (migmatite M₄, Antraigues). (f) Fibrolite auréolée de sillimanite prismatique (Antraigues). Barre d'échelle : 0,5 mm.

Fig. 2. (a) Sillimanite folia in M₃ migmatite (Barnas); note the lenticular shape of quartz and biotite. (b) Sillimanite folia associated with protomylonitic microtexture (Baume Valley). (c) Sillimanite folia associated with platy quartz ('Forêt des volcans'). (d) and (e) Fibrous sillimanite aggregates included in garnet (M₄ migmatite, Baume valley) and feldspar (M₄ migmatite, Antraigues). (f) Fibrous sillimanite surrounded by prismatic sillimanite (Antraigues). Scale bar: 0.5 mm.

2.3. Organisation et répartition des feuillets et reliques

Dans les gneiss à foliation plane, les feuillets sont concordants ou font un angle faible ($<10^\circ$) avec la foliation à biotite. Ils sont plus réguliers dans les leu-

cogneiss homogènes et à grain fin que dans les gneiss œillés plus grossiers. Certains feuillets, d'extension décimétrique à métrique, forment des plans parallèles régulièrement espacés, évoquant une sorte de clivage. D'autres peuvent être parallèles au plan axial des plis P₃ (Fig. 3a). Une étude de la répartition des feuillets

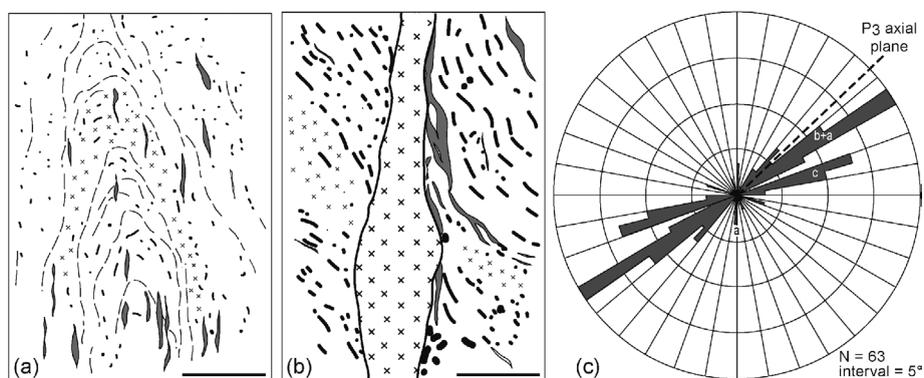


Fig. 3. (a) et (b) Relations entre les feuillets à sillimanite d'une part, un pli P_3 et une veine granitique M_4 d'autre part. (c) Orientation des surfaces à sillimanite par rapport à un pli P_3 . Barre d'échelle : 1 cm. Forêt des volcans.

Fig. 3. (a) and (b) Relationships between sillimanite folia, P_3 fold and M_4 granitic vein. (c) Orientation of sillimanite folia with respect to P_3 fold. Scale bar: 1 cm. 'Forêt des volcans'.

à sillimanite a été réalisée sur un pli P_3 dont la morphologie classique dans les orthogneiss consiste en un flanc long, plat et aminci, et un flanc court, redressé et plus renflé [15]. Trois familles de feuillets apparaissent nettement : (i) la première, plus visible dans les flancs courts, suit la foliation (Fig. 3c, pôle a); (ii) la seconde, présente surtout dans les flancs longs, fait un angle faible avec la foliation et possède une direction très proche du plan axial des plis (Fig. 3c, pôle b); (iii) la troisième, plus plate, tranche indifféremment les flancs longs et les flancs courts du pli (Fig. 3c, pôle c). D'autres enfin correspondent à des cisaillements ductiles, localement conjugués (par exemple au pic de Ladenne, à Jaujac) et sécants sur les structures D_3 . Tout cela montre qu'ils sont tardifs par rapport au développement des structures D_3 .

L'antériorité des feuillets à sillimanite par rapport aux migmatites M_4 et aux granites est illustrée sur deux exemples d'orthogneiss migmatitiques à biotite (M_3) parcourus de feuillets, soit sub-parallèles à la foliation, soit associés à un cisaillement ductile (Fig. 3b et c). Ces roches sont recoupées par des veines granitiques qui ne contiennent que quelques rares reliques de sillimanite à proximité de leurs épontes. D'une façon plus générale, les migmatites M_4 sont exemptes de feuillets et ne contiennent que quelques reliques recristallisées en position de joint de grain ou en inclusion dans les minéraux (grenat, feldspath). Enfin, notons que des surfaces présentant, à l'affleurement, une morphologie identique aux feuillets à sillimanite, recourent des migmatites indubitablement M_4 . Elles

sont, cependant, toujours à muscovite + quartz, jamais à sillimanite.

3. Discussion

Les concentrations en fibrolite sont connues dans de nombreuses roches quartzo-feldspathiques, volcaniques et métamorphiques (voir, par exemple, [7]). Elles se présentent communément en nodules ou feuillets. Initialement décrits en Norvège sous le nom de *nodular granites* [6], les nodules à sillimanite-quartz ont, par la suite, été interprétés comme le résultat de l'interaction entre déformation et lessivage acide dans des gneiss [13]. Actuellement, les études menées sur les feuillets à sillimanite (par exemple, [10,20,24]), assez fréquents dans les gneiss et les granites, s'accordent pour considérer qu'ils sont issus d'un lessivage acide en conditions subsolidus, en liaison avec une déformation ductile ou fragile et avec la percolation dans des chenaux de fluides aqueux de haute température ($>550^\circ\text{C}$). Dans le massif du Velay, les feuillets à sillimanite ne se différencient pas de ceux des autres gisements décrits dans la littérature. En revanche, les houppes à sillimanite seule, présentes dans les migmatites M_4 et les granites, ne sont pas assimilables aux nodules (constitués de sillimanite et quartz), mais représentent des reliques de feuillets démembrés dans les migmatites.

Les feuillets à sillimanite apparaissent tardifs par rapport à D_3 , mais antérieurs à la migmatitisation velave M_4 comme l'attestent : (i) leur localisation dans

les orthogneiss, jamais dans les leucosomes M₄ et les granites du Velay (si ce n'est sous forme de reliques), (ii) leur caractère sécant sur les structures D₃, (iii) l'existence de couronnes à sillimanite prismatique plus grossière autour des houppes, suggérant une recristallisation et (iv) leur inclusion dans les grenats et feldspaths des migmatites M₄. Ces feuillettes à sillimanite n'ont pas le caractère de fentes de tension, mais correspondent à des zones de déformation ductile. En outre, leur composition réfractaire et le fait qu'elles tranchent toujours les cristaux de la roche indiquent qu'elles correspondent à des zones de dissolution le long de discontinuités matérialisant le plus souvent le plan XY de la déformation (cisaillements exceptés).

Comme pour d'autres contextes [20], les feuillettes à sillimanite qui ponctuent la fin de l'épisode de déformation plastique D₃ s'interprètent bien comme les traces de zones de percolation de fluides responsables de la dissolution des feldspaths et de la biotite, laissant un résidu réfractaire silico-alumineux. Ceci apparaît comme un point fondamental pour caractériser la nature de la transition entre M₃ et M₄. En effet, l'extraction des alcalins par dissolution préférentielle par un fluide aqueux, n'est possible qu'à des températures inférieures au solidus du granite. Le développement de ces feuillettes indique donc un retour en conditions subsolidus en cohérence avec le changement du style de la déformation (protomylonites). La présence de concentrations de fibrolite, à la transition M₃–M₄ dans le massif du Velay, place donc des contraintes sur l'évolution des conditions *P–T–t*.

Le chemin *P–T*, prograde durant M₃ [2], s'accompagne d'une tectonique en raccourcissement nord–sud, avec des plis à vergence nord [11,14], cohérente avec une augmentation de pression. La mise en lumière d'un retour en conditions subsolidus, avec développement de sillimanite à la transition M₃–M₄, complète ce chemin (Fig. 4), suggérant qu'il ait pu être de type anti-horaire. Malheureusement, la grande pauvreté des assemblages minéralogiques ne permet pas de cerner avec plus de précision l'évolution de la température et de la pression. La persistance de l'assemblage bt + sil + qtz en dehors des feuillettes suppose le maintien de températures > 550 °C. L'évolution de la pression, a pu être sub-isobare, en cohérence avec le contexte compressif syn-D₃, puis en décompression au moment où démarre l'amincissement lié à la mise en place du dôme vellave [11,12,16,23]. Le métamorphisme M₄

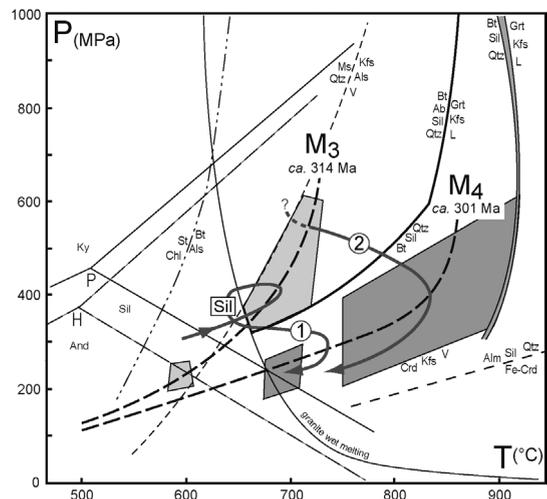


Fig. 4. Chemin *P–T–t* pour les phases M₃ et M₄ des Cévennes médiannes. Les chemins sont construits pour des points situés en bordure (1) ou au sein (2) du dôme granitique du Velay (données de [2, 5,18]). Champ des silicates d'alumine d'après [21] (P) et [9] (H). [Sil] = position de l'épisode à sillimanite fibreuse.

Fig. 4. *P–T–t* Paths for the M₃ and M₄ events in the Cévennes médiannes, reconstructed for samples located near (1) or inside (2) the Velay Dome (data from [2,5,18]). Field of aluminium silicates from [21] (P) and [9] (H). [Sil] = position of the fibrous sillimanite growth event.

est caractérisé par une augmentation significative de la température associée à la poursuite de la baisse de pression [5,8,18]. Nous avons donc opté pour une succession décompression–réchauffement (Fig. 4), car l'intense fusion crustale de basse pression, syn-M₄, qui accompagne la mise en place du granite du Velay se comprend mieux par un apport important de chaleur, que suggèrent d'ailleurs les nombreuses intrusions monzodioritiques syn-vellaves [1].

Ces observations suggèrent que les épisodes finivarisques de fusion ne peuvent résulter du seul développement continu d'une anomalie thermique dans la croûte et amènent à s'interroger sur les causes de ce refroidissement entre M₃ et M₄. Un modèle d'exhumation liée à un désépaississement (envisagé pour le stade M₄) ne peut seul rendre compte du chemin observé, dans la mesure où le contexte tectonique synchrone du développement des feuillettes à sillimanite est compressif (D₃). Les auteurs [8,18] ont attiré l'attention sur l'importance des transferts thermiques par advection en fin d'orogénèse varisque. Nous suggérons que ce chemin piézo-thermique entre M₃ et M₄ peut

s'interpréter comme étant lié à un refroidissement suivant un premier transfert thermique advectif au cours de la phase prograde M₃, à l'image de ce qui a été envisagé lors de la phase paroxysmale M₄. L'importance du magmatisme monzodioritique à affinité lamprophyrique (« vaugnérites ») qui accompagne M₃ [1,26], ainsi que les granites de type Rocles peuvent être regardés comme les manifestations de ce transfert.

Références

- [1] H. Ait Malek, Pétrologie–géochimie et géochronologie U–Pb d'associations acido-basiques : exemples du SE du Velay (Massif central français) et de l'Anti-Atlas occidental (Maroc), thèse INPL, Nancy, 1997, 268 p.
- [2] H. Ait Malek, D. Gasquet, C. Marignac, J.-M. Bertrand, Des xénolites à corindon dans une vaugnérite de l'Ardèche (Massif central français) : implications pour le métamorphisme ardéchois, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa 321 (1995) 959–966.
- [3] P.-M. Anthonioz, Analyse tectonique du socle de l'Ardèche (Massif central français). Une lecture nouvelle d'un segment de la chaîne hercynienne, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 300 (1985) 699–702.
- [4] F. Arnaud, J.P. Burg, Microstructures des mylonites schisteuses : cartographie des chevauchements varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 317 (1993) 1441–1447.
- [5] P. Barbey, C. Marignac, J.-M. Montel, J. Macaudière, D. Gasquet, J. Jabbori, Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif Central, France), J. Petrol. 40 (1999) 1425–1441.
- [6] W.C. Brøgger, On several Archean rocks from the south coast of Norway. I. Nodular granites from the environs of Kragerø, Skrift. Norsk Vidensk. Ak. i. Oslo, Mat. Nt. K1. 8 (1933) 1–97.
- [7] G.H. Epenshade, D.B. Potter, Kyanite, sillimanite and andalusite deposits of the southeastern States, US Geol. Surv. Prof. Pap. 336 (1960) 1–121.
- [8] V. Gardien, J.-M. Lardeaux, P. Ledru, P. Lallemand, S. Guillot, Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt, Bull. Soc. géol. France 168 (1997) 271–286.
- [9] M.J. Holdaway, Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram, Am. J. Sci. 271 (1971) 97–131.
- [10] D.M. Kerrick, Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland, Am. Mineral. 72 (1987) 240–254.
- [11] B. Laumonier, C. Marignac, A. Cheilletz, J. Macaudière, Relations entre tectoniques superposées, migmatisations et mise en place des granites sur l'exemple de la bordure sud du dôme du Velay (région de Laviolle, Ardèche, France), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 313 (1991) 937–944.
- [12] P. Ledru, G. Courrioux, C. Dallain, J.-M. Lardeaux, J.-M. Montel, O. Vanderhaeghe, G. Vitel, The Velay Dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution, Tectonophysics 342 (2001) 207–237.
- [13] J. Macaudière, J. Touret, La fibrolitisation tectonique : un mécanisme possible de formation des gneiss nodulaires du Bamble (Norvège méridionale), Sci. Terre Nancy XIV 3 (1969) 199–214.
- [14] J. Macaudière, C. Marignac, A. Weisbrod, Mise en évidence de structures synchisteuses mégascopiques dans la catazone des Cévennes médianes (Massif central français), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 304 (1987) 1195–1199.
- [15] J. Macaudière, P. Barbey, J. Jabbori, C. Marignac, Le stade initial de fusion dans le développement des dômes anatectiques : le dôme du Velay (Massif central français), C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 315 (1992) 1761–1767.
- [16] J. Malavieille, P. Guillot, S. Costa, J.-M. Lardeaux, V. Gardien, Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear-zone and St-Étienne Upper Carboniferous basin, Tectonophysics 177 (1990) 139–149.
- [17] C. Marignac, J. Leroy, J. Macaudière, M. Pichavant, A. Weisbrod, Évolution tectonométamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif central français, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 291 (1980) 605–608.
- [18] J.-M. Montel, C. Marignac, P. Barbey, M. Pichavant, Thermometry and granite genesis: the Hercynian low-*P*, high-*T* Velay anatectic dome (French Massif Central), J. Metamorph. Geol. 10 (1992) 1–15.
- [19] R. Mougéot, J.P. Respaut, P. Ledru, C. Marignac, U–Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central), Eur. J. Miner. 9 (1997) 141–156.
- [20] G. Musumeci, Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: fluid-assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions, J. Struct. Geol. 24 (2002) 1491–1505.
- [21] D.R.M. Pattison, Instability of Al₂SiO₅ 'triple-point' assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications, Am. Mineral. 86 (2001) 1414–1422.
- [22] C. Pin, D. Vielzeuf, Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation, Tectonophysics 93 (1983) 47–74.
- [23] O. Vanderhaeghe, C. Tessier, Partial melting and flow of orogen, Tectonophysics 342 (2001) 451–472.
- [24] R.H. Vernon, R.H. Flood, W.F. D'Arcy, Sillimanite and andalusite produced by base-cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks, J. Metamorph. Geol. 5 (1987) 439–450.
- [25] A. Weisbrod, Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif central français), Sci. Terre Nancy XII (1967) 301–344.
- [26] A. Weisbrod, M. Pichavant, C. Marignac, J. Macaudière, J. Leroy, Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectonométamorphique tardi-hercynienne dans les Cévennes médianes, Massif central français, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 291 (1980) 665–668.
- [27] B.J. Williamson, H. Downes, M.F. Thirlwall, The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France, Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sci. 83 (1992) 235–245.