

Accueil > Tous les numéros > Volume 191 (2020) > BSGF - Earth Sci. Bull., 191 (2020) 25 > HTML complet

[Chaîne varisque](#)

Accès libre

LA REVUE

Problème	BSGF - Earth Sci. Taureau. Volume 191, 2020 Chaîne varisque
Article Number	25
Nombre de pages)	56
DEUX	https://doi.org/10.1051/bsgf/2020013
Publié en ligne	23 septembre 2020

BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2020, 191, 25

Écoulement de croûte partiellement fondue contrôlant la construction, la croissance et l'effondrement de la ceinture orogénique varisque: le bilan géologique du Massif central français

Impact du fluage de la croûte partiellement fondue sur la construction, la croissance et l'effondrement de la ceinture orogénique Varisque : l'enregistrement géologique du Massif Central français

Olivier Vanderhaeghe^{1*}, Oscar Laurent^{1,2}, Véronique Gardien³, Jean-François Moyen⁴,
Aude Gébelin⁵, Cyril Chelle-Michou², Simon Couzinié^{4,6}, Arnaud Villaros^{7, 8} et
Mathieu Bellanger⁹

¹ GET, UPS, CNRS, IRD, 14, avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France

² ETH Zürich, Institute for Geochemistry and Petrology, Clausiusstrasse 25, CH-8038 Zürich, Switzerland

³ Université Lyon 1, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5276 LGL-TPE, F-69622 Villeurbanne, France

⁴ Université de Lyon, Laboratoire Magmas et Volcans, UJM-UCA-CNRS-IRD, 23, rue Dr. Paul Michelon, 42023 Saint-Étienne, France

⁵ School of Geography, Earth and Environmental Sciences, Plymouth University, Plymouth, UK

⁶ Université de Lorraine, CNRS, CRPG, F-54000 Nancy, France

⁷ Univ d'Orléans, ISTO, UMR 7327, 45071, Orléans, France ; CNRS, ISTO, UMR 7327, 45071 Orléans, France ; BRGM, ISTO, UMR 7327, BP 36009, 45060 Orléans, France

⁸ University of Stellenbosch, Department of Earth Sciences, 7602 Matieland, South Africa

⁹ TLS Geothermics, 91, Chemin de Gabardie, 31200 Toulouse, France

* Auteur correspondant: Olivier.vanderhaeghe@get.omp.eu

Reçu: 6 juillet 2019 Accepté: 21 avril 2020

Abstrait

Nous présentons ici un modèle tectonique-géodynamique pour la génération et l'écoulement de roches partiellement fondues et pour le magmatisme au cours de l'évolution orogénique varisque du Silurien au Carbonifère tardif basé sur une synthèse des données géologiques du Massif Central français. Le métamorphisme du faciès élogite des roches mafiques et ultramafiques enregistre la subduction de la marge hyperextendue du Gondwana. Une partie de ces élogites forme des boudins-enclaves dans des migmatites de faciès de granulite felsique HP partiellement rétrogradées en faciès d'amphibolites attestant

Table des matières

Article

[Abstrait](#)
[HTML complet](#)
[PDF \(15,38 Mo\)](#)
[ePUB \(14,80 Mo\)](#)
[Les références](#)

Métrie

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

Services

Mêmes auteurs

- [Google Scholar](#)

- [EDP Sciences database](#)

- [PubMed](#)

[Recommander cet article](#)

[Envoyer sur mon Kindle](#)

[Download 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

[Évolution P - T progressive et rétrograde d'un élogite varisque à haute température, Massif central français, Haut-Allier](#)

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

[Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: évansion syn-convergence des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine](#)

Bull. Soc. géol. Fr. BSGF - Bulletin des sciences de la Terre 2017, 188, 39

Plus

Bookmarking



[Services aux lecteurs](#)

[Alerte email](#)

une subduction continentale suivie d'une relaxation thermique et d'une décompression. Nous proposons que la fusion partielle HP ait déclenché le découplage mécanique des roches continentales partiellement fondues de la dalle de sous-conduction. Cela aurait permis l'exhumation et l'entraînement par flottabilité de morceaux de lithosphère océanique et de manteau sous-continental. Les données géochronologiques des migmatites HP à éclogite indiquent une mise en place diachrone de nappes distinctes du Dévonien moyen à tardif. Ces nappes ont été poussées sur des métapelites et des orthogneiss affectés par le métamorphisme du faciès MP / MT du schiste vert au faciès amphibolite atteignant une fusion partielle attribuée au Dévonien tardif au début de l'épaississement carbonifère de la croûte. La mise en place de laccolithes enracinés dans des zones de cisaillement transcendantales de décrochement coiffées de détachements à faible angle de c. 345 à c. 310 Ma est concomitante avec la propagation vers le sud du front de déformation varisque marqué par le dépôt de sédiments clastiques dans les bassins de l'avant-pays. Nous attribuons ces caractéristiques à la croissance horizontale de la ceinture variscaïenne et à la formation d'un plateau orogénique par écoulement latéral gravitaire de la racine orogénique partiellement fondue. La diversité des roches magmatiques indique diverses sources crustales avec un apport modeste mais systématique dérivé du manteau. Dans l'est du Massif central français, la diminution vers le sud de l'âge des roches plutoniques dérivées du manteau et de la croûte de c. 345 Ma à c. 310 Ma suggère le retrait vers le sud d'une dalle de subduction vers le nord vers la limite libre de Paléotéthys. La destruction carbonifère tardive de la ceinture variscaïenne est principalement réalisée par l'effondrement gravitationnel accommodé par l'activation de détachements à faible angle et l'exhumation-cristallisation de la racine orogénique partiellement fondue formant des dômes de migmatite LP à l'échelle crustale de c. 305 Ma à c. 295 Ma, contemporain à écoulement parallèle orogène dans la zone externe. Les laccolithes placés le long de décollements à faible angle et les dykes intrusifs avec des contacts pointus correspondent à la ségrégation de la dernière fraction fondue laissant derrière elle une épaisse accumulation de granulites réfractaires LP felsiques et mafiques dans la croûte inférieure. Ce modèle souligne le rôle primordial de la fusion partielle et du magmatisme dans l'évolution tectonique-géodynamique de la ceinture orogénique variscaïenne. En particulier, la fusion partielle et le transfert de magma (i) déclenchent le découplage mécanique des unités sous-conduites de la dalle descendante et leur exhumation syn-orogénique; (ii) le développement d'un plateau orogénique par écoulement latéral de la croûte partiellement fondue de faible viscosité; et (iii) la formation de complexes de noyaux métamorphiques et de dômes qui permettent une exhumation post-orogénique pendant l'effondrement gravitationnel.

Résumé

Nous présentons dans ce papier un modèle géodynamique-tectonique pour la genèse et le fluage des roches partiellement fondues et le magmatisme au cours de l'évolution orogénique Varisque du Silurien au Carbonifère supérieur basé sur une synthèse des données géologiques du Massif Central Français. La subduction de la marge du Gondwana hyper-étirée est enregistrée par des roches mafiques et ultramafiques affectées par un métamorphisme en faciès éclogitique. Ces éclogites forment pour certaines des boudins-enclaves dans des migmatites felsiques avec des reliques de faciès granulitique de HP retrogradées en faciès amphibolitique, ce qui atteste de la subduction de la marge continentale suivie d'une relaxation thermique et d'une décompression. Nous proposons que la fusion partielle à HP ait déclenché le découplage mécanique entre la plaque plongeante et les unités continentales partiellement fondues. Ceci a permis l'exhumation de ces roches gravitairement instables qui ont entraîné sur leur passage des blocs de lithosphère océanique et de manteau sous-continental. Les données géochronologiques disponibles sur les migmatites de HP contenant des éclogites indiquent une mise en place diachronique de nappes du Dévonien moyen au Dévonien Supérieur. Ces nappes ont chevauché un assemblage de métapelites et d'orthogneiss affectés par un métamorphisme de MP/MT allant du faciès schistes verts à amphibolite atteignant localement la fusion partielle et attribué à l'épaississement crustal du Dévonien supérieur au Carbonifère moyen. La mise en place de laccolithes enracinés dans des zones de cisaillement décrochantes et surmontés de détachements à faible pendage de c. 345 à c. 310 Ma est synchrone de la propagation vers le Sud du front de déformation Varisque marqué par le dépôt de sédiments détritiques dans les bassins d'avant-pays. Nous attribuons ces éléments à la croissance horizontale de la ceinture Varisque associée à la formation d'un plateau orogénique par fluage latéral de la racine orogénique partiellement fondue sous l'effet de la force gravitaire. La diversité des roches magmatiques témoigne d'une variété des sources crustales avec une contribution relativement modeste mais systématique de magmas issus du manteau. Dans la partie Est du Massif Central Français, la décroissance vers le Sud des âges de mise en place des magmas dérivés à la fois du manteau et de la croûte suggère le retrait d'un panneau plongeant vers le Nord vers la bordure libre constituée par la Paléotéthys et située au Sud de la ceinture Varisque. La destruction de la chaîne Varisque à la fin du Carbonifère est principalement le résultat de l'effondrement gravitaire accommodé par l'activation de détachements à faible pendage et l'exhumation-cristallisation de la racine orogénique partiellement fondue formant des dômes d'échelle crustale à cœur de migmatites de BP entre c. 305 et 295 Ma, concomitante au fluage latéral des unités de la zone externe de la chaîne. Les derniers magmas extraits de la zone de fusion partielle forment des dykes et des laccolithes mis en place dans des détachements à faible pendage laissant derrière eux une croûte inférieure constituée de l'accumulation de granulites réfractaires de composition felsique à mafique. Ce modèle met en valeur le rôle primordial de la fusion partielle et du magmatisme sur l'évolution tectonique-géodynamique de la ceinture orogénique Varisque. En particulier, la fusion partielle et le transfert de magma (i) déclenchent le découplage mécanique entre le panneau plongeant et les unités subductées, permettant ainsi l'exhumation de ces dernières, (ii) favorisent le développement d'un plateau orogénique par fluage

[Haut](#)

[Abstrait](#)

[1 Introduction](#)

[2 Géologie de ...](#)

[3 Précédente tectonique-géodynamique](#)

[...](#)

[4 Nouveau modèle ...](#)

[5 Conclusion](#)

[Remerciements](#)

[Les références](#)

[Liste des tableaux](#)

[Liste des figures](#)

latéral de la croûte partiellement fondue de faible viscosité sous l'effet de la gravité, (iii) conduisent à la formation de metamorphic core complex et de domes qui accommodent l'exhumation post-orogénique au cours de l'effondrement gravitaire de la chaîne. Tous ces processus contribuent à la différenciation et à la stabilisation de la croûte orogénique.

Mots clés: ceinture variscaine / Massif central français / écoulement de croûte partiellement fondue / magmatisme orogénique / plateau orogénique / effondrement gravitationnel

Mots clés : Ceinture Varisque / Massif Central Français / fluage d'une croûte partiellement fondue / magmatisme orogénique / plateau orogénique / effondrement gravitaire

© O. Vanderhaeghe et al., Published by 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 migmatites et les granites sont les principaux constituants de la croûte continentale et leur pétrogénèse et leur mise en place sont intimement liées à l'évolution orogénique (Thompson et Connolly, 1995 ;Sawyer, 1998 ;Brown, 2001 ;Foster et al., 2001; Vanderhaeghe, 2009 ;Sawyer et al., 2011; Weinberg, 2016 ;Závada et coll., 2018). Diverses sources de chaleur ont été proposées pour provoquer un métamorphisme à haute température et une fusion partielle des racines orogéniques comprenant une augmentation de la production de chaleur radioactive de la croûte épaissie, une augmentation du flux de chaleur basale associée à la délamination du manteau lithosphérique et une advection de chaleur à travers la mise en place de magmas dérivés du manteau (Houseman et al., 1981; England et Thompson, 1984; Henk et al., 2000; Annen et Sparks, 2002 ;Vanderhaeghe et al., 2003; Vanderhaeghe and Duchêne, 2010; Ueda et coll., 2012). A son tour, la fusion partielle a un impact profond sur la rhéologie à l'échelle de la roche et à celle de la croûte entière (Vignerresse et al., 1996; Brown et Solar, 1998 ;Solar et coll., 1998; Rosenberg, 2001 ;Vanderhaeghe and Teyssier, 2001a, 2001b ;Gébelin et al., 2006; Schulmann et coll., 2008 ; Vanderhaeghe, 2009), qui s'exprime par un lien intime entre déformation et ségrégation fusion / solide (Sawyer, 1994 ;Brown et Rushmer, 1997 ; Brown et Solar, 1998 ;Weinberg et Searle, 1998 ;Vanderhaeghe, 1999 ;Hasalová et al., 2008; Hasalova et al., 2011; Weinberg et coll., 2013). La fusion partielle déclenche potentiellement un découplage mécanique de la croûte continentale subductée de la dalle descendante comme cela a été proposé par exemple dans les Calédonides norvégiennes ou le Massif Variscan Bohémien (Labrousse et al., 2011; Gordon et coll., 2016 ; Závada et coll., 2018). La fusion partielle a également été identifiée comme le paramètre clé contrôlant l'écoulement latéral de la racine profonde des ceintures orogéniques par l'activation des zones de cisaillement verticales (Solar et al., 1998 ;Weinberg et Mark, 2008) conduisant à la formation de plateaux orogéniques (Vanderhaeghe et Teyssier, 2001a, 2001b ; Vanderhaeghe et al., 2003 ;Gerbault et al., 2005; Cagnard et al., 2006; Chardon et coll., 2009). Enfin, la présence omniprésente de grands dômes creusés par des migmatites dans les racines exhumées des ceintures orogéniques (Whitney et coll., 2004 ; Vanderhaeghe, 2009) ainsi que les corrélations spatio-temporelles entre la mise en place de laccolithes granitiques et l'activation de décollements à faible angle (Lister et Baldwin, 1993 ; Vanderhaeghe, 1999 ;Searle et al., 2009; Whitney et coll., 2013) suggèrent que la présence d'une croûte partiellement fondue et la migration de fondus granitiques contrôlent le comportement de la croûte orogénique lors de l'effondrement gravitationnel orogénique.

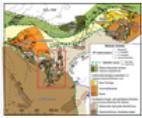
La ceinture variscaine d'Europe occidentale (Fig. 1) a longtemps été reconnue comme particulièrement riche en migmatites et granitoïdes (ex. Zwart, 1967) et est donc la cible idéale pour étudier l'impact de la fusion partielle et du magmatisme sur l'évolution orogénique. La grande diffusion des âges radiochronologiques obtenus sur les migmatites et les roches magmatiques (d'environ 390 Ma à environ 290 Ma) et la grande variété de caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques indiquent que la longue histoire tectonique de 100 Ma de la ceinture de Variscan a été ponctuée par la mise en place de magmas impliquant la contribution à la fois de la croûte et du manteau (Letterrier, 1978 ;Cuney et al., 1990; Solgadi et al., 2007; Bussien et coll., 2008 ;Couzinié et al., 2014; von Raumer et al., 2014; Laurent et coll., 2017). En plus de l'identification des sources et du contexte géodynamique de ces magmas, se pose la question de l'impact des silicates fondus de basse viscosité et de basse densité sur l'évolution dynamique de l'orogène variscan.

Malgré l'exposition significative des migmatites et des granitoïdes, leur implication sur l'évolution tectonique de la ceinture variscaine n'a pas été pleinement explorée, à l'exception notable de certains articles sur le Massif Central français (Malavieille et al., 1990; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ;Costa et Rey, 1995 ;Vanderhaeghe et al., 1999) and Central Iberia, the Vosges, and Bohemia (Henk, 2000; Henk et al., 2000; Schulmann et al., 2008, 2014; Lardeaux et al., 2014; Rubio Pascual et coll., 2016). Le but de cet article est de discuter de l'impact de la fusion partielle et du magmatisme sur l'évolution tectonique de la ceinture

orogénique varisque de l'Europe occidentale à partir d'une synthèse des données structurales, pétrologiques, géochimiques, géochronologiques et sédimentologiques disponibles pour le sous-sol variscain des Français. Massif central. Cette région offre une section unique à travers la croûte variscaine qui a enregistré, du Silurien au Permien, une longue histoire d'inhumation et d'exhumation associée à la construction et à la destruction de la ceinture, respectivement. L'évolution tectonique est particulièrement marquée par la génération de migmatites dans des conditions métamorphiques HP, MP et LP et par des roches plutoniques variées mises en place du Dévonien moyen au Permien précoce.

Dans cet article, nous proposons un nouveau modèle géodynamique pour la génération et l'écoulement de roches et de magmas partiellement fondus lors de l'évolution orogénique à partir de la construction par accréation tectonique d'unités continentales subductées suivie d'une croissance latérale de la ceinture orogénique associée à la construction d'un plateau orogénique et éventuellement à l'effondrement gravitationnel. Ce modèle géodynamique est également alimenté par de nouvelles données récemment publiées dans des documents d'accompagnement comprenant (i) le traçage Lu-Hf du zircon igné et détritique dans les gneiss et les roches plutoniques (Chelle-Michou *et al.*, 2017; Couzinié *et al.*, 2017, 2019), (ii) datation U-Pb du zircon et de la monazite par LA-ICP-MS sur les roches plutoniques du Carbonifère (Chelle-Michou *et al.*, 2017; Laurent *et al.*, 2017) et (iii) un modèle pétrogénétique détaillé pour ces granitoïdes (Moyen *et al.*, 2017).

Fig. 1



Carte tectonique de la ceinture variscaine en Europe occidentale. Les terranes continentales, Avalonia, Saxo-Thuringia, Armorica-Barandia, Brunia, sont séparées par des sutures ophiolitiques, à savoir la suture rhénique et la suture méditerranéenne, respectivement au nord et au sud de l'Armorique. La zone interne de la ceinture variscaine comprend des nappes de haute qualité recouvrant une unité parautochtone appartenant à la marge nord du Gondwana.

2 Géologie du Massif central français: une fenêtre à travers la ceinture variscaine

2.1 La ceinture variscaine: blocs continentaux, sutures océaniques, terranes allochtone et reconstructions paléogéographiques

La ceinture variscaine a d'abord été définie comme une ceinture mobile post-cambrienne et pré-permienne basée sur l'analyse des discordances stratigraphiques, des structures et des nappes (Suess, 1883; Bertrand, 1887). Il s'étend de l'Asie de l'Est à la pointe de l'Amérique du Sud en passant par l'Europe centrale et le long des frontières de l'Amérique du Nord (Matte, 2001). Les données paléomagnétiques indiquent que la ceinture variscaine s'est formée à la suite de la convergence entre Laurussia (Laurentia + Baltica) et Gondwana résultant en le supercontinent de la Pangée (Scotese et McKerrow, 1990; Unrug, 1997; Tait *et coll.*, 2000). Cependant, le nombre de sutures océaniques et les anciennes tailles des bassins océaniques sont discutés comme développé ci-dessous.

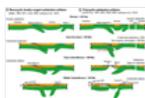
Les travaux pionniers corrélant les données des terminaisons est (Bohême) et ouest (Ibérie) de la ceinture ont conduit à (i) la définition des principales zones géologico-tectoniques, (ii) l'identification des principaux événements tectoniques du Paléozoïque sur la base de la relation entre structures et Ediacaran aux dépôts sédimentaires carbonifères dans la zone externe et le long de l'avant-pays, et (iii) la reconnaissance de nappes de haute qualité dans la zone interne (Silence, 1924; Kossmat, 1927; Gaertner, 1937; Demay, 1948; Gèze, 1949). La relation entre sédimentation et déformation, mieux exposée le long de ses domaines externes, a permis l'identification de blocs continentaux tels que l'Avalonie, l'Armorique, la Saxe-Thuringe, la Barrantie et la Brunia, qui préservent tous des discordances cambriennes plus ou moins affectées par la déformation et le métamorphisme varisques (Matte, 1986, 1991; Franke et Engel, 1986; Franke, 1989, 2000; Kroner et Romer, 2013). Ces blocs continentaux sont séparés par des sutures océaniques marquées par des assemblages ou mélanges ophiolitiques. Tous les auteurs s'accordent sur la suture rhénique, également appelée suture lézard-rhénico-hercynien, qui correspond à l'ancien océan rhénique, au sud de l'Avalonie et au nord de la Saxe-Thuringe et de l'Armorique (Fig. 1) (Matte, 1991; Franke, 2000; Ballèvre *et al.*, 2014; Franke *et coll.*, 2017). La nature des terranes et la présence de sutures au sud de l'Armorique sont cependant débattues. Malgré les incertitudes, nous privilégions l'existence de sutures multiples (désignées comme «sutures secondaires» sur la Fig. 1) basées sur (i) la présence de roches ultramafiques et mafiques à haute pression d'âges différents à différents niveaux structuraux (Girardeau *et al.*, 1986; Dubuisson *et al.*, 1989; Faure *et al.*, 1997; Bosse *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009; Berger *et al.*, 2006, 2010a; Lardeaux, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014; Lotout *et coll.*, 2018), et (ii) l'apparition de restes de rift subordonné du Dévonien et / ou de bassins océaniques (Sider et Ohnenstetter, 1986; Skrzypek *et al.*, 2012).

Dans le Massif central français, jusqu'au milieu du XXe siècle, le modèle dominant attribuait les gneiss granitiques de haute qualité à un socle cristallin et les paragneiss et schistes à une couverture sédimentaire déposée du Néoprotérozoïque dans tout le Paléozoïque (Jung, 1953;Roques, 1971). En l'absence de données géochronologiques, le métamorphisme était considéré comme polycyclique, le socle étant métamorphosé au Néoprotérozoïque, puis, avec sa couverture sédimentaire, au cours des orogénies calédonienne et variscaine (Forestier, 1961; Chenevoy et Ravier, 1971; Roques, 1971). Cette vision a été profondément modifiée d'abord par les résultats de la datation absolue démontrant un remaniement variscain omniprésent (Gebauer *et coll.*, 1981; Pin et Lancelot, 1982; Rolin *et coll.*, 1982; Duthou *et coll.*, 1994). Un autre tournant a été d'interpréter les gneiss felsiques / mafiques avec une signature tholéiitique, définie comme le complexe leptynite-amphibolite (LAC), comme des restes d'ophiolites (Forestier, 1961; Briand and Piboule, 1979; Cabanis *et al.*, 1983; Maillet *et al.*, 1984; Mercier *et al.*, 1985; Piboule and Briand, 1985; Briand *et al.*, 1988; Dubuisson *et al.*, 1989; Pin, 1990). Dans le Massif armoricain, les ophiolites définissent la suture médio-européenne également appelée suture Galice-Bretagne Sud, ou suture Eo-Variscan (Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985; Hanmer, 1977; Faure *et coll.*, 1997; Ballèvre *et coll.*, 2009). Cette suture correspond à l'ancien océan médio-européen (également appelé océan Galice-Massif Central ou océan Paléotéthys) situé au sud du bloc continental Armorica-Barrandia (Matte, 1986, 2001; Pin, 1990; Stampfli *et al.*, 2013) (Fig. 1).

Sur la base de cette analyse, la plupart des auteurs s'accordent à dire que la ceinture variscaine d'Europe occidentale résulte de l'accrétion tectonique des terranes continentaux en forme de ruban d'Avalonia et d'Armorica et de la fermeture des bassins océaniques intermédiaires, marquée par (i) la suture lapetus-Tornquist au nord d'Avalonia, (ii) la suture rhéique / rhéno-hercynienne entre Avalonia et Armorica (Matte, 2001; von Raumer *et coll.*, 2003) et (iii) la suture médio-européenne entre l'Armorique et le Gondwana (Matte, 1986, 2001; Pin, 1990; Stampfli *et al.*, 2013) (figures 2A et 2B). Tous les modèles invoquent la fermeture de l'océan lapetus pendant l'Ordovicien en même temps que l'ouverture rapide de l'océan rhéique (par exemple Hamilton et Murphy, 2004) par réactivation d'une suture néoprotérozoïque le long de la marge nord du Gondwana (Linnemann *et coll.*, 2007). La force motrice de cette océanisation a été attribuée soit à la traction de la dalle de la subduction vers le nord lapetus (Murphy *et coll.*, 2006) ou pour faire reculer une dalle de subduction vers le sud sous la marge du Gondwana (Martínez Catalán *et coll.*, 2009). La reconstruction paléogéographique diffère pour la période de l'Ordovicien précoce en ce qui concerne la position de l'Armorique qui a des implications sur l'existence et la taille de l'océan médio-européen (Tait *et al.*, 2000; Matte, 2001; Martínez Catalán *et coll.*, 2007, 2009; Faure *et al.*, 2008; Ballèvre *et al.*, 2009; Shail et Leveridge, 2009; Nance *et al.*, 2010; Torsvik *et al.*, 2012; Kroner and Romer, 2013; Stampfli *et al.*, 2013; Lardeaux, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014; Schulmann *et al.*, 2014; Skrzypek *et al.*, 2014; Edel *et coll.*, 2018). En effet, les données sédimentologiques et paléontologiques conduisent à des reconstructions paléogéographiques indiquant une position proche du pôle Sud pour le Gondwana avec Avalonia et l'Armorique, et entre les tropiques et l'équateur pour Laurentia et Baltica (Paris and Robardet, 1990; Robardet *et al.*, 1993; Fortey et Cocks, 2003; Robardet, 2003). Cela concorde avec les données paléomagnétiques indiquant un océan lapetus d'au moins 3000 km de large (Tait *et al.*, 2000; Cocks et Torsvik, 2002; Hamilton et Murphy, 2004). D'autre part, certaines données paléomagnétiques indiquent que l'Armorique est restée attachée à la marge du Gondwana jusqu'au Dévonien (Kössler *et coll.*, 1996), ce qui est cohérent avec la continuité des faunes benthiques de l'Armorique à la marge nord du Gondwana (Robardet, 2003) tandis que d'autres données paléomagnétiques indiquent que l'Armorique s'est déplacée vers la Laurussie pendant l'Ordovicien (Tait *et al.*, 2000), impliquant une fermeture de l'océan Rhéique et ouverture d'un océan médio-européen de 2000 à 3000 km de large (Tait *et al.*, 1997; Cocks et Torsvik, 2006; Shaw et Johnston, 2016). En conséquence, deux reconstructions paléogéographiques s'affrontent, l'une favorisant un grand océan médio-européen entre le Gondwana et un ruban continental comprenant l'Armorique (Matte, 2001; von Raumer *et al.*, 2003; Stampfli et Borel, 2004; Domeier et Torsvik, 2014; Domeier, 2016), tandis que l'autre considère tout au plus une petite faille immature dans cette région et en déduit que le grand royaume océanique est l'océan Rhéique (Martínez Catalán *et al.*, 2007; Nance *et al.*, 2010; Kroner et Romer, 2013) (Figures 2C et 2D). D'autre part, des reconstructions tectoniques basées sur des données géologiques impliquant de multiples rifts et / ou bassins océaniques entre l'Armorique et le Gondwana (Girardeau *et al.*, 1986; Dubuisson *et al.*, 1989; Faure *et al.*, 1997; Lardeaux, 2014; Lardeaux *et al.*, 2014), correspond to an intermediate proposition.

Fig. 2

Modèles géodynamico-tectoniques et reconstructions paléogéographiques pour l'évolution de la ceinture variscaine d'Europe occidentale. A. Le modèle de double subduction (modifié après Matte, 1986, 1991, 2001). B. Le modèle polycyclique (modifié d'après Faure *et al.*, 1997, 2002, Faure *et al.*, 2009a, 2009b and Lardeaux *et al.*, 2014). C. Single (Rheic) Ocean model of Paris and Robardet (1990); Martínez Catalán *et al.* (2001); Nance *et al.* (2010). D. Multiple Oceans (Rheic, Medio-European, ...) model of Tait *et al.* (1997); Matte (2001); Stampfli and Borel (2004); Domeier and Torsvik (2014).



2.2 Les principales unités lithologico-tectoniques du Massif central français

Le Massif central français est l'une des plus grandes expositions de la ceinture variscaine d'Europe occidentale. Sa géologie est synthétisée en référence à une carte à l'échelle 1: 1 000 000 (Chantraine *et al.*, 1996, 2003) et aux unités lithologico-tectoniques définies sur la base de leur enregistrement lithologique, structural, métamorphique et géochronologique distinct (Burg et Matte, 1978; Matte, 1986; Ledru *et al.*, 1989; Quenardel *et coll.*, 1991; Faure *et coll.*, 2009a; Lardeaux, 2014). Selon ces auteurs, le Massif central français est constitué (i) de nappes métamorphiques de faible à haute teneur avec un registre tectonique du Dévonien à Carbonifère, (ii) de roches plutoniques du Dévonien tardif au Carbonifère tardif, (iii) du Dévonien tardif au Carbonifère volcanique et les roches sédimentaires carbonatées à clastiques affectées par le métamorphisme à faible teneur, et (iv) les sédiments détritiques non conformables du Carbonifère tardif et du Permien (Fig. 3). Le Massif central français est subdivisé en une partie ouest et une partie est par la faille de Sillon Houiller, orientée NNE-SSW (Arthaud and Matte, 1975; Feybesse, 1981) (Fig. 3). Ce dernier recoupe un ensemble de zones de cisaillement dextre orientées NW-SE à NNW-SSE qui est particulièrement bien développé dans la partie ouest du Massif central français et se connecte à la zone de cisaillement sud-armoricaine (Lerouge et Quenardel, 1988; Gébelin *et coll.*, 2007). La nappe est également coupée en travers par des décollements à faible angle (Malavieille *et al.*, 1990; Burg *et al.*, 1993; Faure, 1995; Gardien *et al.*, 1997; Bellot, 2007).

Fig. 3

Carte géologique du Massif central français (modifiée d'après Chantraine *et al.*, 2003). Les roches métamorphiques comprennent (i) une séquence métasédimentaire à faible teneur attribuée au Paléozoïque inférieur (du Cambrien au Carbonifère inférieur), (ii) des micaschistes et des paragneiss d'âge incertain mais considérés comme des dépôts du Néoprotérozoïque au Paléozoïque inférieur, (iii) des orthogneiss avec un cambrien ou Âge ordovicien. L'unité allochtone moyenne, l'unité parautochtone et l'unité inférieure du gneiss sont constituées de ces roches métasédimentaires et orthogneiss. L'unité Upper Gneiss est caractérisée par des vestiges de métamorphisme du faciès granulitique et par des enclaves-boudins de roches mafiques et ultramafiques affectées par le métamorphisme du faciès éclogite, désigné sous le nom de Complexe Leptynite-Amphibolite (LAC). La palette de couleurs des roches magmatiques est indicative de leur âge. Les granitoïdes se distinguent selon leurs types pétrologiques sur la figure 6.



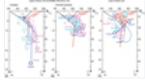
2.2.1 Metamorphic nappes

L'interprétation du LAC comme suture marquant la frontière entre une unité de gneiss supérieur (UGU) et une unité de gneiss inférieur (LGU) a conduit à une réinterprétation de la structure du FMC en termes d'empilement de nappes (Burg et Matte, 1978; Ledru *et al.*, 1989) mais aussi à des comparaisons entre la ceinture variscaine d'Europe occidentale et l'orogène Himalaya-Tibet (Dewey et Burke, 1973; Mattauer et Etchecopar, 1976; Burg et Matte, 1978; Autran and Cogné, 1980; Bard *et coll.*, 1980; Matte, 1986, 1991). Depuis sa première description, la définition du LAC a fluctué et semble couvrir une variété de roches, en mettant l'accent soit sur l'association magmatique bimodale, soit sur le métamorphisme à haute pression affectant les roches mafiques et ultramafiques (voir discussion dans Santallier *et coll.*, 1988). De plus, la LAC a été reconnue à différentes positions structurales et caractérisée par diverses conditions et âges métamorphiques qui ont conduit à l'ajout d'une unité allochtone moyenne (MAU) en position intermédiaire entre l'UGU et la LGU (Girardeau *et al.*, 1986; Dubuisson *et al.*, 1989; Berger *et al.*, 2010a, 2010b; Lotout *et coll.*, 2018). La superposition proposée de l'UGU (et de la MAU) sur la LGU repose sur un enregistrement métamorphique contrasté délimitant un gradient métamorphique inversé et localement sur l'identification de contacts tectoniques (Faure *et al.*, 1979; Burg *et coll.*, 1984). Sur la base de ces caractéristiques, les principales unités de l'empilement de nappes métamorphiques sont, de haut en bas (Tab.1):

- L'Unité Gneiss Supérieur (UGU): Elle est constituée de diatexites grenat / cordiérite associées à des métatexites issus d'orthogneiss et de paragneiss avec des reliques de paragenèses minérales à faciès granulitiques. Il a enregistré une pression maximale typique de 10 kbar pour une température jusqu'à 900 °C rétrogradée en faciès amphibolite et faciès schiste vert indiquant une décompression et un refroidissement (Audren *et al.*, 1987; Lardeaux *et al.*, 2001; Schulz *et al.*, 2001; Bellot and Roig, 2007; Schulz, 2009) (Fig. 4). Les données géochronologiques sont cohérentes avec un âge du Dévonien au Carbonifère précoce pour ces migmatites au faciès granulitique HP (Duthou *et al.*, 1981, 1994; Lafon, 1986; Schulz, 2014; Do Couto *et al.*, 2016). L'unité Upper Gneiss contient des boudins et des enclaves du Complexe d'amphibolites leptynites (LAC) qui ont conservé des reliques éclogitiques HT découvertes pour la première fois dans le Haut-Allier et dans le Rouergue (Forestier, 1961; Lasnier, 1968; Nicollet, 1977) mais se retrouve ensuite dans la plupart sinon la totalité du LAC enfermé dans l'UGU (Burg et Matte, 1978; Gardien and Lardeaux, 1991; Mercier *et al.*, 1991a, 1991b; Gardien, 1993). Ces éclogites

ont généralement enregistré des conditions PT de c. 15 kbar pour env. 750 ° C (Santallier, 1981; Le Breton *et al.*, 1986; Godard, 1990; Bellot et Roig, 2007) mais des conditions plus extrêmes au-dessus de 28 kbar sont signalées dans le Lyonnais (Lardeaux *et al.*, 2001) (Fig.4). Les quelques données géochronologiques disponibles pour le Massif central français ont servi à proposer un âge du Silurien tardif au Dévonien pour ce métamorphisme du faciès des éclogites HT (Pin et Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995; Do Couto *et al.*, 2016).

Fig. 4



Chemins PT synthétiques de l'unité de gneiss supérieur, de l'unité allochtone moyenne et de l'unité de gneiss inférieur. L'unité Gneiss Supérieure est constituée de migmatites granulitiques renfermant des enclaves mafiques et ultramafiques du Complexe Leptynite-Amphibolite, alors que l'Allochtone moyen n'est pas migmatitique. A. Le complexe leptynite-amphibolite contient des reliques UHP et éclogitiques datées de la transition du Silurien tardif au Dévonien tardif, comme indiqué par les nombres dans les cercles (d'environ 432 à environ 377 Ma). B. Ces roches sont rétrogradées dans le faciès granulitique daté du Dévonien moyen au Dévonien tardif (d'environ 384 à environ 360 Ma) dans les gneiss migmatitiques de l'Unité Gneiss Supérieure. C. L'unité Lower Gneiss comprend des roches HP / LT rares du Limousin datées de c. 376 Ma.

- L'unité allochtone moyenne (MAU): Identifiée en Limousin, elle est principalement constituée de micaschistes associés à un assemblage ophiolitique qui s'apparente au Complexe Leptynite Amphibolite. Contrairement à l'unité Upper Gneiss, la LAC de la MAU est marquée par des reliques de métamorphisme du faciès de l'éclogite LT (Girardeau *et al.*, 1986; Dubuisson *et al.*, 1989; Berger *et al.*, 2010a, 2010b). La pression maximale enregistrée par un assemblage grenat-cyanite est de 29 kbar mais la température n'a pas dépassé 660 ° C compatible avec une subduction à 100 km de profondeur (Berger *et al.*, 2010a) (Fig.4). Le pic de pression à Najac est de 18 kbar et la température n'a atteint que 600 ° C (Lotout *et al.*, 2018). Ces roches ont ensuite été rétrogradées au faciès des amphibolites. Les données géochronologiques publiées pour ce métamorphisme du faciès de l'éclogite LT indiquent un âge du Silurien tardif dans le Limousin central (Berger *et al.*, 2010a) et du Dévonien moyen à Najac (Lotout *et al.*, 2018).
- L'Unité Gneiss Bas (LGU): Elle est constituée de micaschistes, de paragneiss et d'orthogneiss felsiques avec des carbonates mineurs et des roches mafiques. La LGU est affectée par le métamorphisme du faciès des schistes verts à amphibolite représentant un gradient MP / MT du Carbonifère Barrovien atteignant une fusion partielle masquée localement par une rétrogression vers le faciès des schistes verts (Nicollet, 1978; Burg *et al.*, 1984, Burg *et al.*, 1989a, 1989b; Schulz *et al.*, 2001; Gébelin *et al.*, 2009; Gardien *et al.*, 2011) (Fig. 4).
- L'Unité Para-Autochton (PAU): Elle est constituée de micaschistes, paragneiss et orthogneiss affectés par un métamorphisme omniprésent du faciès des schistes verts carbonifères préservant localement des reliques de faciès amphibolites (Bellot et Roig, 2007) (Fig.4).

Ces nappes de haute qualité, identifiées dans tout le Massif Central français, sont structurellement recouvertes par des Unités Métamorphiques Supérieures (MUU) avec une extension latérale limitée:

- L'unité Thiviers-Payzac: Elle marque la limite ouest du Limousin (Fig. 3). Il est constitué de roches métasédimentaires cambriennes-ordoviciennes (Bellot et Roig, 2007). La partie inférieure de l'unité Thiviers-Payzac est composée d'un assemblage de métagabbros, de métadolérites et d'amphibolites en couches à pyroxène (Santallier, 1981; Bellot et Roig, 2007) soupçonnés de représenter un mélange ophiolitique.
- L'Unité Génis: Elle chevauche l'unité Thiviers-Payzac (Fig. 3). Il est composé de gabbro non métamorphosé, de dolérite, de basalte et de cherts (Cabanis *et al.*, 1983; Maillet *et al.*, 1984) - associés à des calcaires à séricite micaschiste ordovicien-dévonien et au Dévonien moyen (Guillot and Doubinger, 1971; Guillot et Lefevre, 1975). Cet assemblage a été interprété comme représentant un mélange ophiolitique du Dévonien moyen (Ledru *et al.*, 1989) ou un olistostrome du Dévonien tardif - Carbonifère précoce retravaillant un ophiolite du Dévonien (Faure *et al.*, 2009a).
- L'unité Somme: Elle est exposée au sud du Morvan (Fig. 3). Il est caractérisé par des roches sédimentaires et volcaniques faiblement déformées du Dévonien moyen à tardif non métamorphosées (Delfour *et coll.*, 1989). Les carbonates marins des âges givétien et frasien alternent avec des volcanites calc-alcalines et des volcanoclastiques associés à des gisements de sulfures massifs et sont coiffés de sédiments clastiques fameniens (Delfour *et al.*, 1989). Cette association est cohérente avec la construction d'un arc magmatique le long d'une marge active convergente (Faure *et al.*, 2008).

- L'unité Brévenne. Il est situé au sud du Morvan et au nord des Monts du Lyonnais (Fig. 3). Il comprend des ultramafiques, des gabbros, des basaltes en coussins, des roches sédimentaires siliceuses et des dépôts de sulfures massifs attribués à une séquence ophiolitique du Dévonien tardif (Bébé, 1971 ; Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Pin, 1990 ; Bitri et al., 1999 ; Leloix et al., 1999 ; Pin and Paquette, 2002 ; Milési et Lescuyer, sd). Les volcaniques présentent des signatures calco-alcalines à tholéitiques à faible teneur en K, suggérant une mise en place dans un bassin d'arrière-arc immature (Bébien, 1971 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Pin, 1990 ; Pin et Paquette, 1997). Ces roches magmatiques ont été datées à 366 ± 5 Ma et 358 ± 1 Ma par U-Pb sur zircon (Pin et Paquette, 1997).

2.2.2 Âge des protolithes pour les roches à haute teneur, socle des unités volcaniques et sédimentaires du Dévonien au Carbonifère

Les premiers âges proposés pour les différentes unités lithologiques exposées dans le Massif central français reposaient sur une chronologie relative basée sur la stratigraphie, la biostratigraphie et les relations transversales (Jung, 1953 ; Roques, 1971). L'intensité du métamorphisme et de la déformation affectant les roches formant l'UGU, la MAU et la LGU empêche l'identification de fossiles dans les roches métasédimentaires de haute qualité et la reconnaissance des premiers contacts magmatiques-sédimentaires. Ainsi, la détermination de l'âge des protolithes reposant principalement sur des analogies avec des âges stratigraphiques déterminés dans d'autres régions est sujette à caution. Des déterminations d'âge récentes basées sur la datation radiométrique des grains de zircon hérités (distingués du zircon métamorphique varisque) fournissent (i) un âge maximum (le plus jeune âge obtenu sur les grains hérités) pour le dépôt des sédiments protolithes de paragneiss, et (ii) une cristallisation l'âge des roches magmatiques, des protolithes d'orthogneiss et / ou des amphibolites et autres métagéologiques. Franke, 2000; Chantraine et al., 2003; Linnemann et al., 2007). Protoliths ages of metamorphic rocks (Pin et Duthou, 1990 ; R'Kha Chaham et coll. , 1990 ; Duthou et coll. , 1994 ; Melleton et coll. , 2010 ; Chelle-Michou et coll. , 2017 ; Couzinié et al. , 2017 , 2019 ; Lotout et coll. , 2018) (Fig.5) indiquent (i) un âge édiacarien à ordovicien pour les métasédiments déposés le long de l'ancienne marge du continent Gondwana, (ii) un âge édiacarien, cambrien et ordovicien pour les orthogneiss, et (iii) un âge cambrien à ordovicien pour les roches mafiques et ultramafiques (Tab. 2). Selon ces données, le seul socle protérozoïque identifié dans le Massif Central français correspond aux paragneiss et orthogneiss à protolithes édiacariens.

Fig. 5



Contraintes géochronologiques sur la mise en place et les âges de dépôt des roches pré-variscales. Pour les orthogneiss, l'âge de mise en place correspond à l'âge isochrone de la roche entière Rb-Sr (cercles) ou au plus jeune âge U-Pb, U-Th-Pb obtenu sur zircon magmatique ou monazite. Pour les paragneiss, un âge maximal de dépôt est fourni par le plus jeune âge héréditaire. Les orthogneiss du Cambrien et de l'Ordovicien n'apparaissent pas associés à une nappe donnée mais se retrouvent dans tout le Massif central français.

2.2.3 Migmatites et granulites

En plus des migmatites de faciès granulitiques HP qui font partie des migmatites UGU, MP et LP, développées au détriment des paragneiss et orthogneiss du Néoprotérozoïque tardif au Paléozoïque précoce, sont exposées au niveau structural le plus bas du tas de nappes dans le Limousin, Velay et Montagne Noire (Williamson et al., 1996; Downes et al., 1997; Ledru et al., 2001; Gébelin et al., 2009; Barbey et al., 2015; Villaros et coll. , 2018). Dans le Limousin, des conditions PT de 850–750 ° C et 5–6 kbar ont été estimées pour les gneiss migmatitiques à cordiérite et les lentilles associées de leucosomes du massif de Millevaches dans le Limousin datées de c. 315 Ma (Gébelin et al. , 2009). Dans la Montagne Noire, les migmatites carottant le dôme du Caroux ont enregistré des conditions de PT de 6 kbar et 720 ° C (Rabin et coll. , 2015). Ils contiennent du zircon magmatique avec des âges U-Pb s'étalant à partir de c. 330 à c. 300 Ma (Franke et al., 2011; Faure et al., 2014; Roger et coll. , 2015). Dans le dôme du Velay, les migmatites affichent des conditions et des âges PT contrastés en fonction de leur position structurale. Le long du bord du dôme, les migmatites ont enregistré une fusion partielle, la biotite restant stable à une pression supérieure à 5 kbar pour une température supérieure à 750 ° C (Montel et coll. , 1992). Ces migmatites contiennent de la monazite qui donne des âges U-Pb de microsonde allant de c. 329 à 314 Ma (Mougeot et al., 1997; Cocherie et al., 2005; Bé Mézémé et al. , 2006). En revanche, les migmatites carottant le dôme du Velay ont enregistré une fusion de biotite sans fluide dans le champ de stabilité de la cordiérite avec des estimations PT de 2–5 kbar et 760–850 ° C (Montel et al. , 1992; Barbey et coll. , 1999 , 2015 ; Villaros et coll. , 2018). Ces migmatites présentent un âge de roche entière Rb-Sr de 298 ± 8 Ma (roche entière Rb – Sr, Caen-Vachette et al., 1981) and contain monazite dated at 301 ± 5 Ma by U-Pb (Mougeot et al., 1997).

La nature de la croûte inférieure sous-jacente à ces migmatites est documentée par les xénolithes inclus dans les roches plutoniques varisques tardives et dans les laves basaltiques du Cénozoïque. Les enclaves de biotite-sillimanite incorporées dans la diorite intrusive dans la marge sud du dôme du Velay ont enregistré des conditions de PT de 8 à 10 kbar pour 700 à 800 ° C (Montel, 1985). La paragenèse minérale principale des xénolithes de granulites felsiques et mafiques dans les laves cénozoïques indique une pression de 8 à 10 kbar pour une température de 700 à 800 ° C suivie d'une décompression isotherme à 5 à 6 kbar (Leyreloup, 1974; Downes et Leyreloup, 1986). Quelques xénolithes métainnés ont conservé des reliques indiquant une pression aussi élevée que 14 kbar pour une température de c. 900 ° C. Ces granulites contiennent des grains de zircon qui donnent des âges U-Pb allant de 320 à 280 Ma (Downes *et coll.*, 1991). Les signatures géochimiques des granulites avec un protolithe métasédimentaire indiquent un caractère réfractaire ou résiduel tandis que les granulites métainnés mafiques et felsiques présentent respectivement les caractéristiques d'un liquide calc-alkalin et d'un cumulat (Dupuy *et al.*, 1979; Downes *et al.*, 1990; Vielzeuf et Vidal, 2012). La représentation de la partie profonde des coupes transversales (Fig. 8) est en partie basée sur ces caractéristiques.

2.2.4 Roches plutoniques du Dévonien tardif au Carbonifère

Le c. L'activité magmatique de 70 à 80 Ma enregistrée par les roches volcaniques plutoniques et mineures du Massif central français est caractérisée par une extrême variété de types pétrologiques et de signatures géochimiques. Dans cette section, nous décrivons ces caractéristiques pétrologiques et géochimiques et discutons de leur importance en intégrant leur distribution spatiale et leurs âges de mise en place (Tab. 3). La pétrologie et la géochimie des granitoïdes, telles que décrites dans la carte géologique au 1/1 000 000 de France (Chantraine *et al.*, 2003) suit la classification par Barbarin (1999). On distingue quatre types (Fig.6):

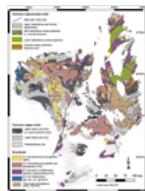
- Les granitoïdes calc-alkalins équivalents aux granitoïdes calc-alkalins riches en amphiboles (ACG) de Barbarin (1999) comprennent les tonalites, les granodiorites et les granites. En plus des amphiboles, ils peuvent contenir du pyroxène, et comprennent fréquemment des enclaves et de petits volumes de gabbro à diorites (*c'est-à-dire* des termes plus mafiques de la même série). Ils sont essentiellement similaires aux granitoïdes à arc généralement attribués à la cristallisation fractionnée d'un magma mafique enrichi.
- Les granites peralumineux et les leucogranites correspondent à des granites à muscovite ou muscovite + biotite au sens strict équivalent aux granitoïdes peralumineux à muscovite (MPG) de Barbarin (1999). Ils sont attribués à une fusion relativement froide (<850 ° C, présence d'eau ou dégradation de la muscovite) des métasédiments (Gardien *et coll.*, 1995; Villaros *et coll.*, 2018) et pourrait représenter la première fusion extraite de la source partiellement fondue au début de la fusion partielle.
- Granites peralumineux à granodiorites, correspondant aux granitoïdes peralumineux à cordiérite (CPG) de Barbarin (1999). Ils sont probablement liés à une fonte relativement chaude (≥ 850 ° C, dégradation de la biotite) d'une source felsique continentale (ortho ou paragneiss) (Gardien *et al.*, 1995; Barbey *et al.*, 1999; Villaros *et al.*, 2018). Ils pourraient représenter une source partiellement fondue avec une fraction à haut point de fusion (*c'est-à-dire* des diatexites) impliquant une extraction inefficace de la fusion et / ou du magma, mais peut-être aussi une décantation solide.
- Granitoïdes subalkalins à haute teneur en K, *c. -à-d.* Granitoïdes calc-alkalins porphyriques K-feldspathiques (KCG) de Barbarin (1999). Ce sont des granites porphyriques à granodiorites, généralement à amphibole, et ils contiennent généralement d'abondants minéraux accessoires tels que l'apatite et la titanite. Ils contiennent des enclaves mafiques micro-granulaires, et sont associés à des roches plutoniques intermédiaires (diorites, tonalites, monzodiorites) de composition similaire, «vaugnéritique» (voir ci-dessous), auxquelles ils sont probablement liés pétrogénétiquement (Moyen *et al.*, 2017).

De plus, les granites et migmatites sont associés à des roches plutoniques mafiques mais potassiques localement appelées «vaugnérites» (Michon, 1987; Sabatier, 1991). Les vaugnérites vont des diorites aux syénites et se composent d'amphibole, de biotite, de clinopyroxène, de plagioclase, d'orthopyroxène rare, de feldspath K interstitiel et de quartz (Sabatier, 1991). Les vaugnérites sont des roches mafiques à intermédiaires riches en K, LILE et LREE, indiquant une origine par fusion partielle d'une source mantellique enrichie par l'ajout de composants crustaux, probablement lors d'une subduction antérieure (Rapp *et al.*, 2010; Couzinié *et al.*, 2014, 2016). Ils forment les composants les plus mafiques des suites KCG. Fait intéressant, ils ne se distinguent pas du CPG et du MPG d'un point de vue isotopique (Sr, Nd ou Hf) (Williamson *et al.*, 1992; Couzinié *et al.*, 2016; Moyen *et al.*, 2017).

L'étude des vaugnérites et de leurs homologues dans d'autres milieux orogéniques du monde entier indique que leurs caractéristiques résultent peu vraisemblablement de la contamination crustale du magma basaltique sur leur chemin vers la surface et sont plutôt principalement héritées d'une source de manteau enrichie en composants crustaux (Williams, 2004; Laurent *et al.*, 2011, 2014; Prelević *et al.*, 2012; Campbell *et coll.*, 2014; Couzinié *et al.*, 2016). Il convient de mentionner que les vaugnérites sont similaires aux «durbachites» décrites dans d'autres parties de la ceinture variscaine (Sabatier, 1991; von Raumer *et al.*,

2014). Ces types de roches sont présents dans la plupart sinon tous les milieux orogéniques ailleurs dans le monde où ils sont appelés «appinites», «redwitzite», «granitoïdes à haute Sr-Ba» (Fowler *et coll.*, 2001) ou «sanukitoïdes» dans un contexte archéen (Martin *et al.*, 2005; Heilimo *et coll.*, 2010). Dans le FMC, la similitude isotopique entre les vaugnérîtes et les granites dérivés de la croûte montre que le composant crustal était issu de la croûte locale, probablement pendant la subduction (continentale) peu avant la fusion (Couzinié *et al.*, 2016; Moyen *et al.*, 2017). Un modèle similaire est proposé pour le c. 345 Ma granitoïdes KCG anciens (la suite Blatna) du Massif Bohême (Janoušek et Holub, 1997; Janoušek *et coll.*, 2004), suggérant que KCG peut dériver de processus pétrogénétiques similaires à ceux des vaugnérîtes et représenter généralement leurs produits différenciés. Cependant, ce n'est pas si clair pour le FMC où le KCG peut également dériver d'interactions entre les vaugnérîtes et les fondants dérivés de la croûte locale, comme le CPG et le MPG (Solgadi *et al.*, 2007; Laurent *et al.*, 2017; Moyen *et al.*, 2017). Dans les deux cas, les KCG sont génétiquement liés aux vaugnérîtes et sont donc classés avec eux dans ce qui suit en tant que granitoïdes «dérivés du manteau».

Fig. 6



Pétrologie des granitoïdes du Massif Central français. Les plutons se distinguent sur la base de la pétrologie de leur faciès dominant selon la classification de Barbarin (1999). Les granites de type ACG (granites calc-alcalins) sont interprétés comme des magmas d'arc provenant d'une marge continentale de type andin par fusion partielle d'un manteau enrichi contaminé par la croûte de la plaque supérieure et / ou mélangé à des magmas crutaux. Les granites peralumineux de type MPG (ou contenant de la muscovite) sont attribués à la déshydratation de la muscovite ou à la fusion à l'eau d'une source principalement métasédimentaire. Le type CPG (ou granites peralumineux à cordiérite) est attribué à la fusion par déshydratation de la biotite des orthogneiss. Le type KCG (ou granites calc-alcalins riches en K) contient généralement d'abondantes enclaves micromafiques et est attribué au mélange entre les magmas générés par la fusion partielle de la croûte et un magma généré par la fusion partielle d'un manteau lithosphérique enrichi représenté par des diorites Mg-K (les soi-disant vaugnérîtes).

2.2.5 Dépôts volcaniques et sédimentaires carbonifères

Dans la partie nord du Massif central français, les roches cristallines sont localement couvertes par des dépôts volcaniques et marins du Carbonifère moyen (Visean: c. 347-325 Ma), comme illustré dans les régions de Sioule, Morvan et Brévenne, ce qui implique qu'ils ont été exhumés et sous le niveau de la mer à ce moment (Bertaux *et al.*, 1993; Franke, 2014). Dans la partie sud du Massif central français, les carbonates et turbidites du Dévonien à mi-Carbonifère (Visean) sont déposés de manière discordante sur les roches plutoniques et les orthogneiss et paragneiss d'Ediacaran à Ordovicien, dans un bassin d'avant-pays sous-rempli à l'avant d'une propagation à basse système de pliage et de poussée (Franke et Engel, 1986; Souquet *et coll.*, 2003). Des olistolithes namuriens (vers 330-325 Ma) et probablement des turbidites de Westphalie (vers 325-304 Ma) et des dépôts de conglomérats grossiers attestent de l'érosion d'une ceinture de montagnes croissante au nord (Engel *et coll.*, 1978, 1981; Engel, 1984).

Les sédiments clastiques associés à des volcanites mineures des âges du Carbonifère tardif (stéphanien) et du Permien sont déposés de manière discordante au-dessus des roches cristallines dans les bassins d'extension associés à des zones de cisaillement par décrochement marquant les stades décroissants de l'orogénèse varisque (Ménard and Molnar, 1988; Van Den Driessche et Brun, 1992; Becq-Giraudon, 1993; Becq-Giraudon *et coll.*, 1996). La présence de charbon dans les bassins stéphanien atteste d'un gradient géothermique élevé (Copard *et coll.*, 2000), qui pourrait être attribuée à la juxtaposition des sédiments à des roches à haute teneur fraîchement exhumées le long de détachements à faible angle. Les bassins permien sont généralement plus larges que les bassins stéphanien, suggérant une pénéplanation progressive de la topographie varisque à la fin du Carbonifère.

En résumé, la superposition de l'UGU sur les MAU, LGU et PAU définit un gradient métamorphique inversé avec des migmatites de faciès de granulite HP recouvrant des paragneiss et des orthogneiss de faciès d'amphibolites avec des éclogites LT localement préservés. Les archives structurales, pétrologiques et géochronologiques de ces nappes documentent une histoire diachrone d'enfouissement, d'exhumation et de mise en place s'étendant du Silurien tardif au Dévonien. Le sommet du tas de nappes est marqué localement par des unités supérieures métamorphiques (MUU). Le niveau structural le plus bas est composé de migmatites MP à LP exposées dans le Limousin, et dans les dômes du Velay et de la Montagne Noire. Le velours de nappe est disséqué par des zones de cisaillement antidérapantes et des décollements à faible angle. Il est envahi par des roches plutoniques d'âges allant du Dévonien tardif au Carbonifère-Permien tardif. Ces roches cristallines sont coiffées de roches volcaniques et sédimentaires déposées dans les bassins intramontaniques et d'avant-pays avec des âges allant également du Dévonien tardif au Permien. Les

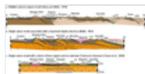
relations structurelles détaillées entre ces différentes unités lithologiques et le moment des événements géologiques sont présentées plus en détail dans la section suivante.

2.3 Historique d'architecture et PTt des nappes du Massif central ouest et est de la France

Comme indiqué plus haut, l'identification du LAC comme suture a conduit à la renaissance, après la proposition pionnière de [Demay \(1948\)](#), du concept de nappe dans le Massif central français et plusieurs modèles ont été proposés depuis. Le modèle tectonique précoce ([Burg et Matte, 1978](#) ; [Matte, 1986](#)) met en évidence trois nappes distinctes creusées par les migmatites de l'UGU; à savoir du nord au sud, la Sioule, le Haut Allier-Marvejols et les nappes du Rouergue ([Fig. 7](#)). Dans ce modèle, chaque zone d'affleurement de l'UGU et du LAC associé correspond à une nappe enracinée localement qui, à son tour, délimite une suture et donc un ancien bassin océanique. En revanche, les modèles ultérieurs ([Faure et al., 2009a](#) ; [Matte, 1991, 2001](#) ; [Lardeaux, 2014](#)) proposent que ces trois nappes ne forment qu'une seule, le LAC représentant un seul océan enraciné sous le bassin parisien. Par conséquent, les affleurements discontinus de l'UGU avec des enclaves de LAC sont interprétés comme des klippes.

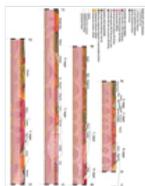
Les nappes de haute qualité sont caractérisées par une foliation composite pénétrante résultant de structures superposées et de paragenèses métamorphiques typiquement parallèles aux contacts tectoniques. Cette foliation est majoritairement peu profonde ([Burg et Matte, 1978](#) ; [Matte, 1986](#) ; [Faure et al., 2009a](#)) mais est localement en forte inclinaison comme dans le Livradois ou dans les Monts du Lyonnais ([Feybesse et al., 1988](#) ; [Lardeaux and Dufour, 1987](#) ; [Gardien et coll., 1990, 2011](#)). Loin des zones de cisaillement de décrochement, la linéation associée à cette foliation composite est principalement orientée EW à WNW-ESE dans la partie ouest du Massif central français et dans la région de la Sioule, mais est principalement orientée NS à NNE-SSW dans la partie est [Faure et al., 2009a](#)). De plus, cette foliation est en place affectée par le pliage vertical régional comme dans le Limousin ([Burg et Matte, 1978](#) ; [Girardeau et al., 1986](#) ; [Matte, 1986](#)). La structure de la nappe est floutée par de nombreux plutons granitiques et les contacts d'origine sont retravaillés par des poussées, des zones de cisaillement antidérapantes, des décollements à faible angle et des failles normales à grand angle. Cet enregistrement structurel complexe et la rareté des affleurements empêchent l'identification des contacts tectoniques d'origine entre les nappes dans la plupart des endroits. Néanmoins, afin de discuter de l'évolution tectonique de nappes potentiellement distinctes, dans les sections suivantes, nous passons en revue les données disponibles concernant la position structurelle et l'enregistrement PTt des unités lithologico-tectoniques présentées ci-dessus distinguant les parties ouest et est du Massif central français séparées par la faille de Sillon Houiller ([fig. 8 - 10](#)).

Fig. 7



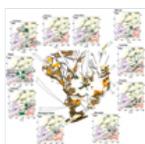
Coupes transversales illustrant la structure de nappe proposée précédemment. A. Modèle de sutures-nappe multiples (modifié d'après [Burg et Matte, 1978](#)). B. Modèle de suture unique associé à une structure duplex de sous-sol ([Matte, 1991](#)). C. Modèle de suture unique associé à un empilement de trois couches et à un « socle protérozoïque inconnu » ([Faure et al., 2009a, 2009b](#)).

Fig. 8



Coupes transversales du Massif central français. L'emplacement des coupes transversales (A-A', B-B', C-C' et D-D') est indiqué sur la carte géologique [Figure 2](#). Même légende que la [figure 3](#) avec l'ajout d'une croûte inférieure granulitique envahie par des magmas mafiques dérivés du manteau. La partie supérieure des sections est limitée par les observations de terrain. La partie inférieure ombragée des coupes est moins contrainte et est basée sur des données géophysiques rares qui permettent le prolongement de certaines structures en profondeur et sur des sections exposées de la croûte inférieure varisque dans les Alpes du Sud (zone Ivrea) et en Calabre.

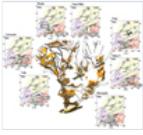
Fig. 9



Contraintes PTt sur l'histoire métamorphique de l'Unité Gneiss Supérieur et de l'Unité Allochtone Moyenne. Le Complexe Leptynite-Amphibolite est caractérisé par un métamorphisme au faciès éclogite HT rétrogradé au faciès granulite par décompression isotherme puis au faciès amphibolite par une diminution de la température. Le métamorphisme du faciès granulite au faciès amphibolite est également enregistré dans les gneiss migmatitiques abritant le LAC. Le trajet PT est

représenté par les flèches blanches et les nombres correspondent aux âges radiométriques.

Fig. 10



Contraintes PTt sur l'histoire métamorphique de l'unité Gneiss inférieur. Les trajectoires PTt des orthogneiss et des paragneiss de la LGU indiquent d'abord une augmentation de température suivie d'un refroidissement isobare. Ceci est particulièrement bien illustré par le chemin PTt du Velay sud qui est caractérisé par un gradient HT / LP. Le trajet PT est représenté par les flèches blanches et les nombres correspondent aux âges radiométriques.

2.3.1 Massif central de l'Ouest français (W-FMC)

Dans la partie nord du W-FMC, la région d'Aigurande expose des roches métamorphiques recouvertes en discordance de sédiments mésozoïques du Bassin parisien au nord et est délimitée par la zone de cisaillement de La Marche au sud (Fig.8 coupe AA '). Les roches métamorphiques présentent une histoire structurale et métamorphique polyphasée associée à un gradient métamorphique inversé caractérisé par la superposition, de haut en bas, de l'UGU, du LGU et du PAU (Quenardel et Rolin, 1984 ; Faure et coll. , 1990). Au sommet du tas de nappes, l'UGU est dominée par les diatexites et les orthogneiss et paragneiss métatexitiques aux quartzites rares. Ces roches présentent une paragenèse minérale dominante grenat-sillimanite-cordiérite avec des reliques de cyanite qui attestent d'une fusion partielle HP suivie d'une rétrogression pendant la décompression. La foliation du faciès amphibolite de ces migmatites est associée à des critères de sens de cisaillement du sommet au SE considérés pour enregistrer la mise en place des nappes (Faure et al. , 1990). La frontière entre l'UGU et la LGU est marquée par des boudins d'amphibolites

éclogitiques et d'ultramafiques attribués au LAC. Les amphibolites qui font partie du LAC, donnent $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$

Les dates Ar sur amphibole à 389 ± 8 Ma interprétées comme l'âge du métamorphisme du faciès des amphibolites (Boutin et Montigny, 1993). Une zone de cisaillement mylonitique souligne le contact entre les unités migmatitiques de la LGU et les micaschistes attribués à la PAU (Faure et al. , 1990). Ce contact a d'abord été interprété comme une poussée responsable de l'enterrement de la PAU sous la LGU (Quenardel et Rolin, 1984). En revanche, la régression de la foliation dominante grenat-biotite des micaschistes associés aux critères cinématiques du sommet au nord-est a été réinterprétée comme reflétant l'exhumation de la PAU pendant une période d'extension régionale estimée à 325-312 Ma sur la base de la mise en place des leucogranites syntectoniques (Faure et al. , 1990). Il est à noter que ces micaschistes de la PAU contiennent des reliques de cyanite et de staurolite attestant un métamorphisme du faciès amphibolite MP / MT jusqu'ici non daté avant la rétrogression en faciès schiste vert.

Au nord du FMC, le socle cristallin sous le bassin parisien a été prélevé dans le forage profond de Couy jusqu'à 3500 m (Fig. 1). Les migmatites de faciès granulitiques de l'UGU sont associées à des metabasites attribués au LAC avec un protolithe cambrien-ordovicien contraint par un isochron Sm-Nd de 494 ± 17 Ma et une date de zircon U-Pb de 497 ± 13 Ma (Pagel et coll. , 1992). Ces roches présentent une foliation orientée NE-SW plongeant fortement vers le SE. La paragenèse minérale du faciès granulite donne une pression allant de 15 à 9 kbar et une température de 900 à 650 ° C. La régression dans le faciès des amphibolites est enregistrée en c. 6 kbar pour c. 600 ° C (Burg et al. , 1989a , 1989b ; Ballèvre et Balé, 1992). Les amphibolites donnent un isochron Rb-Sr de 387 ± 2 Ma interprété comme datant du métamorphisme de haute qualité.

$^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ âges sur amphibole et biotite provenant d'amphibolites et d'orthogneiss faciès granulitiques, varient respectivement de c. 385 Ma à c. 379 Ma et pointent vers un refroidissement rapide en dessous de 300 ° C avant la fin du Dévonien (Costa et Maluski, 1988). Ainsi, le relevé PTt de l'UGU échantillonné dans le forage profond de Couy est similaire à celui de l'UGU exposé dans la région d'Aigurande et ces roches sont attribuées à la même nappe qui sera désignée comme nappe nord dans la suite.

Au sud de la région d'Aigurande, la région du nord du Limousin expose un paquet de nappe légèrement différent. L'UGU est principalement constituée de paragneiss migmatitiques avec des reliques omniprésentes du métamorphisme HP exprimées sous forme d'éclogites et de nombreux boudins d'amphibolite grenat (Le Breton et al. , 1986). En dessous, la LGU exposée au cœur des antiformes de Thaurion et de Meuzac (Fig. 8 , coupe AA ') est dominée par des orthogneiss de faciès amphibolites avec quelques paragneiss. En plus des unités à haute teneur reconnues dans la région d'Aigurande, plusieurs auteurs ont identifié une unité allochtone moyenne (MAU) empilée entre l'UGU et la LGU (Girardeau et al. , 1986 ; Dubuisson et al. , 1989 ; Berger et coll. , 2010a , 2010b). L'UGU contient des metabasites au faciès d'éclogite attribués au LAC donnant des âges de zircon U-Pb indiquant une cristallisation de leur protolithe entre c. 489 et c. 475 Ma. L'événement éclogitique UHP est daté à 412 ± 10 Ma suivi d'une réinitialisation potentiellement liée à la fusion partielle et à la rétrogression dans le faciès granulitique à 382 ± 7 Ma (Berger et al. , 2010a), ce qui est également

cohérent avec la roche entière précédente Rb- Isochrons Sr de c. 385 à c. 375 Ma (Duthou, 1978 ; Duthou *et coll.*, 1994), U-Pb sur zircon à 383 ± 5 Ma (Lafon, 1986) et U-Th-Pb sur monazite entre c. 378 et c. 374 Ma (Faure *et al.*, 2008). La relation entre ce tas de nappes et celui exposé dans la région d'Aigurande n'est pas clairement identifiée mais les différences affichées par leurs histoires de refroidissement indiquent des histoires d'exhumation distinctes. Dans ce qui suit, la nappe exposée dans le nord du Limousin sera désignée nappe centrale.

Dans le sud du Limousin, le velours de nappe est déformé en une série de plis verticaux appelés synform d'Uzerche et antiforme de Tulle (Ledru *et al.*, 1989) (Fig. 8 , coupe AA '). L'UGU est dominée par des paragneiss migmatitiques au faciès granulitiques avec des boudins mafiques éclogitiques produisant des conditions métamorphiques de pointe à c. 15 kbar et c. 750 ° C (Santallier, 1981 ; Bellot et Roig, 2007). Dans une position structurelle inférieure, paragneiss et orthogneiss migmatitiques qui contiennent des boudins / enclaves d'éclogités et de péridotites à spinelle grenat avec des conditions de PT maximales à c. 15 kbar et c. 700 ° C similaires à ceux de l'UGU (Santallier, 1981 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Bellot et Roig, 2007). Ces boudins éclogitiques ont d'abord été attribués à la LGU mais pourraient faire partie de la MAU en fonction de leur position structurelle et de leur bilan PT. Structurellement sous ces roches, les paragneiss migmatitiques présentent une foliation syn-migmatitique soulignée par des leucosomes porteurs de cordiérite-sillimanite qui documentent un chemin PT rétrograde à partir de c. 9,5 kbar à c. 850 ° C à c. 6 kbar à c. 600 ° C et localement à c. 3,5 kbar à env. 550 ° C (Bellot et Roig, 2007). Ces migmatites donnent un âge U-Pb sur zircon à 382 ± 5 Ma interprété comme l'âge de fusion partielle (Lafon, 1986) et une variété de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$. Les âges sur les micas ainsi que les âges U-Th-Pb sur la monazite se propageant à partir de c. 350 Ma à c. 315 Ma qui pourraient refléter une exhumation et un refroidissement progressifs, ou une réinitialisation partielle due à la recristallisation, pendant le Carbonifère (Costa, 1992 ; Gebelin *et al.*, 2004 ; Melleton *et coll.*, 2009). Les nappes de haute qualité sont recouvertes par l'Unité Thiviers-Payzac et par l'Unité Génis (Guillot et Doubinger, 1971 ; Guillot et Lefevre, 1975 ; Santallier, 1981 ; Bellot et Roig, 2007) qui sont affectées par un gradient métamorphique barrovien prograde avec des conditions de pointe à c. 9 kbar pour c. 750 ° C au niveau structurel le plus bas. L'unité Thiviers-Payzac est intrusée par des dykes de dolérite calc-alkaline pré-tectoniques datés à 363 ± 10 Ma par K-Ar sur roche entière (Bellot et Roig, 2007). La présence de roches à haute teneur de l'UGU prises en sandwich entre des roches à plus faible teneur est interprétée comme correspondant à l'extrusion verticale de l'UGU à haute pression dans un coin orogénique affecté par le métamorphisme barrovien (Bellot et Roig, 2007), comme envisagé dans les modèles de Chemenda *et al.* (1996) or Escher et Beaumont (1997) . Selon ces données, l'UGU du sud du Limousin se caractérise par une histoire de refroidissement plus jeune que celle du nord du Limousin, qui sert à définir ce que l'on appellera la nappe sud dans la suite.

Les roches plutoniques varisques les plus anciennes identifiées dans la partie ouest du Massif central français sont du Dévonien tardif et présentent une variété de signatures pétrologiques et géochimiques. De petits plutons mis en place dans l'UGU (type ACG de Barbarin 1999), avec une composition allant du gabbro à la granodiorite et des signatures allant du calc-alkalin au tholéiitique, définissent une tendance largement linéaire appelée «ligne de tonalite limousine» (Peiffer, 1986; Cuney *et al.*, 1990, 1993). Ces roches ont d'abord donné des âges de zircon TIMS U-Pb de 379 ± 19 Ma et 355 ± 2 Ma (Bernard-Griffiths *et coll.*, 1985) et ont depuis fourni des âges plus précis de 365 ± 3 Ma et 360 ± 1 Ma par la même méthode (Pin et Paquette, 2002). En revanche, le pluton de Guéret contemporain (Turpin *et coll.*, 1990) est un granite peralumineux à cordiérite (CPG dans la nomenclature de Barbarin, 1999) daté du Dévonien tardif (Berthier *et coll.*, 1979). Il forme un c. Laccolithe de 1 km d'épaisseur recouvrant les gneiss migmatitiques à cordiérite de l'UGU (Lameyre *et al.*, 1988; Dupis *et coll.*, 1990 ; Gébelin *et coll.*, 2006). Ces roches plutoniques sont recoupées par un système de zones de cisaillement dextre orientées EW à NW-SE comprenant les zones de cisaillement de La Marche, Courtine et Pradines qui ont commencé leur activité à environ 350 Ma comme l'atteste $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$

sur biotite syntectonique en le plateau d'Aigurande (Gébelin *et al.*, 2007). Ces zones de cisaillement contrôlent la mise en place syntectonique des plutons CPG et MPG de 345 à 310 Ma (Lafon and Respaut, 1988; Lerouge and Quenardel, 1988; Alexandrov *et al.*, 2001; Gébelin *et al.*, 2007, 2009; Rolin *et coll.*, 2009, 2014), délimitées à leur toit par des zones de détachement (Faure and Pons, 1991; Gébelin *et al.*, 2007).

Les leucogranites sont interprétés comme étant générés par la fusion partielle d'une croûte moyenne métasédimentaire (Cuney *et al.*, 1990 ; Williamson *et al.*, 1996 ; Moyen *et al.*, 2017 ; Villaros *et al.*, 2018). Ceci est cohérent avec leur position structurelle par rapport à leurs roches hôtes, comme en témoigne le laccolithe de Millevaches enraciné dans des paragneiss migmatitiques à cordiérite qui ont été affectés par une fusion partielle dans des conditions de faciès d'amphibolite MP / MT (6 kbar pour 850 ° C) comme attesté par des leucosomes localisés dans des bandes de cisaillement antidérapantes (Gébelin, 2004 ; Gébelin *et coll.*, 2006 , 2009). Ce métamorphisme de haute qualité et cette fusion partielle ont été datés à 315 ± 4 Ma et 316 ± 2 Ma, coeval avec la mise en place syntectonique des leucogranites dans la zone de cisaillement de décrochement de Pradines dextre à 313 ± 4 Ma (Gébelin *et al.*, 2009). Les zones de cisaillement dextre antidérapantes sont transversales par des failles normales à grand angle et des décollements à faible angle comme les zones de cisaillement Nantiat et Bussière orientées NE-SW et la zone de cisaillement Argentat orientée NS (Fig.3) (Gébelin *et al.*, 2007 , 2009). La paroi inférieure de ces zones de détachement

représentait des sites de fortes interactions (météoriques) fluide-roche-déformation au cours de la fin du Carbonifère (Dusséaux, 2019; Dusséaux et al., 2019). L'exhumation le long de ces zones de mylonite à faible angle est contrainte d'être d'âge moyen (viséen) à carbonifère tardif (stéphanien), par thermochronologie à l'argon (Alexandrov et al., 2000; Roig et coll., 2002; Gébelin, 2004; Gébelin et coll., 2007; Rolin et coll., 2014). L'activité de ces détachements à pendage peu profond et des zones de cisaillement à décrochement, qui font partie de la faille de Sillon Houiller, a contrôlé le dépôt de sédiments houillers du Carbonifère tardif dans de petits bassins d'extension et de traction (Feybesse, 1981; Thiéry et coll., 2009). Le début des dépôts dans ces bassins pendant la Visée est confirmé par une argile réfractaire datée à 332 ± 4 Ma par U-Pb TIMS sur zircon dans le nord du Limousin (Bruguier et coll., 1998). Les dépôts sédimentaires clastiques du Permien du bassin de Brive recouvrent en discordance ces dépôts du Carbonifère tardif et marquent la fin de l'activité tectonique variscaine dans cette région.

Bien que rares, les données géophysiques disponibles pour le W-FMC fournissent certaines contraintes sur la structure crustale profonde. Les données gravimétriques indiquent que la plupart des plutons sont des laccolithes d'une épaisseur moyenne d'environ 1 km mais pouvant atteindre localement jusqu'à 3 km (Gébelin et al., 2006; Joly et al., 2008, 2009). En complément, les données sismiques permettent d'identifier le prolongement des structures de surface en profondeur (Bitri et al., 1999). Dans la croûte supérieure, la caractéristique principale est que la plupart des réflecteurs semblent correspondre à la projection du tissu de haute qualité à faible pendage dominant parallèlement aux contacts lithologico-tectoniques identifiés à la surface. Ces réflecteurs ne sont coupés et compensés que par des défauts à angle élevé et des détachements à faible angle. Par exemple, les failles à grand angle séparant le nord et le sud du Limousin et affectant les roches à haute teneur carottant l'antiforme de Meuzac, sont des réflecteurs compensateurs marquant les contacts entre l'UGU, MAU, LGU et PAU et sont enracinées dans une zone de haute réflectivité à 10 km de profondeur. De même, la zone de cisaillement d'Argentat correspond à une zone de plusieurs km d'épaisseur de réflecteurs plongeant peu profondément vers l'ouest s'enracinant dans une zone réfléchissante à environ 10 km de profondeur. En conséquence, la zone de cisaillement d'Argentat pourrait être interprétée comme la zone de rupture d'un décollement à faible angle enraciné dans la transition fragile-ductile. Ces zones à haute réflectivité recouvrent a. c. Zone de la croûte moyenne sismiquement transparente de 10 km d'épaisseur avec une densité relativement faible qui a été interprétée comme étant composée de matériau granitique (Bitri et coll., 1999). Alternativement, cette croûte moyenne, carottant des structures en forme de dôme de faible amplitude (quelques km) et de grande longueur d'onde (dizaines de km), pourrait être composée de migmatites, comme cela a été proposé pour des structures similaires détectées sous des détachements à faible angle en Armorica du Sud. Massif (Bitri et coll., 2010). Sous cette zone transparente de la croûte médiane, la croûte inférieure est typiquement marquée par sa réflectivité élevée à partir de c. 20 km jusqu'au Moho à env. 30 km de profondeur (Bitri et al., 1999). Ces caractéristiques sont utilisées pour contraindre la partie profonde des sections transversales (Fig. 8) au-delà des informations fournies par les affleurements de surface.

2.3.2 Massif central de l'Est de la France (E-FMC)

La continuité des nappes du W-FMC à l'E-FMC à travers la faille du Sillon Houiller n'est pas facilement établie. Néanmoins, comme pour le W-FMC, le relevé PTt des roches à haute teneur du E-FMC indique la mise en place diachrone de plusieurs nappes distinctes.

Dans la partie nord de l'E-FMC, la position de l'arrière-arc du Dévonien tardif de la Brévenne, au sud de l'arc du Morvan représenté par l'unité de la Somme du Dévonien tardif, a été utilisée pour déduire une subduction vers le sud de l'océan Rhéique le long d'un marge active continentale (Faure et al., 1997, 2008). Des affleurements clairsemés d'éclogites rétrogradés, de péridotites serpentinisées et d'amphibolites affectés par le métamorphisme HP sont caractéristiques de l'UGU (Gardien et coll., 1988; Godard, 1990). Le moment de l'exhumation de ces roches à haute teneur et leurs relations structurelles avec les séquences volcano-sédimentaires du Dévonien sont mal définis. Cependant, il a été proposé qu'ils étaient déjà exhumés avant le Dévonien moyen au moment de la formation de l'arc du Morvan et de l'arc arrière de la Brévenne (Faure et al., 1997, 2008). Dans ce cas, l'UGU exposé dans la région du Morvan pourrait correspondre à la nappe nord décrite dans le W-FMC. En raison de ces incertitudes, cette partie du Massif central français n'est pas représentée sur les coupes transversales de la figure 8.

Dans la région de la Sioule (Fig. 8, coupe BB'), le socle variscain présente une foliation composite dominante à faible pendage déformée en un large antiforme carotté par des plutons granitiques et présentant un gradient métamorphique inversé (Faure et coll., 1993, 2002). Le sommet du tas de nappes est constitué de diatexites à cordiérite et d'orthogneiss et paragneiss migmatitiques qui ont enregistré une décompression isotherme de 12-13 kbar à 2-3 kbar à 650-700 °C. Les deux lithologies présentent une foliation composite portant une linéation de tendance NE-SW (Audren et al., 1987; Schulz et al., 2001; Schulz, 2009). Boudins de serpentinite et reliques granulitiques permettent d'attribuer ces roches à l'UGU (Ravier et Chenevoy, 1979). La monazite métamorphique avec un âge EPMA U-Th-Pb à 416 ± 15 Ma est attribuée au métamorphisme HP (Do Couto et al., 2016) mais la rétrogression sous le faciès des amphibolites n'a pas été datée. Le contact avec les micaschistes sous-jacents de qualité inférieure attribués à la PAU a d'abord été interprété comme une poussée (Burg et Matte, 1978; Ledru et al., 1989) mais a ensuite été attribué à un détachement

extensionnel reflétant l'exhumation de la PAU pendant Visean extension régionale datée à 337–336 Ma par Ar thermochronologie sur mica et amphibole des granites syntectoniques (Faure *et al.* , 1993 , 2002). Malgré des incertitudes sur le moment de l'exhumation des UGU dans les régions du Morvan et de la Sioule, nous proposons de considérer qu'elles font partie de la même nappe nord exhumée, au moins en partie, au Dévonien tardif comme précédemment proposé par Faure *et al.* (Faure *et al.* , 1997 , 2008). La limite sud de la nappe à haute teneur Sioule-Morvan est marquée par un couloir de décrochement dextre (zone de cisaillement de l'Hermitage) traversant les régions du Forez et de la Brévenne et localisant la mise en place de plutons MPG syn-tectoniques datés de 332 ± 2 à 326 ± 2 Ma (U-Pb sur zircon, Laurent *et al.* , 2017). Ces roches métamorphiques et plutoniques de haute qualité sont coiffées par des volcanites, des volcanoclastiques et des granophyres viséens non déformés représentés par la série «tufs anthracifères» datée à 336 ± 5 Ma par un isochron Rb-Sr (Carrat et Zimmermann, 1984 ; Sider et Ohnenstetter, 1986 ; Delfour *et coll.* , 1989 ; Leloix *et coll.* , 1999 ; Faure *et coll.* , 2002). Un âge similaire de 332 ± 2 Ma a été obtenu par U-Pb TIMS sur zircon à partir d'une rhyolite échantillonnée dans le bassin de Decazeville (Bruguière *et al.* , 1998). Ces roches volcaniques viséennes sont localement associées à des dépôts marins, ce qui a été utilisé pour suggérer que les roches à haute teneur du tas de nappes ont été exhumées mais sont restées en dessous du niveau de la mer à ce moment (Franke, 2014).

Au sud de la zone de cisaillement de l'Hermitage, plusieurs fragments de l'UGU, composés de paragneiss et orthogneiss migmatitiques allant des métatexites aux diatexites, sont exposés dans les régions des Combrailles, Cézallier, Artense, Livradois, Truyère, Haut-Allier, Lyonnais et Vivarais (Feybesse *et al.* , 1988 ; Lardeaux et Dufour, 1987 ; Gardien, 1993 ; Gardien et Lardeaux, 1991 ; Mercier *et al.* , 1991a , 1991b ; Gardien *et al.* , 2011) (Fig.8, sections BB', CC', DD'). Nous proposons ici que ces unités litho-tectoniques font partie de la nappe centrale. Les gneiss migmatitiques de l'UGU donnent des isochrons Rb-Sr de roche entière allant de 385 à 375 Ma dans le Lyonnais (Duthou *et al.* , 1981 , 1994) et un âge monazite de 360 ± 4 Ma par U-Th-Pb EMPA dans le Livradois (Gardien *et al.* , 2011 ; Vanderhaeghe *et coll.* , 2013). Ces âges sont provisoirement interprétés pour enregistrer la transition d'un stade précoce du faciès de granulite HP (au moins 10 kbar pour environ 800 ° C) suivi d'une décompression à 6 kbar. Dans la zone racinaire nord de cette nappe, exposée dans le Lyonnais et le Livradois, la foliation régionale orientée NE-SW des migmatites UGU est en forte inclinaison vers le nord (Lardeaux et Dufour, 1987 ; Feybesse *et al.* , 1988 ; Gardien *et al.* , 1990 , 2011) (Fig.8 , sections CC', DD'). Au nord du Livradois, ces migmatites présentent un tissu pénétrant C / S cohérent avec un sens de cisaillement du haut au sud (Koné, 1985 ; Gardien *et coll.* , 2011 ; Vanderhaeghe *et coll.* , 2013). Au nord du Lyonnais, la fin des séries volcaniques sédimentaires dévoniennes de l'unité Brévenne sont caractérisées par des plis verticaux avec un NNE-SSW tendance axiale plane schistosité sous faciès métamorphique verts (Fig. 8 section DD'). Le contact entre l'Unité Brévenne et l'UGU du Lyonnais est marqué par la transposition des structures précédentes en zone de cisaillement à faible pendage à tendance NE-SW (Feybesse *et al.* , 1988), également délimitée par un granite syntectonique affichant un tissu C / S compatible avec un sens de cisaillement du haut vers le nord-ouest (Feybesse *et al.* , 1988 ; Leloix *et coll.* , 1999). La déformation de ce granite est datée à 339–337 Ma par $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur muscovite recristallisée (Faure *et al.* , 2002), ce qui est cohérent avec les isochrons de roche entière Rb-Sr obtenus par Gay *et coll.* (1981) sur le granit syntectonique et par Vialette (1973) sur les hypovolcaniques génétiquement liés (Leloix *et al.* , 1999 ; Faure *et al.* , 2002), donnant des âges à 339 ± 8 et 336 ± 5 Ma respectivement. Ces données suggèrent qu'au moins une partie de l'exhumation de l'UGU dans cette région a eu lieu au début du Carbonifère et a été associée au cisaillement du sommet au nord-ouest. Dans le Livradois (Fig.8 , coupe CC'), la partie sud de la nappe migmatitique UGU est coupée par des zones de cisaillement transcurrent dextre inverse et des plutons syntectoniques de granodiorite peralumineuse et de leucogranite (CPG et MPG) datés par TIMS U-Pb zircon à 315 ± 4 et 311 ± 18 Ma, respectivement (Solgadi *et al.* , 2007 ; Gardien *et coll.* , 2011 ; Vanderhaeghe *et coll.* , 2013), qui prévoit un âge maximum pour l'exhumation de ces roches. Les données géochronologiques obtenues sur les migmatites HP de l'UGU dans le Lyonnais et le Livradois sont significativement plus récentes que celles obtenues dans la région de la Sioule et nous proposons d'attribuer ces roches à la nappe centrale.

Dans la région du Haut-Allier (Fig.8 , coupe CC'), la foliation de l'UGU s'aplatit vers le sud et délimite un dôme carotté par des migmatites attribuées à la LGU (Burg et Matte, 1978 ; Gardien *et al.* , 2011). Dans les régions d'Artense, Truyère et Marvejols, les paragneiss de faciès amphibolites attribués à l'UGL et les micaschistes faciès schistes verts attribués à l'UPA définissent un gradient métamorphique inversé par rapport à l'UGU sus-jacente (Ledru *et al.* , 1989 ; Mercier *et al.* , 1991a). Les amphibolites de l'UGU contiennent de fines couches tonalitiques à trondhjémites interprétées pour refléter la fusion partielle à haute pression (Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Pin et Lancelot, 1982). Ce métamorphisme haute pression a été daté par des analyses TIMS U-Pb zircon à $432 \pm 20 / - 10$ Ma dans le Haut Allier (Ducrot *et al.* , 1983), 415 ± 6 Ma à Marvejols (Pin et Lancelot, 1982) et à 413 ± 23 et 408 ± 7 par Pb-Pb sur zircon et un isochron de roche entière et grenat Sm-Nd respectivement dans le Rouergue (Paquette *et al.* , 1995). Le métamorphisme rétrograde du faciès des amphibolites est enregistré par des intersections inférieures définies par des données discordantes sur le zircon U-Pb à 345–340 Ma obtenues sur paragneiss et amphibolites (Pin et Lancelot, 1982). Le contact UGU-LGU est pénétré par le pluton composite laccolitique Margeride (Couturié *et al.* , 1979 ; Couturié and Caen-Vachette, 1980 ; Talbot *et coll.* , 2005). La principale monzogranite porphyrique donne des dates de zircon U-Pb de 334 ± 9 Ma (Respaud, 1984) et de 313 ± 2 Ma (Laurent *et al.* , 2017) et un U-Pb sur monazite de 314 ± 3

Ma (Pin, 1979). Le faciès leucogranitique coupant le monzogranite est daté par diverses méthodes de 311 à 298 (Couturié et Caen-Vachette, 1980; Lafon et Respaut, 1988; Monié *et coll.*, 2000; Laurent *et coll.*, 2017). Dans le Vivarais (Fig. 8, coupe DD'), plusieurs klippes d'UGU constitués de migmatites dont des enclaves d'amphibolites trop paragneiss et orthogneiss de la LGU, délimitant un gradient métamorphique inversé (Gardien, 1993). Les roches de l'UGU ont enregistré des conditions métamorphiques éclogitiques HT à HP granulitiques jusqu'à 15 kbar à c. 800 °C, suivi d'une rétrogression à 5 kbar à c. 550 °C (Gardien, 1993). Les gneiss migmatitiques HP et les amphibolites de l'UGU contiennent du zircon à rebords métamorphiques datés par U-Pb à 351,5 ± 3,0 Ma et 343,5 ± 2,6 Ma, respectivement et interprétés comme représentant la rétrogression de l'éclogite dans le faciès des amphibolites après l'accrétion tectonique lors d'une collision continentale (Chelle-Michou *et al.*, 2017). Les paragneiss sous-jacents présentent un métamorphisme du faciès de granulite à basse pression associé à une fusion partielle généralisée datée à env. 308 Ma (Chelle-Michou *et al.*, 2017). Ces zones du Vivarais, Marvejols et Rouergue, à gradient métamorphique inversé pourraient correspondre à la pointe sud de la nappe centrale de l'UGU.

Au sud du Rouergue, les éclogites de Najac ont enregistré une pression de 15 à 20 kbar et une température de 560 à 630 °C (Lotout *et al.*, 2018). Le métamorphisme au faciès éclogite est daté par U-Pb sur zircon à 385,5 ± 2,3 Ma, par Lu-Hf sur carottes de grenat à 382,8 ± 1,0 Ma, et par un isochron Sm-Nd amphibole-grenat-roche entière de 376,7 ± 3,3 Ma. Exhumation ultérieure et refroidissement en dessous c. 500 °C sont contraints par un âge de l'apatite U-Pb à 369 ± 13 Ma. La température maximale atteinte par ces éclogites est nettement inférieure à celles enregistrées par les éclogites enfermés dans les migmatites de faciès granulitiques de l'UGU. De plus, les données géochronologiques disponibles pour les éclogites de Najac indiquent un enfouissement contemporain avec la nappe centrale UGU exposée dans le Haut-Allier, Marvejols et Rouergue, mais aussi pour une exhumation beaucoup plus ancienne. Ces données suggèrent que les éclogites de Najac font partie d'une nappe équivalente à la MAU, qui a une histoire PTt différente de celle de l'UGU.

Les dômes de migmatite du Velay et de la Montagne Noire correspondent au niveau structural exposé le plus bas du E-FMC (Fig. 4 et 8 section CC', DD'). Ces migmatites sont issues de la fusion partielle de paragneiss et d'orthogneiss dans des conditions MP à LP au bas des nappes de c. 320 à c. 300 Ma (Montel *et al.*, 1992; Williamson *et al.*, 1996; Downes *et al.*, 1997; Barbey *et al.*, 1999, 2015; Ledru *et al.*, 2001; Villaros *et al.*, 2018) et contiennent des enclaves démembrées de vaugnérites (Michon, 1987; Sabatier, 1991; Ledru *et al.*, 2001; Couzinié *et al.*, 2014). Le dôme Velay de premier ordre de 100 km de large est délimité par la foliation des paragneiss et orthogneiss environnants (Lagarde *et coll.*, 1994). La foliation symigmatitique définit des sous-domaines d'un diamètre moyen de 10 à 20 km et caractérisés par une distribution radiale de la linéation minérale HT (Ledru *et al.*, 2001). En conséquence, le dôme Velay est une structure à l'échelle de la croûte interprétée pour représenter la partie médiane exhumée de la croûte orogénique. La limite ouest du dôme est subverticale et sa partie sud est renversée vers le sud (Burg et Vanderhaeghe, 1993; Vanderhaeghe *et al.*, 1999; Ledru *et al.*, 2001). Le long du côté est du dôme, dans la région du Vivarais, la foliation symigmatitique est peu profonde et de petits klippons des migmatites HP appartenant à la nappe centrale de l'UGU, comme décrit ci-dessus, sont exposés au-dessus de LGU gradant en migmatites MP à LP (Gay *et coll.*, 1982; Gardien, 1993; Gardien et Lardeaux, 1991; Chelle-Michou *et coll.*, 2017). La superposition des migmatites HP attribuées à l'UGU au-dessus de la LGU est déduite pour représenter un gradient métamorphique inversé préservé à partir du moment de la mise en place de la nappe. À son tour, la transition vers le bas du métamorphisme du faciès des amphibolites moyen documenté dans la LGU juste sous l'UGU aux migmatites MP et LP du dôme du Velay correspond à un gradient métamorphique normal marqué par une augmentation importante de la température avec la profondeur.

La partie nord du dôme du Velay est délimitée par le détachement mylonitique à faible angle du Pilat intersecté par des failles normales cataclastiques à grand angle (Malavieille *et al.*, 1990; Gardien *et al.*, 1997). Le granite hétérogène (*c'est-à-dire les diatexites*) au cœur du dôme montre un amas relativement serré d'âges U-Pb sur zircon et monazite, compris entre 307 ± 2 et 301 ± 5 Ma (Mougeot *et al.*, 1997; Couzinié *et al.*, 2014; Chelle-Michou *et al.*, 2017; Laurent *et al.*, 2017). Les grains et les jantes de zircon magmatiques d'âge variant de 340 à 300 Ma (Chelle-Michou *et al.*, 2017; Laurent *et al.*, 2017) indiquent une longue histoire de croissance et / ou de dissolution-reprécipitation du zircon dans ces diatexites. Au nord du Velay, le granite syntectonique du Gouffre d'Enfer, mis en place dans le détachement du Pilat, a donné un âge Rb-Sr de roche entière imprécis de 322 ± 26 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1984; Vitel, 1988). Au sud du dôme du Velay, un isochron Rb-Sr de 302 ± 4 Ma a été obtenu pour le granite syntectonique de Rocles (Caen-Vachette *et al.*, 1981) mis en place dans un détachement qui a été renversé par la suite (Burg et Vanderhaeghe, 1993; Vanderhaeghe *et al.*, 1999; Bouilhol *et coll.*, 2006). Des âges U-Th-Pb par EMPA sur monazite de 324 ± 4 Ma et 325 ± 5 Ma ont également été obtenus pour le granite de Rocles (Bé Mézémé, 2005; Bé Mézémé *et al.*, 2006), qui se chevauchent avec un âge LA-ICPMS en zircon U-Pb plus fiable de 320,3 ± 3,8 Ma (Couzinié, 2017). Cela suggère que si le granite de Rocles a été mis en place à c. 320 Ma, le système Rb-Sr a probablement été réinitialisé à 302 Ma. Les migmatites et le granite hétérogène du noyau du dôme sont intrusés par de petits plutons et des dykes de CPG / MPG avec des contacts pointus désignés comme migmatitiques tardifs (Montel et Abdelghaffar, 1993) daté par U-Th-Pb sur monazite (LA-ICPMS) de 307 ± 2 à 297 ± 4 Ma (Didier *et coll.*, 2013). Ils sont caractérisés par une signature alumineuse et potassique et sont riches en enclaves arrondies de métapelites et de microdiorite suggérant une source métapelitique associée à une contribution d'un

magma généré par la fusion partielle d'un manteau enrichi ([Villaros et al. , 2018](#)). Des microgranites avec des signatures chimiques similaires ont donné des âges U-Th-Pb EMPA identiques sur monazite à environ 300 Ma (306 ± 12 , 291 ± 9 Ma) mais aussi à environ 255 Ma (257 ± 8 et 252 ± 11 Ma), ce qui indique à une cristallisation permienne ou à une perturbation hydrothermale à ce moment ([Montel et coll. , 2002](#)). Des failles normales à grand angle, enracinées dans les détachements à faible angle, délimitent les bassins d'extension du Carbonifère tardif de Saint-Étienne, Jaujac et Alès, remplis de sédiments détritiques grossiers comprenant des clastes de migmatites et de granites intercalés avec des dépôts volcaniques (tufs rhyolitiques de chute de cendres et lapilli d'accrétion) et les sédiments houillers ([Becq-Giraudon et al. , 1996](#)).

La Montagne Noire se caractérise par une structure en dôme avec un noyau de gneiss migmatitiques et un manteau de roches métasédimentaires à faible teneur ([Gèze, 1949](#) ; [Arthaud et al. , 1966](#) ; [Ellenberger, 1967](#) ; [Engel et al. , 1978, 1981](#) ; [Demange, 1980](#) ; [Demange et Jamet, 1985](#)). Les migmatites et les orthogneiss dans le noyau du dôme présentent un ellipsoïde de déformation finie prolate indiquant une constriction avec un grand axe subhorizontal parallèle à l'axe du dôme de forme elliptique ([Echtler et Malavieille, 1990](#) ; [Matte et coll. , 1998](#) ; [Rabin et coll. , 2015](#)). Les migmatites creusant le dôme du Caroux dans la Montagne Noire ont enregistré des conditions de PT de 6 kbar et 720°C ([Rabin et al. , 2015](#)) et elles sont juxtaposées à des micaschistes LP / HT de bas grade ([Thompson et Bard, 1982](#) ; [Demange et Jamet, 1985](#)). Le zircon magmatique des migmatites donne des âges U-Pb s'étalant à partir de c. 330 à c. 300 Ma ([Franke et al. , 2011](#) ; [Faure et al. , 2014](#) ; [Roger et al. , 2015](#)). Les migmatites contiennent des enclaves mafiques qui ont conservé des vestiges du métamorphisme du faciès des éclogites ([Demange, 1980](#) ; [Faure et al. , 2014](#)). Les grains de zircon des roches du faciès de l'éclogite donnent deux pics d'âge, un à c. 360 Ma et l'autre à c. 315 Ma, avec quelques âges discordants indiquant un héritage paléozoïque précoce ([Faure et al. , 2014](#) ; [Whitney et coll. , 2015](#)). [Faure et coll. \(2014\)](#) attribuent l'âge de 360 Ma au métamorphisme du faciès des éclogites alors que [Whitney et al. \(2015\)](#) , sur la base des signatures REE des différentes zones de zircon, soutiennent que le faciès de l'éclogite est enregistré à l'âge de 315 Ma. Le granite syntectonique de Montalet mis en place le long du versant nord de la Montagne Noire donne un âge U-Pb sur zircon de 294 Ma ([Poilvet et coll. , 2011](#)). Ce granite syntectonique est juxtaposé au bassin de Graissessac du Carbonifère tardif le long d'un détachement mylonitique à cataclastique ([Van Den Driessche et Brun, 1992](#)). De nombreux modèles différents ont été proposés pour la Montagne Noire, la structure du dôme ayant été interprétée comme (i) un anticlinal développé par raccourcissement horizontal ([Matte et al. , 1998](#)) ([Fig.7](#)), (ii) une couche ductile exhumée dans un bassin extractible ([Nicolas et al. , 1977](#) ; [Rey et al. , 2011](#) ; [Whitney et al. , 2015](#)), (iii) a diapir ([Charles et al. , 2009](#)), (iv) an eroded antiformal stack ([Malavieille, 2010](#)) ou (v) un complexe de noyau métamorphique formé à la suite de l'effondrement gravitationnel de la ceinture variscaine lors de la convergence ([Echtler, 1990](#) ; [Echtler et Malavieille, 1990](#) ; [Aerden, 1998](#) ; [Aerden et Malavieille, 1999](#)) ou lors de l'extension régionale ([Van Den Driessche et Brun, 1992](#)).

3 Reconstructions tectoniques-géodynamiques antérieures et questions débattues

Dans cette section, nous présentons les différentes reconstructions tectoniques-géodynamiques qui ont été proposées à l'échelle de la ceinture variscaine avec un focus sur le Massif Central français, dans le but d'identifier des caractéristiques robustes mais aussi de pointer les écarts et les lacunes.

3.1 Modèle orogène monocyclique doublement vergent

Les premières reconstructions géodynamiques à l'échelle de l'Europe occidentale ont fait appel à un système de subduction à double plongée basé sur la présence des deux principales zones de suture décrites ci-dessus, à savoir la suture rhéique et la suture médio-européenne, et la vergence opposée des structures au nord et au sud. côtés de la ceinture orogénique ([Matte, 1986 , 1991 , 2001](#)) ([Fig. 2A](#)). Selon la dernière version de ce modèle, la subduction silurienne des bassins océaniques ordoviciens le long de la branche sud de la ceinture variscaine a été suivie de la subduction continentale dévonienne et de la collision carbonifère entre Laurussia et Gondwana ([Matte, 2001](#)). Ce modèle, reposant principalement sur une synthèse de données structurales, métamorphiques et sédimentaires, fournit un cadre tectonique-géodynamique de premier ordre pour la ceinture de Variscan. En revanche, d'autres modèles géodynamiques supposant que l'Armorique reste attachée à la marge nord du Gondwana n'incluent pas la fermeture d'un océan médio-européen (*par exemple* [Nance et al. , 2010](#)) et ne tiennent donc pas compte de la présence d'assemblages ophiolitiques au sud. d'Armorique. Pourtant, les reconstructions proposées par [Matte \(1986 , 1991 , 2001\)](#) échappent à certaines caractéristiques clés dont (i) la présence d'un arc du Dévonien tardif et d'une association d'arrière-arc dans les Vosges ([Skrzypek et al. , 2012](#)) et le Massif Central Est (Unités de la Somme et de la Brévenne, voir ci-dessus); (ii) les mécanismes d'exhumation des éclogites et migmatites, et surtout (iii) la fusion partielle syn-orogénique et le magmatisme qui sont notablement absents des coupes transversales malgré la vaste surface exposée représentée par les migmatites et les granites. Notons également que dans le scénario proposé par [Matte \(1986 , 1991 , 2001\)](#) , les roches HP de l'UGU sont issues de la marge sud de l'Armorique, *c'est -à- dire* du plateau supérieur par rapport à la subduction silurien-dévonien. En conséquence, de leur position, on ne sait pas comment ces roches auraient pu être enterrées au faciès granulitique puis exhumées à la surface.

3.2 Modèle orogénique polycyclique

Faure *et coll.* (1997) ont affiné le modèle géodynamique élaboré par Matte (1986, 1991, 2001) afin de tenir compte de l'arc magmatique du Dévonien tardif et de l'arc arrière déduisant une subduction vers le sud de l'océan rhénique en fonction de la position relative de l'unité de la Somme pour au nord de l'Unité Brévenne (Fig. 3). Ces auteurs proposent un modèle polycyclique de l'évolution tectonique de la ceinture variscaine en Europe de l'Ouest avec deux phases orogéniques distinctes (Fig.2B). La première phase orogénique est associée à une subduction océanique vers le nord au cours du Silurien et du Dévonien conduisant à la fermeture de l'océan médio-européen suivie d'une subduction continentale au cours du Dévonien précoce et de l'exhumation de l'UGU avant le Dévonien tardif. Ce modèle fournit une explication du métamorphisme à haute pression, qui est attribué à l'enfouissement de roches de la marge du Gondwana qui ont d'abord été traînées avec la plaque descendante puis découplées de celle-ci permettant leur exhumation. Il est à noter que les roches mafiques et ultramafiques du LAC sont décrites par Faure *et al.* (2008) dans le cadre de l'UGU mais ne sont pas considérées comme représentant un ophiolite, ce qui est en contradiction avec les interprétations de la plupart des auteurs. Par exemple, pour expliquer l'association intime des roches HP mafiques et felsiques, Lardeaux (2014) propose que l'UGU et le LAC représentent la marge continentale autrefois amincie du Gondwana (Fig. 2B). Indépendamment de ces différences, tous ces auteurs invoquent une seconde phase orogénique associée à la subduction vers le sud de l'océan rhénique au cours du Dévonien tardif sous une plaque supérieure, constituée de la nappe HP UGU exhumée. Ce dernier subit une extension comme l'atteste le bassin du rift d'arrière-arc du Dévonien tardif de la Brévenne (Fig.2B). Dans ce modèle, la fusion partielle de la UGU est attribuée à la régression du fait de la décompression pendant exhumation syn-orogénique alors que la fusion partielle de l'UGL underthrusté est interprétée comme étant causée par l'enfouissement sous le UGU (Fig. 2B). À l'échelle lithosphérique, une anomalie à haute vitesse sous le bassin parisien détectée dans les modèles tomographiques est proposée pour représenter un vestige de cette dalle subductrice vers le sud (Averbuch et Piromallo, 2012). En alternative, Lardeaux *et al.* (2001) ont préconisé que le bassin d'arrière-arc du Dévonien tardif de la Brévenne ait été ouvert au-dessus d'une dalle de subduction vers le nord (correspondant à l'ancien océan européen méditerranéen) au moment de l'exhumation de l'UGU et a été fermé à la suite d'une collision entre l'Armorique et le Gondwana. Malgré des différences de polarité de subduction, tous ces auteurs attribuent la déformation carbonifère, le métamorphisme et le magmatisme dans le Massif central français à un épaissement crustal dû à une collision continentale post Dévonienne suivie d'une délamination de la racine lithosphérique sous la ceinture orogénique (Lardeaux *et al.*, 2001 ; Faure *et al.*, 2002; Lardeaux, 2014 ; Lardeaux *et coll.*, 2014). Ce modèle considère implicitement que l'UGU représente une seule nappe exhumée et mise en place au-dessus de la LGU avant l'ouverture du bassin d'arrière-arc du Dévonien tardif Brévenne.

3.3 Collision versus extension syn-orogénique au cours du Carbonifère

Le contexte tectonique-géodynamique conduisant à l'évolution de la construction de la ceinture variscaine a également été activement débattu pour la période carbonifère. Le Carbonifère moyen à tardif est marqué par (i) des zones de cisaillement par décrochement à l'échelle régionale et une linéation d'étirement orientée NW-SE parallèlement à la ceinture dans tout le Massif central français (Arthaud et Matte, 1975 ;Mollier et Bouchez, 1982 ; Lardeaux et Dufour, 1987 ; Gébelin *et coll.*, 2007, 2009); (ii) l'exhumation de roches métamorphiques et la mise en place de plutons syntectoniques sous des détachements à faible angle (Faure et Pons, 1991 ;Roig et Faure, 2000); et (iii) des ceintures de pliage et de poussée dans l'avant-pays de la ceinture variscaine comme illustré dans les Ardennes (Sintubin *et coll.*, 2009) et dans la Montagne Noire (Ehtler, 1990). Ces caractéristiques ont été interprétées comme reflétant soit une fuite latérale de blocs crustaux lors de la construction progressive de la ceinture orogénique après une collision continentale (Arthaud et Matte, 1975 ; Matte, 1986;Burg *et al.*, 1987; Lardeaux and Dufour, 1987; Gébelin *et al.*, 2007), syn-orogenic extension of the thickened orogenic crust (Burg *et al.*, 1993; Faure, 1995), or syn-convergent extension (Gébelin *et al.*, 2009).

Pour la période Carbonifère-Permien tardif, l'effondrement gravitationnel de la ceinture variscaine a été reconnu par le développement d'un système de rift superposé à la croûte épaissie (Ménard et Molnar, 1988) et par l'identification de décollements à faible angle dans le Massif central français (Malavieille *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1993; Faure, 1995 ; Gardien *et al.*, 1997 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999 ; Bouilhol *et al.*, 2006). Pour la même période du Carbonifère tardif, le modèle tectonique-géodynamique dominant pour les Pyrénées voisines, au sud du FMC, favorise un contexte de transpression (Gleizes *et al.*, 1997; Laumonier *et al.*, 2010; Denèle *et al.*, 2014; Cochelin *et coll.*, 2017) bien que des modèles invoquant l'extension régionale aient également été proposés (Wickham *et al.*, 1987; Gibson, 1991). D'autre part, une synthèse à l'échelle de l'Europe occidentale révèle que les archives sédimentaires du Dévonien tardif au début et du milieu du Carbonifère (Viséan), préservées localement dans la zone interne et dans l'avant-pays de la ceinture variscaine, sont dominées par les carbonates de plate-forme et gisements pélagiques, qui n'est pas en faveur de la présence d'un plateau orogénique surélevé de type tibétain pour cette période et questionne la pertinence du concept d'effondrement orogénique appliqué à la ceinture variscaine (Franke, 2014). Néanmoins, ces gisements de carbonates viséens n'ont pas été identifiés dans la partie intermédiaire du Massif Central français, entre la région de la Brévenne et la Montagne Noire. La quasi-absence de dépôts du Dévonien tardif au Carbonifère moyen dans le W-FMC contraste avec leur abondance dans l'E-FMC et suggère

soit qu'il était à une altitude plus élevée à ce moment, soit que ces dépôts ont été érodés. Enfin, comme l'ont souligné [Franke et al. \(2011\)](#), il est à noter que les dépôts d'avant-pays sont sous-jacents dans la Montagne Noire et dans les Pyrénées par des roches affectées par le métamorphisme HT / LP et la déformation au cours de l'orogénèse variscaine, qui ne sont pas des caractéristiques typiques des zones externes des ceintures orogéniques.

3.4 Impact de la fusion partielle et du magmatisme sur la tectonique variscaine?

Malgré la prédominance des roches plutoniques et migmatitiques dans le Massif central français, et plus généralement dans la ceinture [variscaine \(Zwart, 1967\)](#), les premiers modèles tectoniques éludaient en partie les relations entre métamorphisme HT, magmatisme et évolution orogénique ([Matte, 1986, 1991](#)). Au cours des années 1980, les progrès de la pétrologie expérimentale et de la modélisation thermodynamique ([Wyllie, 1977](#); [Vielzeuf et Holloway, 1988](#); [Spear et Cheney, 1989](#); [Gardien et coll., 1995](#)) a permis d'identifier les conditions PT de fusion partielle au cours de l'évolution orogénique et de discuter de leur signification tectonique-géodynamique ([England et Thompson, 1984](#); [Thompson et Connolly, 1995](#)). Dans le Massif central français, une fusion partielle a été identifiée dans tout le tas de nappes à haute teneur et est associée au métamorphisme HP, MP et LP. Des migmatites de granulite haute pression à faciès amphibolites datées du Dévonien précoce au Dévonien moyen sont interprétées comme enregistrant soit une fusion partielle lors de l'exhumation de l'UGU ([Faure et al., 1997, 2008](#)), soit l'accrétion d'arc magmatique ([Lardeaux, 2014](#)). Les migmatites à pression intermédiaire généralement associées au métamorphisme barrovien avec des âges s'étalant du Dévonien moyen au Carbonifère moyen (d'environ 370 à environ 310 Ma) sont interprétées comme reflétant une collision continentale marquée par la mise en place de nappes ([Montel et al., 1992](#); [Ledru et coll., 1994](#); [Faure et coll., 2008](#); [Barbey et coll., 2015](#)) et / ou un apport de chaleur du manteau dû à une remontée d'asthénosphère suite à une délamination lithosphérique ([Faure et al., 2002, 2009a](#)). Le dernier événement de fusion partielle est caractérisé par des migmatites et des granites à basse pression exposés dans de grands dômes est attribué à une augmentation de température causée par la mise en place de magmas dérivés du manteau (vaugnerites) lors de l'effondrement orogénique tardif ([Montel et al., 1992](#); [Ledru et al., 1994](#); [Barbey et coll., 2015](#)). Chacun de ces types de migmatite est donc principalement considéré comme enregistrant des événements discrets et de courte durée de fusion partielle associés au métamorphisme prograde. Ceci est en conflit avec le fait que la solubilité des minéraux accessoires dans les liquides silicatés pendant la fusion et la cristallisation est positivement corrélée avec la température ([Harrison et Watson, 1983](#); [Watson et Harrison, 1983](#); [Boehnke et coll., 2013](#)). De manière cohérente, la modélisation thermodynamique montre que le zircon et la monazite, les géochronomètres les plus courants dans les migmatites, se cristallisent préférentiellement pendant le trajet rétrograde (refroidissement) et ne conservent que rarement un enregistrement du trajet prograde ([Kelsey et al., 2008](#); [Yakymchuk et Brown, 2014](#)).

Les écarts entre les modèles tectoniques et géodynamiques proposés pour différentes parties de la ceinture variscaine d'Europe occidentale illustrent la difficulté de suivre la continuité des terranes et des sutures. Ils indiquent potentiellement une structure non cylindrique marquée par des terranes continentaux discontinus en forme de ruban séparés par des bassins océaniques immatures. De plus, ces écarts reflètent des différences dans l'interprétation des données géologiques en termes de métamorphisme, de magmatisme et de déformation. Jusqu'à présent, les modèles existants n'ont pas réussi à intégrer l'impact de la fusion partielle et de la génération de roches magmatiques sur l'évolution orogénique. Nous fournissons ici un nouveau modèle synthétique pour l'évolution géodynamique-tectonique de la ceinture variscaine intégrant la plupart des données existantes résumées dans les paragraphes précédents.

4 Nouveau modèle pour l'évolution géodynamico-tectonique de la ceinture variscaine d'Europe occidentale

4.1 Configuration pré-variscaine: la marge hyper-étendue du Gondwana Nord

Comme présenté dans la [section 2.1](#), la position relative des cratons, le nombre et la taille des terranes continentaux et des bassins océaniques, et la polarité des subductions sont tous activement débattus en raison des divergences entre les données paléomagnétiques et paléobiostatigraphiques et des incertitudes dans les reconstructions tectoniques. Les assemblages ophiolitiques avec différents protolithes et âges de pointe ainsi que des pics de températures contrastés identifiés dans le Massif central français, dans le Massif armoricain et dans les Vosges ([Hanmer, 1977](#); [Bernard-Griffiths et Cornichet, 1985](#); [Girardeau et al., 1986](#); [Santallier et al., 1988](#); [Burg et al., 1989a, 1989b](#); [Dubuisson et al., 1989](#); [Mercier et al., 1991a](#); [Bosse et al., 2000](#); [Lardeaux et al., 2001](#); [Ballèvre et al., 2009](#); [Berger et al., 2010a](#); [Skrzypek et al., 2012](#); [Lotout et al., 2018](#)), pourraient représenter différentes sutures qui auraient pu correspondre à d'anciens rift et / ou bassins océaniques séparant d'anciens blocs crustaux. Ce schéma est cohérent avec le bilan pré-variscain des micaschistes, paragneiss et orthogneiss formant l'UGU, MAU, LGU et leur parent para-autochtone exposé dans le Massif Central français et les Pyrénées ([Fig.5, Tabs.1 - 3](#)). À savoir, les sédiments édiacariens intrusés par les plutons granitiques cambriens représentent un socle cadomien pour les épaisses séquences sédimentaires détritiques de l'âge paléozoïque inférieur déposées lors de la dislocation post-panafricaine du continent du Gondwana ([Duthou et al., 1981, 1984](#); [R'Kha Chaham et coll., 1990](#); [Alexandrov et coll., 2001](#);

[Chelle-Michou et coll. , 2017](#) ; [Couzinié et al. , 2017 , 2019](#)). D'autres orthogneiss à contacts intrusifs (réseaux de digues, métamorphisme de contact) d'âge ordovicien, représentent d'anciens laccolithes mis en place lors de l'extension le long de la marge nord du continent Gondwana ([Lasnier, 1968](#) ;[Bernard-Griffiths, 1975](#); [Bernard-Griffiths et al., 1977](#); [Duthou et al., 1981, 1984](#); [R'Kha Chaham et al., 1990](#); [Pin et Marini, 1993](#) ;[Barbey et al., 2001](#); [Deloule et al., 2002](#); [Roger et al., 2004](#); [Cocherie et al., 2005](#); [Castiñeiras et coll. , 2008](#) ; [Melleton et coll. , 2010](#) ;[Lotout et coll. , 2017](#)). La signature chimique calc-alkaline à tholéiitique du LAC suggère également une mise en place de cette suite magmatique bimodale dans un environnement de rift continental à océanique au cours du Cambrien-Ordovicien ([Pin et Lancelot, 1982](#) ;[Bodinier et coll. , 1986](#) ;[Briand et coll. , 1995](#) ; [Chelle-Michou et coll. , 2017](#)). Roches pré-néoprotérozoïques, telles que les gneiss icartiens archéens à paléoprotérozoïques exposés dans le nord du massif armoricain ([D'Lemos et al., 1990](#); [Le Corre et al. , 1991](#)), n'ont pas été identifiés dans le Massif central français. Comme déjà mentionné par d'autres auteurs ([Bouchardon et coll. , 1989](#) ; [Pin, 1990](#) ; [Faure et coll. , 1997](#) ; [Lardeaux, 2014](#) ; [Franke et coll. , 2017](#)), ces données sont cohérentes avec le développement d'une marge continentale amincie avec une ou plusieurs rifts immatures et / ou bassins océaniques le long de la marge continentale nord hyperétendue du craton du Gondwana.

Ainsi, un modèle géodynamique en deux étapes est proposé pour la configuration pré-variscaine du Massif Central français. Au Cambrien ([figures 16A et 17A](#)), la subduction de l'océan Iapetus le long de la marge du Gondwana a été marquée par la mise en place de roches plutoniques et volcanosédimentaires calco-alkalines ([D'Lemos et al. , 1990](#) ; [Le Corre et al. , 1991](#)). L'extension crustale et l'ouverture de failles à l'arrière de cette marge active pendant l'Ordovicien auraient pu être favorisées par le recul de la dalle d'Iapetus conduisant à l'ouverture de l'océan médio-européen ([Fig.16B et 17B](#)). Une telle marge hyper-étendue aurait pu s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de l'Ordovicien au Silurien précoce et pourrait concilier l'apparente contradiction entre les reconstructions paléomagnétiques impliquant une distance de plus de 2000 km entre le Gondwana et la Laurussie pendant l'Ordovicien et les données paléontologiques indiquant de petites bassins. Ainsi, la ceinture orogénique variscaine est essentiellement constituée d'une croûte continentale retravaillée constituée d'un socle cadomien affecté par une hyper-extension post-ordovicien panafricain, intrusion de granitoïdes et recouverte d'épaisses séries volcano-sédimentaires. Le remaniement de cette marge hyper-étendue s'est produit à la suite de la convergence entre Laurussia et Gondwana du Silurien au Carbonifère ([Fig. 17C - E](#)).

Table 1 Contraintes géochronologiques sur la mise en place ou le dépôt de roches pré-variscaines dans le Massif central français. 1 = [Melleton et al. , 2010](#) ; 2 = [Alexandrov et al. , 2001](#) ; 3 = [Alexandre, 2007](#); 4 = [Lafon, 1986](#); 5 = [Bernard-Griffiths, 1975](#); 6 = [Bernard-Griffiths et al., 1977](#); 7 = [Gebauer et al., 1981](#); 8 = [Berger et al., 2010b](#); 9 = [Lasserre et al., 1980](#); 10 = [Paquette et al., 1995](#); 11 = [Pin et Lancelot, 1978](#) ; 12 = [Pin et Lancelot, 1982](#) ; 13 = [Maurel et al., 2003](#); 14 = [Faure et al., 2017](#); 15 = [Lotout et al., 2017](#); 16 = [Ducrot et al., 1979](#); 17 = [Cocherie et al., 2005](#); 18 = [Pitra et coll. , 2012](#) ; 19 = [Roger et coll. , 2004](#) ; 20 = [Lescuyer and Cocherie, 1992](#); 21 = [Trap et al., 2017](#); 22 = [Couzinié et al., 2017](#); 23 = [Caen-Vachette, 1979](#); 24 = [Bé Mézémé et al., 2006](#); 25 = [R'Kha Chaham et al., 1990](#); 26 = [Couzinié et al., 2017](#); 27 = [Chelle-Michou et al., 2017](#); 28 = [Duthou et al., 1981](#).

Table 2 A. Données géochronologiques sur les roches magmatiques variscaines dans la partie occidentale du Massif central français. 1 = [Boutin et Montigny, 1993](#) ; 2 = [Petitpierre and Duthou, 1980](#); 3 = [Rolin et al., 1982](#); 4 = [Gébelin et al., 2007](#); 5 = [Roig et coll. , 1996](#) ; 6 = [Choukroune et al., 1983](#); 7 = [Berthier et al., 1979](#); 8 = [Duthou, 1978](#); 9 = [Cartannaz et al., 2007a, 2007b](#) ; 10 = [Cartannaz, 2006](#); 11 = [Bé Mézémé, 2005](#); 12 = [Ducrot et al., 1983](#); 13 = [Berger et al., 2010a](#); 14 = [Duthou, 1978](#); 15 = [Rolin et al., 2009](#); 16 = [Bernard-Griffiths et al., 1977](#); 17 = [Lafon, 1986](#); 18 = [Faure et al., 2008](#); 19 = [Pin and Paquette, 2002](#); 20 = [Bernard-Griffiths et al., 1985](#); 21 = [Bertrand et al., 2001](#); 22 = [Thiéry, 2010](#); 23 = [Holliger et al., 1986](#); 24 = [Joly, 2007](#); 25 = [Alexandrov et al., 2000](#); 26 = [Lafon and Respaut, 1988](#); 27 = [Cuney et al., 2002](#); 28 = [Gébelin, 2004](#); 29 = [Roig et al., 2002](#); 30 = [Monié et al., 2000](#); 31 = [Faure et al., 2009b](#); 32 = [Thiéry et al., 2009](#); 33 = [Gébelin et al., 2009](#). B. Geochronological data on Variscan magmatic rocks in the Eastern part of French Massif Central: 34 = [Costa and Maluski, 1988](#); 35 = [Costa, 1990](#) ; 36 = [Hottin et Calvez, 1988](#) ; 37 = [Do Couto et al. , 2016](#) ; 38 = [Faure et coll. , 2002](#) ; 39 = [Schulz, 2009](#) ; 40 = Pin (non publié) cité dans [Duthou et al. , 1984](#) ; 41 = Pin et Barbarin (non publié) cités dans [Duthou et al. , 1984](#) ; 42 = [Saint-Joanis, 1975](#); 43 = [Kosztolanyi, 1971](#); 44 = [Viallette \(unpublished\) cited in Duthou et al., 1984](#); 45 = [Laurent et al., 2017](#); 46 = [Cocherie, 2007](#); 47 = [Gardien et al., 2011](#); 48 = [Schulz, 2014](#); 49 = [Couturié et al., 1979](#); 50 = [Respaut, 1984](#); 51 = [Pin, 1979](#); 52 = [Isnard, 1996](#); 53 = [Lafon and Respaut, 1988](#); 54 = [Pin, 1981](#) ; 55 = [Pin et Lancelot, 1982](#) ; 56 = [Legendre et al., 2009](#); 57 = [Costa, 1989](#); 58 = [Paquette et al., 1995](#); 59 = [Pin, 1981](#); 60 = [Maluski et Monié, 1988](#) ; 61 = [Duguet, 2003](#) ; 62 = [Thiéry, 2010](#) ; 63 = [Delfour and Guerrot, 1997](#); 64 = [Choulet et al., 2012](#); 65 = [Pin and Paquette, 1997](#); 66 = [Faure et al., 2002](#); 67 = [Duthou et al., 1994](#); 68 = [Costa et coll. , 1993](#) ; 69 = [Gay et coll. , 1981](#) ; 70 = [Feybesse et al., 1995](#); 71 = [Duthou et al., 1998](#); 72 = [Caen-Vachette et al., 1984](#); 73 = [Gourgaud, 1973](#); 74 = [Cocherie, 2007](#); 75 = [Bé Mézémé et al., 2006](#); 76 = [Mougeot et al., 1997](#); 77 = [Bouilhol et al., 2006](#); 78 = [Bé Mézémé, 2005](#); 79 = [Couzinié et al., 2014](#); 80 = [Costa unpublished cited in Malavielle et al., 1990](#); 81 = [Didier et al., 2013](#); 82 = [Batias et Duthou, 1979](#) ; 83 = [Briand et al., 2002](#); 84 = [Caron, 1994](#); 85 = [Doublie et al., 2006](#); 86 = [Monié et al., 2000](#); 87 = [Viallette et](#)

coll., 1979; 88 = Brichau *et al.*, 2008; 89 = François, 2009; 90 = Vialette and Sabourdy, 1977; 91 = Hamet et Mattauer, 1977; 92 = Mialhe, 1980; 93 = Chauvet *et al.*, 2012; 94 = Maluski *et al.*, 1991; 95 = Franke *et al.*, 2011; 96 = Doublier *et al.*, 2015; 97 = Whitney *et al.*, 2015; 98 = Faure *et al.*, 2014; 99 = Roger *et al.*, 2015; 100 = Faure *et al.*, 2010; 101 = Pitra *et al.*, 2012; 102 = Matte *et al.*, 1998; 103 = Franke *et al.*, 2011; 104 = Poilvet *et al.*, 2011.

Table 3 Données pression-température-temps contraignant l'évolution des roches métamorphiques du Massif central français. UGU = Upper Gneiss Unit, LGU = Lower Gneiss Unit, PAU = Para-autochtonous Unit, EU = Upper Unit, GU / TPU / St SU = Thyviers Payzac- Genis Unit-St Savadour, PFTB = Paleozoic Fold Thrust Belt (Mt Noire). La pression est exprimée en kbar, la température en degrés Celsius et les âges sont donnés en Ma. En gras sont U-Pb sur le zircon, en italique sont les âges Ar-Ar sur les micas, les âges soulignés sont les âges Rb-Sr de la roche entière et les âges doublement soulignés sont les âges U-Th-Pb sur la monazite. 1 = Costa et Maluski, 1988; 2 = Burg *et coll.*, 1989a, 1989b; 3 = Boutin et Montigny, 1993; 4 = Bergeret *et al.*, 2010a; 5 = Berger *et al.*, 2010b; 6 = Santallier, 1981; 7 = Ducrot *et al.*, 1983; 8 = Bellot and Roig, 2007; 9 = Gèbelin, 2004; 10 = Costa, 1992; 11 = Melleton *et al.*, 2009; 12 = Lafon, 1986; 13 = Godard, 1990; 14 = Audren *et al.*, 1987; 15 = Schulz *et al.*, 2001; 16 = Schulz, 2009; 17 = Do Couto *et al.*, 2016; 18 = Delor *et al.*, 1986; 19 = Lotout *et al.*, 2018; 20 = Faure *et al.*, 2008; 21 = Delor *et al.*, 1986; 22 = Joanny *et al.*, 1989; 23 = Bodinier et Burg, 1981; 24 = Burg *et al.*, 1986; 25 = Delor *et coll.*, 1987; 26 = Burg and Leyrelop, 1989; 27 = Costa, 1990; 28 = Mercier *et al.*, 1991a, 1991b; 29 = Briand *et al.*, 1988; 30 = Lardeaux *et al.*, 2001; 31 = Dufour, 1985; 32 = Pin and Lancelot, 1982; 33 = Costa *et al.*, 1993; 34 = Gardien, 1990; 35 = Gardien and Lardeaux, 1991; 36 = Gardien, 1993; 37 = Gardien *et al.*, 2011; 38 = Schulz, 2014; 39 = Schulz *et coll.*, 1996; 40 = Santallier 1981; 41 = Bellot, 2001; 42 = Gèbelin *et al.*, 2007; 43 = Caen-Vachette *et al.*, 1984; 44 = Vitel, 1988; 45 = Briand et Gay, 1978; 46 = Briand, 1978; 47 = Burg *et al.*, 1984; 48 = Costa, 1989; 49 = Montel *et al.*, 1992; 50 = Barbey *et al.*, 2015; 51 = Monier, 1980; 52 = Autran and Guillot, 1978; 53 = Caron, 1994; 54 = Arnaud *et al.*, 2004; 55 = Faure *et al.*, 2010; 56 = Faure *et al.*, 2014; 57 = Roger *et al.*, 2015; 58 = Maluski *et al.*, 1991; 59 = Matte *et al.*, 1998; 60 = Rabin *et al.*, 2015.

4.2 Subduction du Silurien supérieur au Dévonien et fusion partielle HP des terranes issus de la marge nord du Gondwana

Comme décrit dans les sections précédentes, la preuve la plus ancienne de l'apparition du cycle orogénique variscaïn correspond au métamorphisme HP identifié dans les roches mafiques et ultramafiques du LAC (Fig.4) indiquant la subduction de ces unités (Lasnier, 1968, 1971; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Bouchardon *et coll.*, 1989 ; Gardien *et coll.*, 1990). La présence d'assemblages minéraux UHP dans la LAC du Lyonnais (Lardeaux *et al.*, 2001) et du Limousin (Berger *et al.*, 2010a, 2010b), plaide pour l'enfouissement de ces unités à une profondeur de plus de 100 km. Néanmoins, deux types d'éclogites sont distingués, à savoir (i) les éclogites HT qui forment des enclaves-boudins en migmatites de l'UGU comme en témoignent les régions d'Aigurande, du nord du Limousin, de la Sioule, du Livradois, du Lyonnais, du Rouergue (Pin et Vielzeuf, 1983 ; Dufour, 1985 ; Burg *et coll.*, 1989a, 1989b ; Gardien, 1990 ; Gardien *et coll.*, 1990 ; Lardeaux *et coll.*, 2001 ; Faure *et coll.*, 2008); et (ii) les éclogites LT hébergés par des micaschistes non affectés par la fusion partielle comme l'illustre la MAU exposée dans le sud du Limousin ou à Najac (Berger *et al.*, 2010a ; Lotout *et al.*, 2018). Selon les quelques données géochronologiques disponibles, la subduction de ces unités est diachrone et s'est produite du Silurien tardif au Dévonien (Fig.18A -C) (Pin and Lancelot, 1982; Ducrot *et al.*, 1983; Paquette *et al.*, 1995; Berger *et al.*, 2010a; Do Couto *et al.*, 2016; Lotout *et al.*, 2018).

Un tas de nappes similaire a été décrit dans le Massif sud-armoricain, avec la distinction des éclogites HT et LT (Ballèvre *et al.*, 2009). Le noyau de la nappe de Champtoceaux est constitué de gneiss migmatitiques au faciès granulitiques, avec des enclaves de roches ultramafiques avec des reliques faciès éclogite HT (Marchand, 1981; Ballèvre *et al.*, 1987, 2002; Godard, 2001). Ces roches recouvrent des orthogneiss et des micaschistes de qualité inférieure qui contiennent des boudins mafiques avec des reliques de faciès d'éclogite LT. Les éclogites LT et les roches du faciès blueschist de l'île de Groix sont dans une position structurelle similaire à celle de la MAU dans le FMC et ont été interprétés comme représentant la suture du Paléozoïque inférieur Galice-Bretagne Sud. Datation $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et Rb-Sr des roches du faciès blueschist, rendement c. 360 Ma pour le pic métamorphique attribué à la subduction de cet océan à la transition Dévonien-Carbonifère. La rétrogression du faciès des schistes verts de ces roches reflète le refroidissement et l'exhumation datant du début du Carbonifère, contraint par des âges allant de 355 à 340 Ma (Bosse *et al.*, 2000, 2005; Paquette *et al.*, 2017).

Des enclaves mafiques-ultramafiques avec un métamorphisme relictuel au faciès éclogitique HT enfermé dans des migmatites au faciès granulitiques ont également été identifiées dans d'autres massifs variscaïns. Dans les Vosges, le grenat-lherzolite appartenant à un manteau lithosphérique subcontinental exhumé à plus de 150 km est présent dans l'unité de gneiss variée dominée par le gneiss migmatitique au faciès granulitique (Altherr et Kalt, 1996 ; Brueckner et Medaris, 2000 ; O'Brien et Rötzler, 2003). Le massif bohème comprend également de grands corps mafiques et ultramafiques enfermés dans des gneiss de haute qualité (Kusbach *et coll.*, 2012). Dans le Massif central français, les âges interprétés pour enregistrer le métamorphisme

maximal du faciès éclogite sont généralement de 20 à 30 Ma plus vieux que ceux attribués au métamorphisme du faciès granulitique et à la fusion partielle de leurs paragneiss et orthogneiss migmatitiques hôtes (*Duthou et al. , 1981 , 1994 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Chelle-Michou et al. , 2017*).

La signification de cette association et de cet écart d'âge est débattue. La question est de savoir s'il représente (i) une association pré-métamorphique reflétant l'intrusion de magmas mafiques dans la croûte ou l'accrétion tectonique de terranes océaniques et continentaux, (ii) une extrusion syn-métamorphique du manteau dans la croûte inférieure, (iii) ou une subduction de la croûte continentale et un mélange des unités du manteau et de la croûte. Modèles tectoniques-géodynamiques attribuant la succession du métamorphisme des faciès de l'éclogite et du granulite à la subduction océanique suivie d'une collision continentale (*Matte, 1986 ; Girardeau et al. , 1986 ; Dubuisson et al. , 1989 ; Ledru et al. , 1989 ; Lardeaux et coll. , 2001*) fournissent une explication de la condition métamorphique HP mais ne tiennent pas compte de l'incorporation systématique du LAC dans l'UGU migmatitique. Les modèles invoquant une extrusion verticale du manteau dans la croûte inférieure granulitique partiellement fondue rendent compte de la présence de roches mafiques et ultramafiques dans les roches continentales migmatitiques mais ne proposent pas de force motrice pour un tel processus (*Kusbach et al. , 2012*). Une proposition plus attrayante est que des morceaux de manteau de suprasubduction pourraient être incorporés dans la ceinture orogénique pendant la relamination de la croûte orogénique par l'écoulement d'unités crustales partiellement fondues découplées de la dalle descendante (*Lexa et al. , 2011 ; Kusbach et coll. , 2015*). Une autre option est que l'association des restes d'une suture océanique avec le manteau lithosphérique dans des gneiss migmatitiques au faciès de granulite, a été réalisée en mélangeant des unités subductées dans le manteau (*O'Brien et Rötzler, 2003 ; Faure et al. , 2008*). Dans ce dernier scénario, la fusion partielle au faciès granulitique de l'UGU serait entraînée soit par la décompression de l'UGU lors d'une exhumation syn-orogénique (*Faure et al. , 2008*) soit en raison d'une relaxation thermique d'environ 30 Ma après subduction (*O'Brien et Rötzler, 2003*). Nous souscrivons à cette dernière proposition telle qu'elle sera développée dans la section suivante.

4.3 Exhumation syn-orogénique du Dévonien moyen au Carbonifère précoce des unités crustales subductées partiellement fondues avec enclaves du manteau

Les données géologiques du Dévonien moyen au début du Carbonifère sont marquées par l'association d'éclogites HT et de migmatites au faciès granulite HP de l'UGU. Celles-ci ne sont présentes qu'au sud de la faille de Nort-sur-Erdre dans le massif armoricain et de la faille Lalaye-Lubine dans le massif des Vosges (*Fig.1*), qui délimitent la suture principale au sud du bloc continental Armorica-Barrandia (*Faure et al. , 1997*). Au nord de cette suture, l'empreinte du métamorphisme variscain est absente ou limitée. La rétrogression et la transposition typiques de l'assemblage minéral du faciès granulite et de la foliation de l'UGU en une foliation du faciès amphibolite enregistre une décompression isotherme causée par une exhumation rapide (*Pin et Vielzeuf, 1983 ; Dufour, 1985 ; Burg et coll. , 1989a , 1989b ; Gardien et coll. , 1990 ; Mercier et coll. , 1991a , 1991b ; Lardeaux et coll. , 2001 ; Faure et coll. , 2008*) (*Fig.4*). La position des nappes de haute qualité exhumées par rapport à la faille de Nort-sur-Erdre et de la faille de Lalaye-Lubine implique que cette suture a été retravaillée comme un détachement syn-orogénique raide permettant l'exhumation des unités continentales précédemment entraînées en subduction puis découplées de la dalle (*Fig.18B et 18C*). Le gradient métamorphique inversé au contact entre l'UGU et le LGU (*Nicollet, 1978 ; Burg et al. , 1984 ; Burg et al. , 1989a , 1989b ; Schulz et al. , 2001*) suggère que l'exhumation de l'UGU est associée avec enterrement de la LGU. Ceci est cohérent avec la transposition de la foliation du faciès granulitique de l'UGU en une foliation synmigmatitique du faciès amphibolite (*Forestier, 1961 ; Burg et Matte, 1978*) et avec l'absence de reliques éclogitiques HP / HT dans la LGU. La poussée de l'UGU sur la LGU est localement corroborée par des données cinématiques indiquant un sens de cisaillement de haut en SE (*Faure et al. , 1979 , 2009a ; Burg et al. , 1984*). Cependant, ce contact est dans de nombreux endroits retravaillé et rétrogradé dans un tissu de faciès de schiste vert associé à un sens de cisaillement de haut en nord attribué à une extension régionale conduisant à l'exhumation de la LGU et de la PAU (*Faure et al. , 1979 , 2008 , 2009a*).

Les données géochronologiques et stratigraphiques disponibles indiquent que l'exhumation de l'UGU a commencé avant le Dévonien tardif avec la mise en place de la nappe nord exposée sur le plateau d'Aigurande, dans le Morvan, et échantillonnée dans le forage de Couy (*Costa et Maluski, 1988 ; Godard, 1990 ; Boutin et Montigny, 1993*). L'exhumation de l'UGU formant la nappe centrale et méridionale (Limousin, Sioule-Combrailles, Livradois - Haut-Allier, Lyonnais) est encadrée entre le Dévonien tardif et le Viséen et postdate ainsi l'exhumation de la nappe nord (*Pin et Lancelot, 1982 ; Melleton et al. , 2009 ; Gardien et al. , 2011 ; Do Couto et al. , 2016 ; Chelle-Michou et coll. , 2017*). Les paragneiss migmatitiques du Limousin et de la Sioule présentent une foliation subhorizontale portant une linéation de tendance NW-SE principalement associée à des critères cinématiques top-to-the-NW interprétés pour accueillir l'exhumation syn-orogénique de l'UGU (*Bellot et Roig, 2007 ; Do Couto et al. , 2016*). Dans le Livradois, la foliation des migmatites attribuée à l'UGU est fortement pendante et est associée à des critères cinématiques dextre top-to-SE interprétés pour enregistrer l'extrusion de l'UGU (*Gardien et al. , 2011 ; Vanderhaeghe et al. , 2013*). Un tel mécanisme d'extrusion verticale pour la formation de nappes de haute qualité est cohérent avec l'interprétation de la nappe de Champtoceaux, dans le Massif Armoricain, comme une nappe pliante (

Ballèvre *et al.*, 2009) et a également été proposé pour rendre compte de la structure de l'unité gneissique variée des Vosges (Skrzypek *et al.*, 2014) et du Massif bohémien (Schulmann *et al.*, 2014).

Plusieurs lignes de raisonnement suggèrent que le modèle à couches multiples est plus cohérent avec le modèle de marge hyperextendue constitué de blocs continentaux amincis séparés par de petits bassins océaniques immatures qu'avec une configuration pré-variscaine caractérisée par un seul et grand domaine océanique entre le Gondwana et l'Armorique. Premièrement, les isogrades métamorphiques inversées, nécessitant une relaxation thermique limitée après sous-poussée, s'adaptent mieux à un modèle considérant un système de plusieurs petites nappes avec au plus quelques dizaines de kilomètres d'expansion latérale, plutôt que le cas d'une seule, longue de plusieurs centaines de kilomètres nappe. En effet, la modélisation thermomécanique de l'évolution orogénique indique que les gradients métamorphiques / thermiques inversés ne sont pas durables sur plus d'environ 100 km équivalent à environ 10 Ma avec un taux de convergence de 1 cm / an (Huerta *et coll.*, 1996 ; Henry *et coll.*, 1997 ; Vanderhaeghe *et coll.*, 2003). De plus, le modèle à couches multiples prédit un métamorphisme diachrone HP, ce qui semble être confirmé par les données géochronologiques actuellement disponibles. Enfin, l'absence de grands volumes de magmatisme calc-alcalin associé à l'initiation de la subduction et à la subduction à l'état d'équilibre suggère en outre que la subduction forcée de plusieurs bassins hyper-étendus est un scénario plus probable que l'initiation de subduction spontanée d'une croûte océanique mature (voir McCarthy *et al.*, 2018).

En suivant cette logique, à la suite d'autres auteurs, nous proposons que la construction de la ceinture orogénique variscaine ait été réalisée par accréation tectonique d'unités continentales qui étaient auparavant subduites puis découplées de la dalle descendante (Faure *et al.*, 1997, 2008 ; Lardeaux *et al.*, 2001) plutôt que par collision continentale et indentation et épaissement de la plaque dominante comme proposé dans les premières reconstructions tectoniques (Matte, 1986 ; Franke, 1989 ; Ledru *et al.*, 1989). Là encore, les données géochronologiques disponibles pour l'UGU et le LAC sont cohérentes avec une fusion partielle à haute pression (10–20 kbars) des paragneiss, orthogneiss et amphibolites c. 20 à 30 Ma après subduction (Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Duthou *et al.*, 1981, 1994 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Chelle-Michou *et al.*, 2017). Bien que ces données soient rares et de robustesse inégale d'une nappe à l'autre, cette durée est globalement conforme à celle requise pour la relaxation thermique après l'enfouissement (England et Thompson, 1984 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2003). Suivant les modèles préconisés pour l'accréation tectonique de roches mafiques-ultramafiques HP enfermées dans des unités migmatitiques (O'Brien et Rötzler, 2003 ; Labrousse *et al.*, 2011 ; Gordon *et al.*, 2016 ; Závada *et al.*, 2018;), nous proposons que la fusion partielle des unités sous-conduites formant le protolithe de l'UGU déclenche leur découplage mécanique de la dalle. Dans ce scénario, les enclaves mafiques et ultramafiques représenteraient des fragments de croûte océanique et de manteau lithosphérique précédemment subduits entraînés par des roches partiellement fondues flottantes et de faible viscosité, sur leur chemin de retour vers la surface. Ce procédé correspond à une exhumation syn-orogénique par extrusion verticale des nappes partiellement fondues. Selon cette proposition, l'UGU représente la partie de la marge continentale amincie qui a été sous-déduite puis découplée de la dalle descendante, tandis que la LGU représente la partie de l'ancienne marge continentale qui a été repoussée sous l'UGU lors de son exhumation syn-orogénique. Le gradient d'âge pour la rétrogression et le refroidissement de l'UGU, allant de c. 385 Ma dans le nord à c. 340 Ma dans le sud, correspond à une exhumation progressive des nappes successivement découplées d'une dalle de subduction vers le nord et vers le sud (Fig. 18). Nous avons défini ici une nappe nord, centrale et sud mais cette proposition et le nombre de nappes et d'alternances UGU / LGU répétées reste à clarifier. Une autre conséquence de la fusion partielle des unités continentales fertiles subduites pourrait être la percolation des fondus felsiques dans le coin du manteau de suprasubduction, contribuant à son enrichissement en éléments incompatibles. Un tel processus pourrait expliquer la signature des magmas mafiques mis en place pendant le Carbonifère, comme décrit dans la section suivante.

4.4 Exhumation des nappes au Dévonien tardif entre les dalles en retrait

L'historique géologique de la période du Dévonien tardif (figures 11 , 18B et 18C) est marqué par une grande diversité d'informations difficilement conciliables dans un seul contexte géodynamique. Dans la partie nord du Massif central français, les roches plutoniques et volcaniques (ACG) exposées respectivement dans les régions de la Somme et du Limousin ont été interprétées comme un arc magmatique continental (Pin et Paquette, 1997 ; Faure *et al.*, 2008). Les roches volcaniques tholéitiques à calc-alcalines de l'unité de la Brévenne ont été attribuées à un bassin de rift d'arrière-arc (Bébien, 1971 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Sider et Ohnenstetter, 1986). Les roches du même âge et les signatures géochimiques exposées dans le complexe plutonique de Bohême centrale ont été interprétées comme des magmas d'arc provenant d'une marge continentale de type andin (Janousek et Holub, 1997 ; Janoušek *et al.*, 2004 ; Schulmann *et coll.*, 2009). Le ϵ_{Nd} positif de ces roches magmatiques indique une contribution juvénile dominante (Fig. 13A). Cependant, les archives structurales, métamorphiques et géochronologiques démontrent que le Dévonien tardif est également marqué par (1) l'exhumation de la nappe centrale dans le Limousin et le Livradois (Bellot et Roig, 2007 ; Melleton *et al.*, 2009 ; Gardien *et al.*, 2011 ; Do Couto *et al.*, 2016); et (2) la mise en place de laccolithes granitiques péralumineux porteurs de cordiérite (CPG) (Berthier *et al.*, 1979 ; Pin et Paquette, 1997 ; Bertrand *et coll.*, 2001 ; Cartannaz, 2006 ; Gébelin *et coll.*, 2009). Les plutons de type Guéret dérivés

de la croûte se sont formés par fusion de sources à dominante métasédimentaire, éventuellement avec l'apport d'une croûte inférieure ignée mafique (Downes et Duthou, 1988 ; Downes *et coll.* , 1997). Ces données impliquent que la fin de l'ouverture du rift de Brévenne et la construction de l'arc continental du Morvan coïncident avec la fusion partielle des unités continentales subductées. De plus, cette activité est contemporaine du dépôt de sédiments détritiques et de carbonates dans le bassin d'avant-pays sud sous-rempli à l'avant d'un système de poussée se propageant, actuellement exposé dans les Pyrénées (Franke et Engel, 1986 ; Souquet *et al.* , 2003).

Au sud de l'Armorique, les données géochronologiques obtenues sur les schistes bleus exposés dans l'île de Groix et sur les éclogites à basse température à la base de la nappe de Champtoceaux indiquent que le métamorphisme à haute pression attribué à la subduction s'est produit à environ 370-360 Ma (Bosse *et al.* . , 2000 , 2005 ; Paquette *et al.* , 2017). Au nord de la faille de Nort sur Erdre, l'unité de Saint Georges sur Loire, bassin d'arrière-arc du Silurien tardif au Dévonien précoce, affecté par le métamorphisme du faciès blueschist, est également potentiellement subductée à cette époque (Ledru *et al.* , 1986; Cartier *et coll.* , 2001). Une subduction du Dévonien moyen à tardif, mais avec un pendage vers le sud, est également enregistrée au nord de la suture médio-européenne, dans le terrane saxo-thuringien au nord des Vosges et du Massif bohémien (Schulmann *et al.* , 2014 ; Skrzypek *et al.* , 2014). Dans le Massif vosgien, la «ligne des Klippes» représente un bassin océanique immature ouvert au Dévonien tardif et inversé dans le Carbonifère inférieur (Skrzypek *et al.* , 2012). Au nord de l'Armorique, dans le sud-ouest de l'Angleterre, la suture Lizard représente un domaine océanique immature du Dévonien précoce obduit au début du Carbonifère (Floyd et Leveridge, 1987 ;Clark *et al.* , 1998; Shail and Leveridge, 2009).

En conséquence, l'extension du Dévonien tardif dans la zone interne de la ceinture variscaine s'est produite dans un contexte global de convergence des plaques comme l'indique la subduction / exhumation des nappes, la propagation de la déformation à l'avant-pays et le dépôt de sédiments clastiques. Ainsi, deux scénarios géodynamiques sont évoqués pour rendre compte de cette extension, à savoir (i) l'ouverture d'un arc arrière associé à la subduction vers le nord de l'océan méditerranéen européen étant contemporaine de la subduction vers le sud de l'océan rhéique suivie d'une collision continentale (modèle monocyclique, Matte, 1986 ; Ledru *et al.* , 1989 ; Lardeaux *et al.* , 2001), ou (ii) extension renouvelée de la ceinture orogénique Eo-Variscan associée à la subduction vers le sud de l'océan rhéique après la fermeture de l'océan méditerranéen par subduction vers le nord (modèle polycyclique, (Pin, 1990 ; Leloix *et al.* , 1999 ; Faure *et al.* , 1997 , 2009a ; Lardeaux, 2014 ; Lardeaux *et al.* , 2014) .Les âges de refroidissement obtenus sur l'UGU du plateau d'Aigurande indiquent qu'au moins une partie des nappes de haute qualité a été exhumée en surface avant le Dévonien tardif rifting et mise en place des volcans de la Brévenne, ce qui est plus conforme au modèle polycyclique.

Alternativement, pour résoudre le décalage apparent entre un contexte global de convergence des plaques et d'extension locale, nous proposons que la géodynamique du Dévonien tardif soit caractérisée par une convergence accommodée par la subduction mais aussi par le recul des dalles nord (rhéique) et sud (médio-européenne). Ceci explique la fermeture simultanée de bassins océaniques immatures entraînés en subduction, l'accrétion tectonique de terranes en forme de ruban et l'extension de la plaque supérieure. Par conséquent, l'exhumation d'unités continentales précédemment subductées aurait pu se produire sans érosion substantielle en raison de l'ouverture de l'espace vers la surface entre les dalles en retrait comme envisagé dans les modèles conceptuels de Vanderhaeghe et Duchêne (2010). Dans ce scénario, le critère cinématique du haut vers le NO marquant le contact entre l'Unité Brévenne et l'UGU des Monts du Lyonnais aurait pu accueillir la dernière étape d'exhumation syn-orogénique de la nappe de haute qualité telle que proposée pour l'exhumation du UGU dans le Limousin à la même période (Bellot et Roig, 2007).

Cependant, ce modèle ne rend pas pleinement compte des variations latérales du contexte tectonique, mises en évidence par l'exhumation de nappes et la mise en place de granites peralumineux dans le Massif Central occidental français avec ouverture d'un rift continental à océanique dans sa partie orientale. Deux directions sont proposées pour une réflexion future. La première serait de considérer un contexte de convergence de plaques obliques, ce qui pourrait permettre l'ouverture de bassins à démonter le long des virages libérés et l'inhumation et l'exhumation concomitantes d'unités tectoniques le long des virages contraignants. La seconde consisterait à déduire un recul différentiel entre le versant ouest et est du Massif central français qui aurait pu être accueilli par un précurseur de la faille décrochée du Sillon Houiller (Fig.3). Le recul des dalles contrôle potentiellement l'histoire géologique tectonique-magmatique du Massif central français à travers le Carbonifère comme décrit dans les sections suivantes.

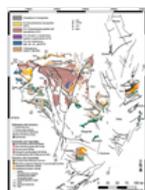


Fig. 11

Magmatisme du Dévonien tardif au Carbonifère précoce. La partie ouest du Massif central français est dominée par des roches plutoniques de type ACG et de type CPG tandis que la partie orientale du Massif central français comprend également des volcanites à signature tholéiitique à calc-alkaline.

4.5 Construction carbonifère (environ 345–310 Ma) d'un plateau orogénique par écoulement latéral de la racine orogénique partiellement fondue

L'enregistrement géologique carbonifère (345–310 Ma) du FMC est marqué dans la partie nord par des zones de cisaillement de glissement dextre à l'échelle régionale orientées EW à NW-SE et un étirement parallèle orogène localisant la mise en place de magmas dérivés du manteau et de la croûte et dans la partie sud par des poussées et des plis dans les Cévennes, Albigeois et Montagne Noire, contemporains avec dépôt de sédiments clastiques dans l'avant-pays (Fig. 1 , 3 , 12 , 18D) (Arthaud et Matte, 1975 ; Engel, 1984 ; Feist and Galtier, 1985 ; Arnaud and Burg, 1993 ; Faure et al., 1999). The strike-slip shear zones, exemplified in the Limousin (Faure and Pons, 1991 ; Mollier and Bouchez, 1982 ; Roig and Faure, 2000 ; Gébelin et al., 2007, 2009), in the Forez (Barbarin et Belin, 1982), dans le Livradois (Gardien et al., 2011 ; Vanderhaeghe et al., 2013), et dans le Lyonnais (Lardeaux et Dufour, 1987), se confondent au nord-ouest avec la zone de cisaillement sud-armoricaine (Lerouge et Quenardel, 1988 ; Carlier De Veslud et coll., 2004 ; Gébelin et coll., 2007 ; Rolin et coll., 2009 , 2014). Comme présenté ci-dessus, ces zones de cisaillement de décrochement ont été interprétées soit pour enregistrer une période de transpression (Lardeaux et Dufour, 1987 ; Gébelin et al., 2007) soit pour refléter la transition de la collision à l'extension parallèle orogène (Ledru and Autran, 1987 ; Faure et al., 1993, 2009b ; Roig and Faure, 2000).

Après un écart de 10 Ma par rapport à c. 355 à c. 345 Ma, le magmatisme a procédé avec la mise en place de roches plutoniques et volcaniques dans tout le Carbonifère moyen (Fig. 12). Dans la section 3.4 , à la suite des auteurs précédents (Williamson et al., 1996, 1997 ; Barbey et coll., 2015 ; Laurent et coll., 2017 ; Moyen et coll., 2017), MPG et CPG (et leurs équivalents volcaniques) sont proposés pour dériver d'une source crustale mixte comprenant des ortho- et paragneiss de la LGU. La fusion partielle de la racine orogénique à ce moment est documentée par des migmatites MP datées à c. 315 Ma sous-jacent au laccolithe granitique de Millevalches (Gébelin et al., 2009) et par des migmatites MP recouvrant le dôme du Velay avec des âges allant de c. 330 à c. 315 Ma (Mougeot et al., 1997 ; Cocherie et al., 2005 ; Bé Mézémé et al., 2006). Bien que volumétriquement moins abondant, le magmatisme dérivé du manteau s'exprime presque exclusivement dans le Massif Central Est (seules quelques occurrences sont décrites en Limousin) par la présence de vauugnériles répandues, formant des corps de taille décimétrique à kilométrique intimement associés aux granites et migmatites . Le double caractère géochimique des vauugnériles (faible SiO_2 , Mg # élevé avec des teneurs élevées en K, LILE et LREE), ainsi que leurs signatures isotopiques Sr-Nd-Pb-Hf (Turpin et coll., 1988 ; Couzinié et al., 2016), concorde avec la fusion partielle d'un manteau lithosphérique qui était auparavant enrichi en éléments incompatibles (Sabatier, 1991 ; Solgadi et al., 2007 ; von Raumer et al., 2014 Couzinié et al., 2016). La variété des signatures géochimiques de certains granitoïdes et le fait qu'ils contiennent des enclaves micromafiques indiquent un mélange de magmas dérivés de la croûte et du manteau, comme illustré dans le Livradois (Solgadi et al., 2007). Ce modèle serait particulièrement pertinent pour expliquer l'origine du KCG de composition intermédiaire et, dans une moindre mesure, du CPG. Le granite de la Margeride, par exemple, présente une signature intermédiaire, interprétée comme reflétant l'interaction avec les fondus mafiques (Williamson et al., 1992 ; Laurent et al., 2017). Collectivement, les granites exposés dans l'est du Massif central français montrent l'implication de différentes sources qui sont progressivement affectées par la fonte partielle au fur et à mesure que la température de la racine orogénique augmente (Fig. 14). Les données géochronologiques indiquent que (i) les granites et les vauugnériles mis en place ensemble à partir de c. 340 à c. 300 Ma et (ii) il y a un jeuneing progressif des âges de mise en place U-Pb des granites et des vauugnériles du nord (Forez, Lyonnais) au sud (Cévennes) dans la période considérée, indiquant la migration vers le sud -Anomalie thermique à l'échelle entraînant à la fois la fonte de la croûte et du manteau (Laurent et al., 2017).

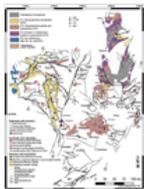
Dans le nord-est du Massif Central, les équivalents extrusifs des granitoïdes enregistrent un changement radical de composition au cours du Carbonifère moyen. Ils changent de mafique, de faible à moyen K calc-alcalin à felsique et à K élevé (rhyolites potassiques et microgranites associés), dont la composition est globalement similaire au MPG. Ces rhyolites sont d'âge moyen à supérieur viséen, contraint par un âge du zircon U-Pb de $336,9 \pm 3,2$ Ma (Cartannaz et al., 2007a), identique dans l'incertitude à l'âge des granitoïdes sous-jacents (Laurent et al., 2017). De plus, les roches magmatiques du Carbonifère précoce et moyen comprennent des composants liés au manteau, avec néanmoins des différences nettes dans la nature du composant du manteau entre ces deux périodes (Fig. 14A). Jusqu'au Carbonifère précoce (avant environ 345–340 Ma), la composition isotopique des roches magmatiques dérivées du manteau (Dévonien tardif Brévenne et série du Carbonifère inférieur) se trouve sur le réseau du manteau, ce qui correspond à une source de manteau asthénosphérique. En revanche, les roches magmatiques issues du manteau carbonifère moyen (et tardif) (vauugnériles et lamprophyres) sont déplacées vers des compositions «crustales», reflétant l'influence croissante d'un composant crustal recyclé dans le manteau sous le Massif central français (Fig. 13). Une évolution similaire et contemporaine est décrite dans le Massif de Bohême (Janousek et Holub, 1997 ; Janoušek et al., 2004). Dans le Massif central français, il y a non seulement une évolution temporelle, mais aussi une distribution spatiale des sources mantelliques. Alors que le manteau enrichi est centré sur le complexe du Velay, le domaine du manteau non enrichi est situé dans la partie nord de la région (Beaujolais et Morvan). De même, différentes compositions de manteau sont encore présentes aujourd'hui dans le xénolite du manteau des volcans du Cénozoïque (Lenoir et coll., 2000), affichant une distribution spatiale

comparable. De plus, le magmatisme cénozoïque volumétriquement plus abondant se produit dans le domaine où le manteau est plus enrichi (et probablement plus fertile).

La préservation des carbonates de plate-forme d'âge viséen dans la partie nord du Massif Central français et autour de la Montagne Noire, indique que ces régions étaient en dessous du niveau de la mer à cette époque. D'autres séquences sédimentaires de cette période correspondent aux produits d'érosion des volcans et plutoniques sous-contemporains piégeant la matière organique dans les bassins continentaux délimités par des zones de cisaillement ou des failles normales ([Bertaux et al. , 1993](#) ; [Bruguier et al. , 1998](#) ; [Thiéry et al. . , 2009](#)).

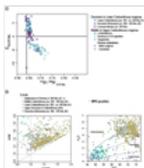
Afin de réconcilier toutes les observations, nous proposons que l'exhumation de migmatites le long des zones de cisaillement par décrochement contemporaines à l'avant-pays propagation du front de déformation correspond à la croissance d'un plateau orogénique par écoulement latéral de la racine orogénique partiellement fondue dans un contexte de convergence de plaque avec retrait de dalle vers le sud ([fig. 17](#) et [18D](#)). Ce plateau s'étend du sud de la Brévenne au nord de la Montagne Noire sous la contrainte du dépôt de carbonates de la plateforme. Dans ce modèle, la racine orogénique partiellement fondue s'écoule également vers le nord sous l'ancien bassin du rift du Dévonien tardif de la Brévenne. Un tel écoulement horizontal, déjà proposé pour les Vosges ([Skrzypek et al. , 2014](#)) et les Massifs bohémiens ([Lexa et coll. , 2011](#) ; [Schulmann et coll. , 2014](#) ; [Kusbach et coll. , 2015](#)), explique le volumineux magmatisme granitique observé à cette époque. L'apparition systématique de vaugnérîtes avec des magmas granitiques indique une fonte du manteau qui pourrait être causée par la décompression à la suite du retrait de la dalle.

Fig. 12



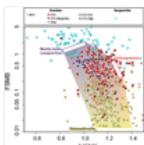
Magmatisme du Carbonifère moyen. Roches magmatiques avec des âges allant de c. 345 à c. 310 Ma sont répandus dans toute la partie nord du Massif central français indiquant la présence d'une source partiellement fondue en profondeur pendant cette période. Les roches plutoniques affichent une variété de signatures géochimiques englobant le type MPG, le type CPG et le type KCG indiquant la contribution des sources crustales et du manteau.

Fig. 13



Géochimie des roches magmatiques du Massif central français. a) Deux sources mantelliques dans le Massif Central (calculées à 315 Ma, moyenne entre les laves d'environ 335 Ma et les lamprophyres et vaugnérîtes de 305 Ma): notez la nette différence entre les magmas mafiques pré-335 (laves de Brévenne Unit ([Pin et Paquette, 1997](#)) et diverses laves du NE Massif Central ([Pin et Paquette, 2002](#))), et les laves post-335 Ma (lamprophyres: (Agranier 2001); enclaves en granites ([Pin, 1990](#)) et vaugnérîtes ([Williamson et al. , 1992](#)); magmas mafiques sous-plaqués (ou cumulats) trouvés sous forme d'enclave dans le volcan cénozoïque de Bournac ([Downes et al. , 1990](#))). b) Changement de la nature des laves, dans les diagrammes de Shand (1943) A / CNK vs. A / NK et Peccerillo et Taylor (1976) $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$. Les laves pré-335 Ma sont mafiques et métallumineuses, tandis que les laves post-335 Ma sont felsiques, à haute teneur en K et péralumineuses, essentiellement similaires aux granites MPG se formant au même âge.

Fig. 14



Caractéristiques géochimiques des roches magmatiques exposées dans le Massif Central Est de la France. Résumé des caractéristiques géochimiques des granitoïdes E-FMC, dans un A / CNK (diagramme molaire $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Shand 1943) vs. FSMB ((FeO + MgO) × (Sr (wt.%) + Ba (wt.%) diagramme ([Laurent et al. , 2014](#)). Ce diagramme sépare les granitoïdes liés à différentes sources ([Moyen et al. , 2017](#)), et montre que les KCG sont principalement liés à la différenciation des vaugnérîtes (avec des composants crustaux mineurs occasionnellement); Les MPG sont liés à une source métasédimentaire; Les CPG sont générés à partir d'une source dominée par les orthogneiss, mais avec une implication plus courante soit d'un composant métasédimentaire (particulièrement prononcé dans le complexe du Velay) ou d'un composant mafique (*par exemple* le granite de la Margeride).

4.6 Effondrement gravitationnel du Carbonifère tardif au Permien (environ 305–295 Ma) et exhumation de la racine partiellement fondue de la ceinture orogénique varisque

Le Carbonifère tardif (Figs.15 et 18E) est marqué par l'extension à l'échelle régionale de la ceinture variscaine d'Europe occidentale (Ménard et Molnar, 1988), qui s'illustre particulièrement dans le Massif central français par l'activation de détachements à faible angle (Malavieille *et al.*, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Burg *et al.*, 1993 ; Faure, 1995 ; Gardien *et al.*, 1997 ; Vanderhaeghe *et al.*, 1999 ; Bouilhol *et al.*, 2006) contrôlant l'exhumation des migmatites au cœur de dômes comme le Velay dans le Massif Central (Dupraz et Didier, 1988 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Ledru *et coll.*, 2001) et la Montagne Noire dans le sud du Massif central français (Gèze, 1949 ; Nicolas *et al.*, 1977 ; Echtler et Malavieille, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Rabin *et al.*, 2015 ; Trap *et al.*, 2017) (Fig.3).

Les conditions métamorphiques HT / LP enregistrées par les migmatites carottant les dômes du Velay et de la Montagne Noire et par les granulites de la croûte inférieure ont été classiquement interprétées en termes d'augmentation brutale de température à la fin du Carbonifère (Marignac *et coll.*, 1980 ; Dupraz et Didier, 1988 ; Lardeaux *et coll.*, 2001 ; Ledru *et coll.*, 2001 ; Couzinié *et al.*, 2014 ; Barbey *et coll.*, 2015). Cependant, un tel événement catastrophique n'est pas requis par les données. En effet, comme discuté dans la section précédente, (i) les âges les plus anciens obtenus sur les migmatites dans le Limousin et autour des dômes du Velay et de la Montagne Noire, et (ii) la mise en place contemporaine des plutons granitiques et des vaugnérîtes indique que la croûte et le manteau étaient déjà partiellement fondu il y a 340 Ma et le resta dans tout le Carbonifère (Laurent *et coll.*, 2017 ; Vanderhaeghe *et coll.*, 1999). Un intervalle de temps similaire a été proposé pour la durée de l'événement de fusion partielle dans le segment crustal varisque exposé dans la zone Ivrea-Verbano (Guergouz *et coll.*, 2018) mais aussi pour la racine de la ceinture orogénique de Grenville (Turlin *et coll.*, 2018). L'extraction continue de magma d'une source partiellement fondue en profondeur entraîne la mise en place de plutons granitiques (CPG, MPG) à un niveau structural supérieur en combinaison avec l'entraînement de la matière source, ce qui explique pleinement leurs caractéristiques chimiques (Villaros *et al.*, 2018). La cristallisation finale des migmatites est limitée par l'âge des digues migmatitiques tardives en c. 297 Ma dans le Velay (Montel *et al.*, 2002 ; Didier *et al.*, 2013) et par la mise en place d'un granite syntectonique à c. 294 Ma dans la Montagne Noire (Poilvet *et al.*, 2011).

La taille des dômes du Velay et de la Montagne Noire, soit plusieurs dizaines de km de diamètre, indique qu'il s'agit de traits à l'échelle de la croûte (Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Ledru *et al.*, 2001). Cette vision d'une racine orogénique omniprésente partiellement fondue est corroborée par la diversité des protolithes (orthogneiss, paragneiss, amphibolites ...) qui ont fondu pour former les migmatites (Downes et Duthou, 1988 ; Williamson *et al.*, 1992 ; Downes *et al.*, 1997 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Barbey *et coll.*, 2015 ; Rabin *et coll.*, 2015). De plus, le fait que les dômes soient circonscrits par le feuilletage des paragneiss et orthogneiss hôtes (Lagarde *et al.*, 1994 ; Echtler et Malavieille, 1990 ; Mattauer *et coll.*, 1996) et par la foliation syn-fusion des migmatites (Burg et Vanderhaeghe, 1993 ; Ledru *et al.*, 2001 ; Rabin *et al.*, 2015) indique que les migmatites correspondent à un corps partiellement fondu mécaniquement cohérent. Dans le Velay, la foliation synmigmatitique délimite des sous-domaines d'environ 10 à 20 km de diamètre et porte une linéation minérale HT distribuée radialement indiquant le rôle des instabilités gravitationnelles (Ledru *et al.*, 2001 ; Vanderhaeghe, 2009). Ces sous-domaines ont été décrits dans le domaine de Naxos Aegean et interprétés comme reflétant la convection à l'échelle crustale (Kruckenberg *et al.*, 2011 ; Vanderhaeghe *et coll.*, 2018). Dans la Montagne Noire, les migmatites dans le noyau du dôme présentent un ellipsoïde de déformation finie prolata indicatif de constriction avec un axe long subhorizontal parallèle à l'axe du dôme de forme elliptique, qui est coeval avec l'exhumation du noyau du dôme (Echtler et Malavieille, 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1992 ; Mattauer *et al.*, 1996 ; Aerden et Malavieille, 1999 ; Charles *et al.*, 2009 ; Rabin *et al.*, 2015). Suivant cette logique, le développement de dômes de migmatite à l'échelle de la croûte terrestre à 305–295 Ma marque le moment où la croûte moyenne inférieure à longue durée de vie, partiellement fondue, s'est refroidie rapidement à la suite d'une exhumation rapide due à l'effondrement gravitationnel. Si l'amincissement crustal était plus rapide que la relaxation thermique, la décompression isotherme des migmatites entraînerait une augmentation du gradient géothermique tel qu'observé dans l'E-FMC (Montel *et al.*, 1992 ; Barbey *et al.*, 1999, 2015 ; Ledru *et al.*, 2001).

Pour expliquer la fusion prolongée de la racine de la croûte orogénique varisque, on peut invoquer les effets d'une augmentation de la production de chaleur radioactive de la croûte épaissie, combinée à l'augmentation du flux de chaleur du manteau due à l'enlèvement vers le sud de la dalle du manteau lithosphérique en dessous. le FMC. L'épaississement de la croûte terrestre et l'amincissement du manteau lithosphérique constituent le meilleur scénario pour produire un gradient géothermique élevé dans la croûte continentale (Vanderhaeghe et Duchêne, 2010) qui pourrait durer plusieurs dizaines de Myrs (Ueda *et al.*, 2012). Ce modèle est également soutenu par la nature et l'évolution spatiale / temporelle du magmatisme granitoïde et vaugnérîte (Moyen *et al.*, 2017 ; Laurent *et coll.*, 2017). En plus de l'apport thermique à la base de la croûte orogénique, la fusion partielle pourrait également être améliorée par l'exhumation, car les réactions de fusion par déshydratation sont croisées pendant la décompression (Thompson et Connolly, 1995).

Dans la zone externe de la ceinture variscaine, plus précisément dans la région de la Montagne Noire, des migmatites sont présentes en dessous et déforment une séquence métasédimentaire affectée par des plis

couchés et un métamorphisme de bas grade. Ceci est paradoxal car ce schéma ne correspond pas au modèle classique de relaxation thermique après empilement des nappes (Franke *et al.* , 2011). De plus, l'âge de dépôt du protolithe d'une partie de la séquence métasédimentaire (Visée à Namurienne) chevauche l'enregistrement géochronologique du métamorphisme HT / LP et de l'intrusion granitique, s'étendant à partir de c. 330 à c. 300 Ma. Afin de résoudre ce paradoxe, nous proposons que le dépôt de sédiments, le métamorphisme HT / LP et la mise en place du granite étaient bien contemporains mais se sont produits dans des unités latéralement éloignées qui ont ensuite été juxtaposées en raison de l'écoulement horizontal latéral de la racine orogénique partiellement fondue sous les roches sédimentaires et leur sous-sol crustal supérieur (Fig.18E et 19). Dans ce scénario, les migmatites carottant le dôme de la Montagne Noire représentent des roches partiellement fondues qui se trouvaient sous le plateau orogénique depuis le début du Carbonifère et qui ont volé latéralement de la zone interne vers la zone externe au Carbonifère tardif. Les migmatites et les granites associés ont ensuite été exhumés, refroidis et juxtaposés aux nappes métasédimentaires le long d'un détachement. Le sous-sol variscain exposé dans la zone axiale des Pyrénées et dans les massifs nord-pyrénéens présente des caractéristiques géologiques similaires (de Saint Blanquat, 1993 ; Gleizes *et coll.* , 1997 ; Cochelin *et coll.* , 2017) et la racine orogénique partiellement fondue pourrait avoir volé vers l'avant-pays sous les Pyrénées actuelles, fournissant une explication de leur histoire structurelle et métamorphique carbonifère-permienne particulière.

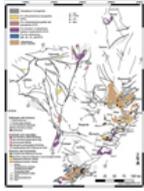
La comparaison entre la partie est et la partie ouest du FMC montre que les grands dômes de migmatite du Carbonifère tardif ne sont exposés que dans la partie orientale du FMC, ce qui indique que le Sillon Houiller est une fracture tectonique majeure entre ces deux parties du FMC, à moins au cours de l'évolution tectonique orogénique tardive. Le Sillon Houiller correspond à une zone de cisaillement striée subverticale sinistrale (Grolier et Letourneur, 1968 ; Arthaud et Matte, 1975) coupant les zones de cisaillement transcendantales transcendantales du Carbonifère inférieur à moyen. Il est dans des endroits scellés par les volcanites viséens, et localise le dépôt de sédiments clastiques du Carbonifère tardif au Permien accompagné de la mise en place de rhyolite au début de l'extension (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Joly *et coll.* , 2008 , 2009 ;Lapierre *et coll.* , 2008 ; Thiéry *et coll.* , 2009). Les rares données U-Pb indiquent un début de dépôt dans certains bassins dès 330 Ma (bassins de Bosmoreau et Decazeville), mais la plupart des lits de cendres donnent des âges de 300 à 295 Ma qui contraignent une prédominance de bassins intramontagnards syntectoniques (Jaujac, Bosmoreau, Alès , Bertholène, Graissessac et Roujan-Neffies) au cours du Carbonifère tardif (Bruguier *et al.* , 1998 ,2003). Dans le Livradois, le refroidissement des migmatites et des granites est enregistré par thermochronologie argon sur micas et K-feldspath entre 307 et 300 Ma. Elle est associée à l'exhumation le long d'un détachement à faible angle de haut en bas qui contrôle le dépôt de sédiments houillers dans le bassin de Brassac (Gardien *et al.* , 2011 ; Vanderhaeghe *et al.* , 2013). Le contact discordant de ces dépôts avec la LGU (localement migmatitique) et l'UGU atteste que ces unités métamorphiques ont atteint une exposition de surface à la fin du Carbonifère et que l'exhumation et la cristallisation de la croûte orogénique partiellement fondue et des fondations crustales ont été essentiellement terminées à 295 Ma.

Dans le Massif central occidental, cette période est marquée par des décollements ductiles-cassants comme la faille d'Argentat qui accueillent également une composante de déplacement par glissement (Bellot et Roig, 2007). Ainsi, l'activité du Sillon Houiller chevauche la transition du développement du plateau orogénique à l'effondrement gravitationnel de la ceinture variscaine. Le décalage latéral limité du Sillon Houiller par rapport à sa longueur est cohérent avec son rôle de faille de transfert accueillant une plus grande extension NS dans la partie orientale du Massif Central français par rapport à la partie ouest (Burg *et coll.* , 1990). La présence de dômes de migmatite uniquement dans la partie orientale du Massif Central français est cohérente avec ce modèle. Actuellement, à l'exception d'une légère variation sous le rift cénozoïque, la croûte continentale présente une épaisseur constante de c. 30 km de part et d'autre du Sillon Houiller (Ziegler et Dèzes, 2006). Cela suggère qu'au moment de l'effondrement gravitationnel orogénique, la plus grande extension de surface dans l'est du Massif central français a été compensée dans la racine orogénique par l'écoulement des roches partiellement fondues du nord et de l'ouest du Massif central français vers le Velay et la Montagne Dôme noire dans la partie sud-est du Massif central français. Par ailleurs, la présence de migmatites dans la Montagne Noire et dans les Pyrénées, sous la séquence sédimentaire de l'avant-pays affectée par les plis couchés et le métamorphisme de bas grade à HT / LP, suggère également que la racine orogénique partiellement fondue s'est envolée vers l'avant-pays. Ce modèle fournit une explication potentielle de l'énigmatique gradient géothermique élevé identifié dans la zone externe et de la propagation de l'épaississement crustal dans l'avant-pays sous les roches supracrustales. Grolier and Letourneur, 1968; Bonijoly and Castaing, 1984).

L'enregistrement PTt de la croûte inférieure documenté par les xénolithes granulitiques felsiques et mafiques avec une pression maximale de 14 kbar et une température de 900 ° C suivie d'une décompression quasi isotherme (Leyreloup, 1974 ; Montel, 1985 ; Downes et Leyreloup, 1986) est cohérent avec une croûte orogénique chaude et épaisse qui a ensuite été affectée par un éclaircissage. Les âges U-Pb sur zircon des granulites de 320 à 280 Ma couvrent la transition de l'épaississement crustal à l'effondrement gravitationnel (Downes et Leyreloup, 1986 ; Costa et Rey, 1995). Les caractéristiques géochimiques des granulites suggèrent qu'ils représentent un mélange de (i) résistants (roches qui n'étaient pas sujettes à fondre), (ii) résidus solides après extraction par fusion, (iii) cumulats (iv) et fondus résiduels (Dupuy *et al.* . , 1979 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ;Vielzeuf *et coll.* , 1990 ; Downes *et coll.* , 1997), qui est complémentaire des preuves des magmas dérivés de

la croûte terrestre placés à des niveaux structuraux plus élevés. De telles caractéristiques sont également identifiées dans les sections exposées de la croûte inférieure variscaine dans la zone Ivrea (Percival, 1992 ; Barboza *et al.*, 1999 ; Bea et Montero, 1999 ; Schaltegger et Gebauer, 1999 ; Guergouz *et coll.*, 2018) ou en Calabre (Schenk, 1980, 1981, 1989).

Fig. 15



Magmatisme du Carbonifère-Permien tardif. Roches magmatiques avec des âges allant de c. 305 à c. 295 Ma sont localisés le long du Sillon Houiller et sont présents sous forme de plutons et au cœur de grands dômes de migmatite (Velay, Montagne Noire) dans la partie orientale du Massif central français. La présence de roches plutoniques au sud du Massif Central français suggère que la source partiellement fondue a migré depuis le Carbonifère inférieur de la zone interne vers la zone externe de la ceinture variscaine. La combinaison de granites de type MPG, de type CPG et de type KCG mis en place au cours de cette période est cohérente avec la contribution des sources crustales et du manteau et est interprétée comme reflétant l'impact du recul des dalles vers le sud qui est plus prononcé sous la partie orientale du Massif central français.

4.7 Pertinence du modèle géodynamico-tectonique proposé par rapport à la modélisation physique de la dynamique des ceintures orogéniques

Dans cette section, nous évaluons l'importance du bilan géologique des roches formant la ceinture variscaine exposées dans le Massif central français en termes d'évolution thermomécanique des ceintures orogéniques étudiées par modélisation physique.

Les éclogites, qui sont les plus anciennes roches métamorphiques identifiées dans le Massif Central français, et qui sont présentes au niveau structural le plus élevé du tas de nappes, ont enregistré des conditions HP / LT. De telles conditions impliquent un enfouissement à plus de 30 km de profondeur et plus rapidement que l'effet de la diffusion thermique, typiquement un taux de subduction de plus de 1 cm / an (Huerta *et al.*, 1996 ; Henry *et al.*, 1997).

la modélisation de l'évolution thermique des ceintures orogéniques a montré qu'un délai de 20 à 30 Myrs après épaissement crustal est nécessaire pour que la diffusion thermique et la production de chaleur par désintégration naturelle des isotopes radioactifs conduisent à une fusion partielle significative de la racine orogénique (England and Thompson, 1984 ; Thompson et Connolly, 1995). Cet écart de 20 à 30 Myrs est cohérent avec le dossier géochronologique des éclogites et granulites HT conservés dans l'UGU. À son tour, l'impact thermique de l'enlèvement de la racine du manteau lithosphérique est plus rapide et dramatique en termes d'augmentation de la température dans la croûte (Houseman *et al.*, 1981 ; Arnold *et coll.*, 2001). L'amincissement du manteau lithosphérique est si efficace qu'il a été proposé comme mécanisme pour tenir compte du métamorphisme HT / LP dans les bassins d'arrière-arc marqués par une croûte relativement mince (Collins, 2002). Dans le cas d'une frontière de plaque convergente marquée par le recul de la plaque et l'accrétion tectonique, la production de chaleur radioactive et le flux de chaleur du manteau sont augmentés simultanément, ce qui est le scénario le plus favorable pour une racine orogénique chaude (Sandiford et Powell, 1990 ; Vanderhaeghe et Duchêne, 2010 ; Arnold *et coll.*, 2001). Dans un tel cas, la relaxation thermique après le retrait du manteau lithosphérique se produit sur environ 100 Myrs (Ueda *et al.*, 2012), ce qui correspond à peu près à la durée du métamorphisme et du magmatisme HT invoqués dans le modèle géodynamico-tectonique présenté dans cet article.

L'exhumation des roches entraînées en subduction entraîne un découplage mécanique de ces roches de la dalle descendante, ce qui indique à son tour que leur flottabilité a atteint leur résistance mécanique (Chemenda *et al.*, 1996 ; Escher et Beaumont, 1997 ; Warren *et coll.*, 2008). À son tour, la fusion partielle pourrait être particulièrement efficace pour diminuer la résistance des roches enfouies et favoriser ainsi leur découplage de la dalle descendante et leur exhumation.

La présence d'une racine orogénique de faible viscosité provoque un écoulement horizontal de la croûte épaissie (Artyushkov, 1973 ; Molnar and Lyon-Caen, 1988 ; Bird, 1991 ; Royden, 1996). Cet écoulement horizontal, entraîné par la force de gravité associée aux variations latérales du poids de la colonne crustale, se produit préférentiellement vers une frontière libre ou une zone mécaniquement faible. Dans le cas d'un bord de plaque avançant, c'est -à- dire d'une indentation, l'écoulement horizontal se produit préférentiellement latéralement et est associé à l'activation de zones de cisaillement antidérapantes (Royden, 1997 ; Cagnard *et coll.*, 2006). La couche de faible viscosité pourrait également s'écouler dans le sens de la convergence, vers l'avant-pays (Henk, 2000 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2003). La présence d'une couche de faible viscosité empêche également le maintien d'une surface topographique irrégulière (Artyushkov, 1973), ce qui conduit à la formation d'un plateau orogénique (Molnar *et coll.*, 1993 ; Vanderhaeghe *et coll.*, 2003). Si la zone de faible croûte est maintenue le long de ses limites par des sections crustales plus fortes, le plateau

orogénique pourrait être maintenu ([Vanderhaeghe et al. , 2003](#) ; [Cook et Royden, 2008](#)). Au contraire, l'écoulement horizontal de la racine orogénique à faible viscosité entraînera une redistribution de la croûte orogénique jusqu'à la décroissance totale de la force de gravité ([Rey et coll. , 2001](#)). Le style d'extension est contrôlé par la rhéologie de la croûte et donc sa température ([Buck, 1991](#) ; [Rey et al., 2009](#)).

Compte tenu de sa faible densité et de sa faible viscosité, une racine orogénique partiellement fondue est susceptible de développer des instabilités diapiriques de Rayleigh-Taylor ([Ramberg, 1968](#) ; [Talbot, 1979](#) ; [Perchuk et al., 1992](#) ; [Weinberg et Schmeling, 1992](#) ; [Cruden et coll. , 1995](#)) et même des instabilités convectives ([Weinberg, 1997](#) ; [Vanderhaeghe et al., 2018](#)).

5 Conclusion

Les archives structurales, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques du Massif Central français fournissent une archive de l'évolution thermomécanique de la ceinture varisque en Europe occidentale et documente l'impact de la fusion partielle et du magmatisme au cours de l'évolution orogénique, comme résumé dans ce qui suit et dans [Figures 18](#) et [19](#) .

La paléogéographie pré-varisque ([Fig.16](#) et [17](#)) est marquée par une hyper-extension de la marge nord du supercontinent du Gondwana, mise en évidence par la mise en place coevale de granitoïdes alcalins et de magmas mafiques-felsiques tholéïtiques à calc-alcalins bimodaux de la leptynite Complexe d'amphibolites à l'époque de l'Ordovicien (485–460 Ma). Ce cadre est particulièrement propice au piégeage de sédiments détritiques volumineux et à la mise en place de magmas alcalins qui pourraient représenter les protolithes de la partie principale des métagreywackes, métapélites et orthogneiss formant l'UGU, MAU, LGU et PAU.

La présence d'enclaves mafiques et ultramafiques du faciès écolite HT du complexe d'amphibolites de leptynite dans les granulites HP migmatitiques de l'UGU indique une subduction de la croûte océanique immature ([Fig.18A](#)) avec des rubans continentaux ([Fig.18B](#)). La différence d'âge de 20 à 30 Ma entre le métamorphisme du faciès écolite enregistré par le LAC correspond au temps nécessaire à la relaxation thermique et à la fusion partielle. La fusion partielle a potentiellement déclenché le découplage de l'UGU de la dalle descendante permettant l'exhumation syn-orogénique de l'UGU partiellement fondu entraînant des morceaux de roches mafiques et ultramafiques formant le LAC et représentant la lithosphère océanique précédemment subduite et / ou une partie du manteau de suprasubduction. La percolation dans le manteau de suprasubduction de fonte felsique séparée de l'UGU partiellement fondu aurait probablement contribué à son enrichissement en HFSE, REE et LILE nécessaires pour former la source des vagnérites ultérieures.

Lors de la transition Dévonien-Carbonifère, l'ouverture d'une faille dans la zone interne de la ceinture variscaine s'accompagne de la mise en place du c. 360 Ma ACG et magmas calc-alcalins à tholéïtiques bas-K de l'Unité Brévenne et ligne tonalitique Limousin. Ceci est contemporain avec la propagation de la poussée dans la zone externe et le dépôt de sédiments détritiques dans l'avant-pays que nous attribuons provisoirement à la propagation vers l'extérieur de la ceinture orogénique dans un contexte de retrait de la dalle ([Fig. 18C](#)). Un tel contexte aurait pu faciliter l'exhumation syn-orogénique des unités felsiques partiellement fondues flottantes et de faible viscosité préalablement entraînées avec la dalle de sous-conduction.

Les zones de cisaillement transcendantales à l'échelle régionale et la propagation des poussées à l'avant-pays accueillent le développement d'un plateau orogénique par écoulement latéral gravitaire de la racine orogénique partiellement fondue, en raison d'une anomalie thermique carbonifère majeure d'étendue lithosphérique. Ceci est en effet associé au métamorphisme haute température / moyenne pression et à la mise en place de plutons syntectoniques de 345 à 310 Ma ([Fig. 18D](#)). La diversité des signatures géochimiques des roches magmatiques englobant MPG, CPG et leurs équivalents volcaniques, les vagnérites KCG et Mg-K indique une contribution à la fois de la croûte et du manteau. Ce dernier, ainsi que les âges de mise en place plus jeunes vers le sud de ces roches magmatiques, est compatible avec un recul progressif vers le sud de la dalle plongeant vers le nord pendant le Carbonifère.

L'effondrement gravitationnel du Carbonifère tardif de la croûte orogénique varisque ([Fig. 18E](#)) est accommodé par extension de la croûte supérieure et par écoulement latéral et exhumation de la racine partiellement fondue. Ceci est marqué par la formation de dômes à l'échelle crustale carottés par des migmatites LP et des granites hétérogènes contemporains avec la mise en place de laccolithes syntectoniques dans la paroi inférieure des décollements à faible angle. Ceux-ci sont complémentaires d'une croûte inférieure granulitique réfractaire formée par un métamorphisme prolongé à haute température, une fusion partielle et une ségrégation fusion / solide.

Selon ce nouveau modèle cohérent avec la modélisation physique, la présence continue et prolongée de fonte à la racine de la croûte orogénique joue un rôle crucial dans l'évolution tectonique de la ceinture variscaine en (i) déclenchant l'exhumation syn-orogénique d'unités continentales subductées découplées de la dalle descendante; (ii) contrôler la formation et le développement latéral d'un plateau orogénique; et enfin (iii) guider la formation de complexes de noyaux métamorphiques pendant l'effondrement gravitationnel orogénique. La fonte de la croûte commence par la ségrégation des fondus des unités océaniques et

continentales subductées dans le Dévonien. Par la suite pendant le Carbonifère, la mise en place de plutons et de volcanites lors de la construction du plateau orogénique a une contribution de la croûte partiellement fondue et du manteau. Le maintien d'une croûte partiellement fondue pendant plusieurs dizaines de Myrs est probablement favorisé par les effets combinés de la production de chaleur radioactive et de l'augmentation du flux de chaleur du manteau en raison du retrait de la dalle du manteau lithosphérique. Il s'est terminé par l'extraction de magmas différenciés et la cristallisation de la racine orogénique partiellement fondue effondrée. Le bilan géologique du Carbonifère contrasté entre le Massif central de l'Ouest et de l'Est séparé par le Sillon Houiller est cohérent avec un recul de la dalle plus prononcé à l'Est vers la frontière libre du Paléotéthys. La partie orientale du Massif central français est en effet caractérisée par (i) l'abondance de diorites Mg-K (vaugnérites) et de granites de type KCG indiquant la contribution des magmas dérivés du manteau, Fig.19).

Fig. 16

Configuration géodynamique pré-variscaine. A. Au Cambrien, la marge du Gondwana est marquée par la mise en place de magmas calc-alcalins attribués à une source de manteau enrichi au-dessus d'une dalle de subduction. La taille de l'apetus est d'environ 2 000 à 3 000 km de large. B. Pendant l'Ordovicien, les rubans continentaux Avalonia et Armorica sont séparés de la marge du Gondwana. L'océan rhéique correspond à la future suture rhéique exposée dans le sud de la Grande-Bretagne. L'océan médio-européen correspond au complexe de leptynite-amphibolite formant des boudins et des enclaves dans des nappes de haute qualité du terrane allochtone moldanubien (voir Fig.3). La signature tholéiitique à calc-alcaline du LAC est interprétée comme reflétant une mise en place des protolithes magmatiques dans un contexte océanique en arrière-arc ou immature. Les magmas alcalins intrusifs dans les séquences sédimentaires édiacariennes correspondent aux orthogneiss conservés dans la LGU et la PAU et sont attribués à l'ouverture d'une série de rifts conduisant à une hyperextension de la marge du Gondwana. Ces caractéristiques sont cohérentes avec le recul de la dalle d'apetus plongeant vers le sud qui conduira éventuellement à l'accrétion tectonique d'Avalonia au craton Laurussia.



Fig. 17

Reconstruction géodynamique à l'échelle de la plaque pour le Paléozoïque (modifié d'après Domeier, 2016 ; Domeier et Torsvik, 2014 ; Matte, 2001). A. Cambrien 500 Ma (541–485 Ma). La marge du Gondwana est au pôle Sud, la Laurentie est à l'équateur et l'océan lapetus mesure au moins 3000 km de large. La marge du Gondwana est une frontière de plaque active marquée par la subduction de l'apetus. B. Ordovicien 470 Ma (485–444 Ma). La marge du Gondwana est marquée par une hyperextension entraînant la séparation de l'Avalonia et de l'Armorique et l'ouverture des océans rhéique et médio-européen. C. Silurien 430 Ma (444–419 Ma). L'océan lapetus a fermé et Avalonia a été accrétée tectoniquement en Laurussia. L'océan rhéique a commencé à se subduire sous la marge de la Laurussie et de l'océan médio-européen, entre l'Armorique et le Gondwana est à sa largeur maximale. D. Dévonien 380 Ma (419–359 Ma). L'Armorique est délimitée par des zones de subduction avec une vergence opposée aboutissant à la formation de la ceinture variscaine. E. Carbonifère 330 Ma (359–299 Ma). Le front orogénique variscain progresse de l'arrière-pays vers l'avant-pays en association avec le recul des dalles.

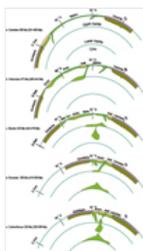
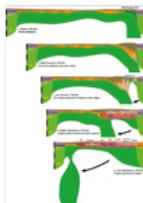


Fig. 18

Modèle géodynamico-tectonique du bel variscain exposé dans le Massif central français. A. Subduction silurienne (environ 420 Ma) de l'océan médio-européen. B. Subduction du Dévonien moyen (environ 385 Ma) et fonte partielle de la marge continentale nord hyper-étendue du craton du Gondwana. C. Retrait des dalles du Dévonien supérieur (c. 365 Ma), ouverture du rift de Brévenne et exhumation syn-orogénique de nappes partiellement fondues de haute qualité. D. Développement du Carbonifère inférieur (environ 330 Ma) d'un plateau orogénique par écoulement latéral de racine orogénique partiellement fondue dans un contexte de convergence des plaques et de retrait des dalles vers le sud. E. Effondrement gravitationnel du Carbonifère tardif (environ 300 Ma) de la ceinture variscaine dans un contexte de délaminage de la dalle vers le sud accommodé par l'écoulement latéral et ascendant



de la racine orogénique partiellement fondue concomitante à l'extension fragile de la croûte supérieure.

Fig. 19



Modèle 3D de la structure crustale et lithosphérique du Carbonifère tardif de la ceinture varisque sous le Massif central français. L'effondrement gravitationnel est accommodé par (i) l'écoulement latéral de la racine orogénique partiellement fondue de l'ouest vers l'est du Massif central français et de la zone interne vers la zone externe vers le sud, et (ii) l'écoulement vers le haut pour former des dômes de migmatite dans les complexes centraux métamorphiques. Le Sillon Houiller accueille des retraits différentiels de dalles entre les parties est et ouest du Massif central français.

Remerciements

Cet article résulte d'un long processus de gestation. Tout d'abord, Olivier Vanderhaeghe est très reconnaissant à Patrick Ledru et Jean-Michel Caron pour leur initiation à la géologie du Massif Central Français et aussi à Jean-Pierre Burg pour ses encouragements à développer l'analyse structurale des migmatites. Les auteurs adressent un remerciement particulier à Philippe Rossi, directeur du programme français de cartographie géologique, et au BRGM pour leur soutien financier à différentes étapes. Arnaud Villaros reconnaît le soutien financier du Labex VOLTAIRE (ANR-10-LABX-100-01) et Jean-François Moyen, Simon Couzinié et Arnaud Villaros ont été soutenus par des crédits du programme INSU 2016 Syster.

Une première version de ce manuscrit, soumise à un volume spécial de l'IJES suite à la conférence Variscan 2015, a bénéficié du point de vue stimulant de Roberto Weinberg et de l'avis critique d'un critique anonyme. En conséquence, la version actuelle a été considérablement augmentée et elle-même été considérablement améliorée grâce à la critique constructive de Jacques Malavieille et aux commentaires stimulants d'un critique anonyme ne partageant pas la même vision de ce segment de la ceinture variscaine. Les auteurs remercient Olivier Averbuch et Laurent Jolivet pour leur rédaction soignée et équilibrée.

Les références

- Aerden DGAM. 1998. Évolution tectonique de la Montagne Noire et modèle orogénique possible d'exhumation syncollisionnelle de roches profondes, ceinture variscaine, France. *Tectonics* 17: 62–79. <https://doi.org/10.1029/97TC02342>. [CrossRef] [Google Scholar]
- Aerden DG, Malavieille J. 1999. Origine d'une nappe pliée à grande échelle dans la ceinture variscaine de la Montagne Noire, France. *J. Struct. Geol.* 21: 1321–1333. [CrossRef] [Google Scholar]
- Alexandre P. 2007. U-Pb zircon SIMS âges du Massif Central français et implication pour l'évolution tectonique pré-variscaine en Europe de l'Ouest. *Comptes Rendus Geosci.* 339: 613–621. [CrossRef] [Google Scholar]
- Alexandrov P, Cheilletz A, Deloule É, Cuney M. 2000. Age de cristallisation de 319 ± 7 Ma pour le granite Blond (nord-ouest du Limousin, Massif central français) obtenu par datation par sonde ionique U / Pb des zircons. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. Planète IIA-Terre. Sci.* 330: 617–622. [Google Scholar]
- Alexandrov P, Floc'h J-P, Cuney M, Cheilletz A., 2001. Datation U-Pb à la microsonde ionique des zircons de l'unité supérieure de Gneiss dans le Sud Limousin, Massif Central. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 332: 625–632. [Google Scholar]
- Altherr R, Kalt A. 1996. Évolution métamorphique des péridotites de grenat à ultra-haute pression des Vosges varisques Mts. (France). *Chem. Geol.* 134: 27–47. [CrossRef] [Google Scholar]
- Annen C, Sparks RSJ. 2002. Effets de la mise en place répétitive d'intrusions basaltiques sur l'évolution thermique et la génération de fonte dans la croûte. *Planète Terre. Sci. Lett.* 203: 937–955. [CrossRef] [Google Scholar]

Arnaud F, Burg J-P. 1993. Microstructures des mylonites schisteuses : cartographie des chevauchements varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 317: 1441–1447. [[Google Scholar](#)]

Arnaud F, Boullier AM, Burg JP. 2004. Structures de cisaillement et microstructures en micaschistes: le duplex Variscan Cévennes (Massif Central). *J. Struct. Geol.* 26: 855–868. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Arnold J, Jacoby WR, Schmeling H, Schott B. 2001. Collision continentale et évolution dynamique et thermique de la racine crustale orogénique varisque - Modèles numériques. *J. Geodyn.* 31: 273-291. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00023-5) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Arthaud F, Matte P. 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25: 139–171. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Arthaud F, Mattauer M, Proust F. 1966. La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire. In: *Colloque « Étages Tectoniques »*, À La Baconnière, Neuchâtel, 247 p. [[Google Scholar](#)]

Artyushkov EV. 1973. Stress dans la lithosphère causés par des inhomogénéités d'épaisseur de la croûte. *J. Geophys. Res.* 78: 7675–7708. <https://doi.org/10.1029/JB078i032p07675> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Audren C, Feybesse JL, Tegye M, Triboulet C. 1987. Relations entre déformations et cristallisations et chemins « PTtd » des micaschistes polyphasés d'Echassières. Modèle d'évolution géodynamique. *Géol Fr.* 2: 43–45. [[Google Scholar](#)]

Autran A, Cogné J. 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Mém. BRGM* 191–202. [[Google Scholar](#)]

Autran A, Guillot PL. 1978. L'évolution métamorphique du Limousin (Massif Central français) au Paléozoïque. Relation entre les cycles Calédonien et Varisque. In: *La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale*, pp. 211–226. [[Google Scholar](#)]

Averbuch O, Piromallo C. 2012. Y a-t-il un reste de dalle variscaine subductée dans le manteau sous le bassin parisien? Implications pour le processus de délamination lithosphérique varisque tardive et la formation du bassin parisien. *Tectonophysics* 558: 70–83. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ballèvre M, Balé P. 1992. Forage scientifique de Sancerre-Couy: tectonique et métamorphisme. *Géologie Fr.* 135–138. [[Google Scholar](#)]

Ballèvre M, Kienast JR, Paquette J-L. 1987. Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 305: 127–131. [[Google Scholar](#)]

Ballèvre M, Capdevila R, Guerrot C, Peucat JJ. 2002. Découverte d'un orthogneiss alcalin dans l'Unité Cellier éclogitique (Complexe des Champtoceaux, Massif Armoricaïn): nouveau témoin de la fracture ordovicienne. *Comptes Rendus Geosci.* 334: 303–311. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ballèvre M, Bosse V, Ducassou C, Pitra P. 2009. Histoire paléozoïque du Massif Armoricaïn: modèles d'évolution tectonique des zones de suture. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 174–201. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ballèvre M, Martínez Catalán JR, López-Carmona A, Pitra P, Abati J, Fernández RD, *et al.* 2014. Corrélation de l'empilement de nappes dans l'arc ibéro-armoricaïn du golfe de Gascogne: un projet conjoint franco-espagnol. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 77-113. <https://doi.org/10.1144/SP405.13> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Barbarin B. 1999. Un examen des relations entre les types de granitoïdes, leurs origines et leurs environnements géodynamiques. *Lithos* 46: 605–626. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Barbarin B, Belin JM. 1982. Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « St Gervais-L'Hermitage » (Massif central français). *CR Acad Sci Paris II* 294: 1377–1380. [\[Google Scholar\]](#)

Barbey P, Marignac C, Montel JM, Macaudiere J, Gasquet D, Jabbori J. 1999. Textures de croissance de cordiérite et conditions de genèse et de mise en place des magmas granitiques crustaux: le complexe granitique du Velay (Massif Central, France). *J. Petrol.* 40: 1425–1441. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Barbey P, Cheilletz A, Laumonier B. 2001. Les orthogneiss du Canigou (Pyrénées-Orientales, France, Espagne): un laccolithe granitique rapakivi de l'Ordovicien précoce et son auréole de contact. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. II Planète A-Terre. Sci.* 332: 129-136. [\[Google Scholar\]](#)

Barbey P, Villaros A, Marignac C, Montel JM. 2015. Fusion multiphase, mise en place du magma et trajectoire PT-temps en contexte de collision tardive: l'exemple du Velay (Massif Central, France). *Taureau. Soc. Geol. Fr.* 186: 93-116. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Barboza SA, Bergantz GW, Brown M. 1999. Métamorphisme régional du faciès granulitique dans la zone d'Ivrea: le complexe mafique est-il le pistolet fumant ou un hareng rouge? *Geology* 27: 447–450. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bard JP, Burg JP, Matte P, Ribeiro A. 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Géologie Eur.* 108: 233–46. [\[Google Scholar\]](#)

Batias P, Duthou JL. 1979. Age Viséen supérieur du granite porphyroïde de Vienne-Tournon (Massif Central français). In: *Proc. 7^e La Réunion. Annu. Sci. Terre Lyon.* [\[Google Scholar\]](#)

Bé Mézémé E. 2005. Contribution de la géochronologie U-Th-Pb sur monazite à la compréhension de la fusion crustale dans la chaîne Varisque française et implication géodynamique. Orléans. [\[Google Scholar\]](#)

Bé Mézémé E, Cocherie A, Faure M, Legendre O, Rossi P. 2006. Géochronologie à microsonde électronique monazite des événements magmatiques: exemples de migmatites et granitoïdes varisques, Massif Central, France. *Lithos* 87: 276-288. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bea F, Montero P. 1999. Comportement des phases accessoires et redistribution de Zr, REE, Y, Th et U pendant le métamorphisme et la fusion partielle des métapelites dans la croûte inférieure: un exemple de la formation de kinzigite d'Ivrea-Verbano, dans le nord-ouest de l'Italie. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63: 1133–1153. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bébian J. 1971. Eléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. *Cr Seances Acad Sci Paris* 273: 466–8. [\[Google Scholar\]](#)

Becq-Giraudon J-F. 1993. Problèmes de la biostratigraphie dans le Paléozoïque supérieur continental (Stéphanien-Autunien) du Massif Central. *Geodin. Acta* 6: 219–224. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Becq-Giraudon JF, Montenat C, Van Den Driessche J. 1996. Phénomènes hercyniens de haute altitude dans le Massif central français: implications tectoniques. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 122: 227–241. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bellot J-P. 2001. La structure de la croûte varisque du Sud-Limousin (Massif central français) et ses relations avec les minéralisations aurifères tardi-orogéniques: Apport des données géologiques, géologiques, géophysiques et de la modélisation 3D. Université de Montpellier II. [\[Google Scholar\]](#)

Bellot JP. 2007. Déformation extensionnelle assistée par des fluides minéralisés dans la transition fragile-ductile: aperçus du sud-ouest du Massif Central, France. *J. Struct. Geol.* 29: 225-240. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Bellot JP, Roig JY. 2007. Exhumation épisodique de roches HP déduites de données structurales et de trajectoires PT du sud-ouest du Massif Central (ceinture de Variscan, France). *J. Struct. Geol.* 29: 1538–1557. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Berger J, Femenias O, Mercier JCC, Demaiffe D. 2006. Une crête varisque à propagation lente (MOR-LHOT) en Limousin (Massif Central): évolution magmatique et cadre tectonique déduits de la chimie

minérale. *Minéral. Mag.* 70, 175–185. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Berger J, Féménias O, Ohnenstetter D, Bruguier O, Plissart G, Mercier J-CC, *et al.* 2010a. Nouvelle occurrence d'éclogites UHP en Limousin (Massif Central): âge, milieu tectonique et interactions fluide-roche. *Lithos* 118: 365-382. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Berger J, Femenias O, Ohnenstetter D, Plissart G, Mercier JC. 2010b. Origine et signification tectonique des amphibolites corindon-cyanite-saphirine du Massif central varisque français. *J. Metamorph. Geol.* 28: 341–360. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bernard-Griffiths J. 1975. Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique: le Bas Limousin, Massif-Central français. Université de Clermont, Unité d'enseignement et de recherche de sciences. [[Google Scholar](#)]

Bernard-Griffiths J, Cornichet J. 1985. Origine des éclogites de Bretagne Sud, France: une étude Sm / Nd isotopique et REE. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Secte.* 52: 185–201. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bernard-Griffiths J, Cantagrel JM, Duthou JL. 1977. Preuve radiométrique d'un événement tectonométamorphique acadien dans l'ouest du Massif Central Français. *Contrib. Minéral. Essence.* 61: 199-212. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bernard-Griffiths J, Gebauer D, Grunenfelder M, Piboule M. 1985. La ceinture de tonalite du Limousin (Massif central français); Âges du zircon U-Pb et implications géotectoniques. *Taureau. Société Géologique Fr.* 1: 523-529. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bertaux J, Becq-Giraudon J-F, Jacquemin H. 1993. Les bassins anthracifères de la région de Roanne (Loire, Massif central) marqueurs d'une tectonique active durant le Viséen. *Géologie Fr.* 4: 3–10. [[Google Scholar](#)]

Berthier F, Duthou JL, Roques M. 1979. Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses facies types. *Bull BRGM* 1: 59–72. [[Google Scholar](#)]

Bertrand M. 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 3: 440–442. [[Google Scholar](#)]

Bertrand JM, Leterrier J, Cuney M, Brouand M, Stussi JM, Delaperrière E, *et al.* 2001. Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie Fr.* 1: 167–189. [[Google Scholar](#)]

Bird P. 1991. Extrusion latérale de la croûte inférieure sous haute topographie dans la limite isostatique. *J. Geophys. Res.* 96: 10275. <https://doi.org/10.1029/91JB00370> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bitri A, Truffert C, Bellot JP, Bouchot V, Ledru P, Milési JP, *et al.* 1999. Imagerie de paléo-champs hydrothermaux As-Au-Sb à l'échelle crustale dans la ceinture variscaine: sismique réflexion verticale (GeoFrance 3D: Massif Central français). *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II - Une planète terrestre. Sci.* 329: 771–777. [[Google Scholar](#)]

Bitri A, Brun JP, Gapais D, Cagnard F, Gumiaux C, Chantraine J, *et al.* 2010. Imagerie sismique en réflexion profonde de la zone interne de la ceinture hercynienne sud-armoricaine (ouest de la France) (programme ARMOR 2 / Géofrance 3D). *Comptes Rendus Geosci.* 342: 448–452. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bodinier J-L, Burg J-P. 1981. Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull BRGM* 1: 315–339. [[Google Scholar](#)]

Bodinier J-L, Giraud A, Dupuy C, Leyreloup A, Dostal J. 1986. Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne ; Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Société Géologique Fr.* 2: 115–123. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Boehnke P, Watson EB, Trail D, Harrison TM, Schmitt AK. 2013. La saturation du Zircon revisitée. *Chem. Geol.* 351: 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Bonijoly D, Castaing CH. 1984. Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann Soc Geol Nord* 103: 187–199. [\[Google Scholar\]](#)
- Bosse V, Feraud G, Ruffet G, Ballèvre M, Peucat JJ, De Jong K. 2000. Subduction Dévonien tardif et exhumation précoce de roches au faciès éclobite du Complexe de Champtoceaux (Ceinture variscaine, France). *Geol. J.* 35: 297–325. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Bosse V, Féraud G, Balleve M, Peucat JJ, Corsini M. 2005. Rb-Sr et $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ âges dans les blueschists de l'île de Groix (Massif armoricain, France): implications pour les mécanismes de fermeture dans les systèmes isotopiques. *Chem. Geol.* 220: 21–45. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Bouchardon JL, Santallier D, Briand B, Ménot RP, Piboule M. 1989. Eclogites dans l'orogène paléozoïque français: signification géodynamique. *Tectonophysics* 169: 317–332. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Bouilhol P, Leyreloup AF, Delor C, Vauchez A, Monié P. 2006. Relations entre croûte inférieure et supérieure tectonique lors du dôme: la bordure sud mylonitique du noyau métamorphique du Velay (Cévennes-Massif Central). *Geodin. Acta* 19: 137–153. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Boutin R, Montigny R. 1993. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar des amphibolites du complexes leptynoamphibolique du Plateau d'Aigurande: collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif Central français. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316: 1391–1398. [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B. 1978. Métamorphisme inverse et chevauchement de type himalayen dans la série de la vallée du Lot. *CR Acad Sci Paris* 286: 729–731. [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B, Gay M. 1978. La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM* 3: 167–186. [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B, Piboule M. 1979. Les metabasites de la série de Marvejols (Massif central) : témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière-arc cambro-ordovicien ? *Bull BRGM* 2(l): 131–171. [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B, Piboule M, Bouchardon JL. 1988. Diversité géochimique des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central) ; origine et implications. *Bull. Société Géologique Fr.* 4: 489–498. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B, Bouchardon JL, Ouali H, Piboule M, Capiez P. 1995. Géochimie des complexes bimodaux amphibolites - gneiss felsiques de l'est du Massif Central, France. *Geol. Mag.* 132: 321–337. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Briand B, Duthou J-L, Guerrot C, Chenevoy M. 2002. Les « granites à tablettes d'orthose » du Vivarais, témoins d'un magmatisme post-épaississement d'âge Dinantien inférieur ; identification d'une unité géologique Nord-Ouest-Vivarais. *Comptes Rendus Geosci.* 334: 741–747. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Brichau S, Respaut JP, Monié P. 2008. Nouvelles contraintes d'âge sur la mise en place des granitoïdes cévénoiliens, Sud Massif Central. *Int. J. Earth Sci.* 97: 725–738. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Brown M. 2001. Orogeny, migmatites et leucogranites: une revue. *J. Earth Syst. Sci.* 110: 313–336. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Brown M, Rushmer T. 1997. Le rôle de la déformation dans le mouvement de la fonte granitique: vues du laboratoire et du terrain. *Déformer. - Améliorer. Fluid Transp. Manteau de la croûte terrestre* 8: 111–144. [\[Google Scholar\]](#)
- Brown M, Solar GS. 1998. Ascension et mise en place du granite lors de la déformation par contraction dans les orogènes convergents. *J. Struct. Geol.* 20: 1365–1393. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Brueckne HK, Medaris LG. 2000. Un modèle général pour l'intrusion et l'évolution des péridotites de grenat «manteau» dans les terranes métamorphiques à haute et à ultra haute pression. *J. Metamorph. Geol.* 18: 123–133. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bruguier O, Becq-Giraudon JF, Bosch D, Lancelot JR. 1998. Bassins cachés viséens tardifs dans les zones internes de la ceinture variscaïenne: évidence de zircon U-Pb du Massif central français. *Geology* 26: 627–630. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Bruguier O, Becq-Giraudon JF, Champenois M, Deloule E, Ludden J, Mangin D. 2003. Application de la géochronologie in situ du zircon et de la chimie de la phase accessoire au développement contraignant du bassin pendant l'extension post-collisionnelle: une étude de cas du Massif Central français. *Chem. Geol.* 201: 319–336. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Buck WR. 1991. Modes d'extension lithosphérique continentale. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 96: 20161–20178. <https://doi.org/10.1029/91JB01485>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Burg J-P, Leyreloup A. 1989. Métamorphisme granulitique de roches granitiques en Rouergue (Massif Central). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 309: 719–725. [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Matte PJ. 1978. Coupe transversale du Massif central français et l'étendue de son évolution géodynamique variscaïenne. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 429–460. [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Vanderhaeghe O. 1993. Structures et critères de remontée dans les migmatites, avec application au dôme du Velay (Massif central français). *J. Struct. Geol.* 15: 1293–1301. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Matte P, Leyreloup A, Marchand J. 1984. Zonation métamorphique inversée et poussée à grande échelle dans la ceinture variscaïenne: un exemple dans le Massif central français. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14: 47–61. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Burg J-P, Delor C, Leyreloup A. 1986. Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie Fr.* 3: 229–272. [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Bale P, Brun JP, Girardeau J. 1987. Étirement de la linéation et de la direction de transport dans l'arc ibéro-armoricain lors de la collision siluro-dévonienne. *Geodin. Acta* 1: 71–87. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105126>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Burg J-P, Castaing C, Chantraine J, Hottin A-M, Kienast J-R, Mégnien C, *et al.* 1989a. Les formations métamorphiques traversées par le sondage de Sancere-Couy (programme GPF). Nouveau jalon de la chaîne varisque. *Comptes Rendus Acad. Sci.* 2: 1819–1824. [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Leyreloup AF, Romney F, Delor CP. 1989b. Zonation métamorphique inversée et tectonique de poussée varisque dans le Rouergue (Massif Central, France): enregistrement PTt de l'échelle minérale à l'échelle régionale. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 43: 423–439. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Burg J-P, Brun J-P, Van Den Driessche J. 1990. Le sillon houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 311: 147–152. [[Google Scholar](#)]

Burg JP, Van den Driessche J, Brun JP. 1993. Extension post-épaississement syn-to dans la ceinture varisque d'Europe occidentale: modes et conséquences structurales. *Géologie Fr.* 3: 33–51. [[Google Scholar](#)]

Bussien D, Bussy F, Masson H, Magna T, Rodionov N. 2008. Lamprophyres varisques dans le domaine du Pennin inférieur (Alpes centrales): âge et signification tectonique. *Taureau. Société Géologique Fr.* 179: 369–381. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Cabanis B, Guillot PL, Santallier D, Jaffrezic H, Meyer G, Treuil M. 1983. Apport des éléments-traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas Limousin. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 563–574. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Caen-Vachette M. 1979. Age Cambrien des rhyolites transformées en leptynites dans la série métamorphique du Pilat (Massif Central français). *C R Hebd Séanc Acad Sci Paris* 289: 997–1000.

[\[Google Scholar\]](#)

Caen-Vachette M, Couturié JP, Didier J. 1981. Age westphalien du granite de Rocles (Cévennes, massif Central Français). *Comptes Rendus L'Académie Sci.* 293: 957–960. [\[Google Scholar\]](#)

Caen-Vachette M, Gay M, Peterlongo J-M, Pitiot P, Vitel G. 1984. Age radiométrique du granite syntectonique du gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien dans la série de basse pression du Pilat (Massif Central Français). *Comptes-Rendus Séances Académie Sci. Sér. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 299: 1201–1204. [\[Google Scholar\]](#)

Cagnard F, Durrieu N, Gapais D, Brun JP, Ehlers C. 2006. Épaississement crustal et écoulement latéral lors de la compression de lithosphères chaudes, avec une référence particulière à l'époque précambrienne. *Terra Nova* 18: 72–78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00665.x>. [\[CrossRef\]](#)

[\[Google Scholar\]](#)

Campbell IH, Stepanov AS, Liang HY, Allen CM, Norman MD, Zhang YQ *et al.* 2014. L'origine des shoshonites: nouvelles perspectives des intrusions tertiaires à haute teneur en potassium du Tibet oriental. *Contrib. Minéral. Essence.* 167. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0983-9>. [\[CrossRef\]](#)

[\[Google Scholar\]](#)

Carlier De Veslud CL, Alexandre P, Cuney M, Ruffet G, Cheilletz A, Virlogeux D. 2004. Thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et évolution thermique des granitoïdes meso-varisques du complexe plutonique de Charroux-Civray (Seuil de Poitou)(4 fig.). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 175: 147–156. [\[CrossRef\]](#)

[\[Google Scholar\]](#)

Caron C. 1994. Les minéralisations Ph-Zn associées au paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'iglesiente(SW Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar et K-Ar. [\[Google Scholar\]](#)

Carrat HG, Zimmermann JL. 1984. Âges K-Ar des roches volcaniques du Morvan. *Procès-verbaux des sessions de la Sci Academy. Ser. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Earth* 299: 801–803. [\[Google Scholar\]](#)

Cartannaz C. 2006. Magmatismes et déformations polyphasés : exemple des massifs de Guéret et de millevaches (massif central français) : origine des magmas et contexte de mise en place. Besançon.

[\[Google Scholar\]](#)

Cartannaz C, Rolin P, Cocherie A, Henry P, Rossy M. 2007a. Feuille Aubusson, 667 p. [\[Google Scholar\]](#)

Cartannaz C, Rolin P, Cocherie A, Marquer D, Legendre O, Fanning CM, *et al.* 2007b. Caractérisation de la tectonique des clés à partir de la datation du post-magmatisme syn-à dans le nord-ouest du Massif central français. *Int. J. Earth Sci.* 96: 271-287. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Cartier C, Faure M, Lardeux H. 2001. L'orogénèse hercynienne dans le Massif sud-armoricain (Unité Saint-Georges-sur-Loire, domaine ligérien, France): rift et soudure de bandes continentales. *Terra Nova* 13: 143-149. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Castiñeiras P, Navidad M, Liesa M, Carreras J, Casas JM. 2008. Âge du zircon U-Pb (SHRIMP) pour le magmatisme cadomien et de l'Ordovicien inférieur dans les Pyrénées-Orientales: nouvelles perspectives sur l'évolution pré-variscaine de la marge nord du Gondwana. *Tectonophysics* 461: 228-239. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Chantraine J, Autran A, Cavelier C, *et al.* 1996. Carte géologique de la France. [\[Google Scholar\]](#)

Chantraine J, Autran A, Cavelier C, Clozier L. 2003. Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. Bureau de recherches géologiques et minières. [\[Google Scholar\]](#)

Chardon D, Gapais D, Cagnard F. 2009. Flux d'orogènes ultra-chauds: une vue du Précambrien, indices pour le Phanérozoïque. *Tectonophysics* 477: 105–118. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

- Charles N, Faure M, Chen Y. 2009. La mise en place du dôme migmatitique de la Montagne Noire (Massif central français): nouvelles perspectives issues des études pétrofabriques et AMS. *J. Struct. Geol.* 31: 1423-1440. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chauvet A, Volland-Tuduri N, Lerouge C, Bouchot V, Monié P, Charonnat X, *et al.* 2012. Caractérisation géochronologique et géochimique des événements magmatiques-hydrothermaux dans le domaine externe du Variscan méridional (Cévennes, France). *Int. J. Earth Sci.* 101: 69-86. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0639-1> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Celle-Michou C, Laurent O, Moyen JF, Block S, Paquette JL, Couzinié S, *et al.* 2017. Odyssée précambrienne à variscaine tardive du Massif central oriental, France: formation de la croûte ouest-européenne en quelques mots. *Gondwana Res.* 46: 170-190. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chemenda AI, Mattauer M, Bokun AN. 1996. Subduction continentale et mécanisme d'exhumation des roches métamorphiques à haute pression: nouvelle modélisation et données de terrain d'Oman. *Planète Terre. Sci. Lett.* 143: 173-182. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00123-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00123-9) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Chenevoy M, Ravier J. 1971. Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. In: *Symposium J. Jung*, Clermont-Ferrand, pp. 109-132. [[Google Scholar](#)]
- Choukroune P, Gapais D, Matte P. 1983. Tectonique hercynienne et déformation cisailante: La faille ductile senestre de la Marche (Massif Central Français). *CR Acad Sci* 296: 859-862. [[Google Scholar](#)]
- Choulet F, Faure M, Fabbri O, Monié P. 2012. Relations entre magmatisme et extension le long du système de failles Autun-La Serre dans la Ceinture Variscaine du Massif Central de l'Est. *Int. J. Earth Sci.* 101: 393-413. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Clark AH, Scott DJ, Sandeman HA, Bromley AV, Farrar E. 1998. Génération siegénienne de l'ophiolite de lézard: données d'âge du zircon U-Pb pour la plagiogranite, Porthkerris, Cornwall. *J. Geol. Soc.* 155: 595-598. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cochelin B, Chardon D, Denèle Y, Gumiaux C, Le Bayon B. 2017. Partitionnement des déformations verticales en croûte varisque chaude: Syn-convergence évanescente des Pyrénées dans la syntaxe ibéro-armoricaine. *Taureau. Société Géologique Fr.* 188: 39. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cocherie A. 2007. Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Massif central (carte de Firminy). Rapport BRGM. [[Google Scholar](#)]
- Cocherie A, Baudin T, Autran A, Guerrot C, Fanning CM, Laumonier B. 2005. U-Pb zircon (ID-TIMS et SHRIMP) preuves de l'intrusion ordovicienne précoce de méta-granites dans le groupe des Canaveilles du Protérozoïque tardif des Pyrénées et du Montagne Noire (France). *Taureau. Société Géologique Fr.* 176: 269-282. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Bites LRM, Torsvik TH. 2002. Géographie de la Terre d'il y a 500 à 400 millions d'années: revue faunistique et paléomagnétique. *J. Geol. Soc.* 159: 631-644. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Bites LRM, Torsvik TH. 2006. Géographie européenne dans un contexte global du Vendien à la fin du Paléozoïque. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32: 83-95. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM2006.032.01.05> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Collins WJ. 2002. Orogènes chauds, commutation tectonique et création de croûte continentale. *Géologie* 30: 535. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0535:HOTSAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0535:HOTSAC>2.0.CO;2) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cuisinier KL, Royden LH. 2008. Le rôle des variations de la force crustale dans la formation des plateaux orogéniques, avec application au Tibet: Force crustale et déformation du plateau. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005457> . [[Google Scholar](#)]
- Copard Y, Disnar JR, Becq-Giraudon JF, Boussafir M. 2000. Preuve et effets de la circulation des fluides sur la matière organique dans les bassins houillers intramontagnards (Massif Central, France). *Int. J. Coal Geol.* 44: 49-68. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Costa S. 1989. Age radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (MCF). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 309: 561-567. [[Google Scholar](#)]
- Costa S. 1990. De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique, 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar . Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc. [[Google Scholar](#)]
- Costa S. 1992. Diachronisme est-ouest du stade collisionnel Dans le Massif central français Implications pour l'orogène varisque européen. *Geodin. Acta* 5: 51-68. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Costa S, Maluski H. 1988. Datations par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme GPF. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 306: 351-356. [[Google Scholar](#)]
- Costa S, Rey P. 1995. Rajeunissement et croissance de la croûte inférieure pendant l'effondrement post-épaississement: aperçus d'une coupe transversale de la croûte à travers un complexe de noyau métamorphique Variscan. *Geology* 23: 905-908. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Costa S, Maluski H, Lardeaux JM. 1993. ^{40}Ar / ^{39}Ar chronologie d'événements tectono-métamorphiques varisques dans une nappe crustale exhumée: le complexe des Monts du Lyonnais (Massif Central, France). *Chem. Geol.* 105: 339-359. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Couturié JP, Caen-Vachette M. 1980. Age Westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride (Massif Central français). *CR Acad Sci Paris* 291: 43-45. [[Google Scholar](#)]
- Couturié JP, Vachette-Caen M, Vialette Y. 1979. Age Namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central français). *CR Acad Sci Paris* 289: 449-452. [[Google Scholar](#)]
- Couzinié S. 2017. Evolution de la croûte continentale et signification du record de zircon, une étude de cas du Massif Central français. Universiteit van Stellenbosch. [[Google Scholar](#)]
- Couzinié S, Moyen JF, Villaros A, Paquette JL, Scarrow JH, Marignac C. 2014. Relations temporelles entre magmatisme mafique Mg-K et fonte catastrophique de la croûte variscaine dans la partie sud du Complexe du Velay (Massif Central, France). *J. Geosci.* 69-86. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.155> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Couzinié S, Laurent O, Moyen JF, Zeh A, Bouilhol P, Villaros A. 2016. Magmatisme post-collisionnel: Croissance crustale non identifiée par les isotopes du zircon Hf-O. *Planète Terre. Sci. Lett.* 456: 182-195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.033> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Couzinié S, Laurent O, Poujol M, Mintrone M, Chelle-Michou C, Moyen JF, et al. 2017. Granites cadomiens de type S comme roches de socle de la ceinture variscaine (Massif Central, France): Implications pour l'évolution crustale de la marge nord du Gondwana. *Lithos* 286: 16-34. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Couzinié S, Laurent O, Chelle-Michou C, Bouilhol P, Paquette JL, Gannoun AM, et al. 2019. Systématique détritique du zircon U-Pb-Hf des métasédiments édiacariens du Massif central français: conséquences pour l'évolution crustale de la marge nord du Gondwana. *Precambrian Res.* 324: 269-284. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.01.016> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cruden AR, Koyi H, Schmelting H. 1995. Entraînement basal diapirique du mafique dans le magma felsique. *Planète Terre. Sci. Lett.* 131: 321-340. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00033-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00033-9) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Cuney M, Friedrich M, Blumenfeld P, Bourguignon A, Boiron MC, Vigneresse JL, et al. 1990. Métallogenèse dans la partie française de l'orogène Variscan. Partie I: Préconcentrations d'U dans les formations pré-variscales et variscales - une comparaison avec Sn, W et Au. *Tectonophysics* 177: 39-57. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Cuney M, Stussi J-M, Brouand M, Dautel D, Michard A, Gros Y, *et al.* 1993. Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant: nouveaux arguments pour une extension de la Ligne Tonalitique Limousine en Vendée. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 316: 1383-1390. [\[Google Scholar\]](#)

Cuney M, Alexandrov P, de Veslud CLC, Cheilletz A, Raimbault L, Ruffet G, *et al.* 2002. Le moment de la formation des gisements minéraux de métaux rares W-Sn dans la chaîne du Variscan occidental dans leur contexte orogénique: le cas de la région du Limousin (Massif Central, France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 204: 213-228. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

de Saint Blanquat M. 1993. La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Evolution hercynienne des massifs nord-pyrénéens catazonaux considérée du point de vue de leur histoire thermique. *Geodin. Acta* 6: 59-77. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.11105239>. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Delfour J, Guerrot C. 1997. Âge Viséen inférieur du microgranite de Picampoix (Nièvre). Contribution à l'étude du magmatisme carbonifère du Morvan. *Géologie Fr.* 2: 3-12. [\[Google Scholar\]](#)

Delfour J, Beurrier M, Teghey M, Lemiere B, Kerrien Y, Mouterde R, *et al.* 1989. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Tarare (697). Orléans : BRGM. [\[Google Scholar\]](#)

Delor C, Leyreloup A, Bodinier J-L, Burg J-P. 1986. Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif Central, France): nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 302: 739-744. [\[Google Scholar\]](#)

Delor C, Burg J-P, Guiraud M, Leyreloup A. 1987. Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 305: 589-595. [\[Google Scholar\]](#)

Deloule E, Alexandrov P, Cheilletz A, Laumonier B, Barbey P. 2002. Âges de zircon in-situ U-Pb pour le magmatisme de l'Ordovicien primitif dans les Pyrénées orientales, France: les orthogneiss du Canigou. *Int. J. Earth Sci.* 91: 398-405. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Demange M. 1980. Arguments for allochemistry of the cordierite migmatites in the agout massif (Montagne-Noire, France). *Comptes Rendus Hebd. Séances Académie Sci. Sér. D* 291: 367-370. [\[Google Scholar\]](#)

Demange M, Jamet P. 1985. Le stade majeur du métamorphisme est de type moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne Noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 301: 603-606. [\[Google Scholar\]](#)

Demay A. 1948. Tectonique antéstéphanienne du Massif central. Impr. nationale. [\[Google Scholar\]](#)

Denèle Y, Laumonier B, Paquette JL, Olivier P, Gleizes G, Barbey P. 2014. Moment de la mise en place du granite, de l'écoulement crustal et de la formation du dôme de gneiss dans le segment variscain des Pyrénées. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 265-287. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Dewey JF, Burke KC. 1973. Réactivation des socles tibétain, variscain et précambrien: produits de la collision continentale. *J. Geol.* 81: 683-692. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Didier A, Bosse V, Boulvais P, Bouloton J, Paquette JL, Montel JM, *et al.* 2013. Perturbation versus préservation des âges U - Th - Pb dans la monazite lors de l'interaction fluide - roche: étude in situ texturale, chimique et isotopique dans des microgranites (Velay Dome, France). *Contrib. Minéral. Essence.* 165: 1051-1072. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

D'Lemos RS, Strachan RA, Topley CG. 1990. L'orogénèse cadomienne dans le massif nord-armoricain: une brève revue. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 51: 3-12. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP1990.051.01.01> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Do Couto D, Faure M, Augier R, Cocherie A, Rossi P, Li XH, *et al.* 2016. Monazite U – Th – Pb EPMA et zircon U – Pb SIMS contraintes chronologiques sur les événements tectoniques, métamorphiques et thermiques dans la partie interne de l'orogène variscain, exemple de la série Sioule, Massif Central français. *Int. J. Earth Sci.* 105: 557-579. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Domeier M. 2016. Un scénario tectonique de plaques pour les océans Iapetus et Rheic. *Gondwana Res.* 36: 275-295. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.003> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Domeier M, Torsvik TH. 2014. Tectonique des plaques à la fin du Paléozoïque. *Geosci. De face.* 5: 303-350. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.01.002> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Doublier MP, Potel S, Wemmer K. 2006. Âge et degré de métamorphisme dans l'est des Monts de Lacaune - implications pour l'accrétion collisionnelle dans les externides variscains (Massif central français). *Geodin. Acta* 19: 391-407. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Doublier MP, Potel S, Wemmer K. 2015. L'évolution tectono-métamorphique du mur de suspension à très faible teneur contraint la formation de dômes de gneiss en deux étapes dans la Montagne Noire (sud de la France). *J. Metamorph. Geol.* 33: 71-89. <https://doi.org/10.1111/jmg.12111> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Downes H, Duthou JL. 1988. Arguments isotopiques et oligo-éléments pour l'origine crustale inférieure des granitoïdes hercyniens et orthogneiss préhercyniens, Massif Central (France). *Chem. Geol.* 68: 291-308. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Downes H, Leyreloup A. 1986. Xénolithes granulitiques du Massif central français - Pétrologie, systématique des isotopes Sr et Nd et estimations de l'âge du modèle. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 24: 319-330. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Downes H, Dupuy C, Leyreloup AF. 1990. Évolution crustale de la ceinture hercynienne d'Europe occidentale: Preuve de xénolithes granulitiques de la croûte inférieure (Massif central français). *Chem. Geol.* 83: 209-231. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Downes H, Kempton PD, Briot D, Harmon RS, Leyreloup AF. 1991. Systématique des isotopes Pb et O dans les xénolithes du faciès granulitiques, Massif Central français: implications pour les processus crustaux. *Planète Terre. Sci. Lett.* 102: 342-357. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Downes H, Shaw A, Williamson BJ, Thirlwall MF. 1997. Preuve isotopique Sr, Nd et Pb de l'origine crustale inférieure des granodiorites et monzogranites hercyniens, Massif Central, France. *Chem. Geol.* 140: 289-289. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Dubuisson G, Mercier JC, Girardeau J, Frison JY. 1989. Preuve d'un océan perdu dans les terranes varisques du Massif central occidental, France. *Nature* 337: 729. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ducrot J, Lancelot JR, Reille JL. 1979. Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prevarisque. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 501-505. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

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. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62: 385-394. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Dufour E. 1985. Granulite facies metamorphism and retrogressive evolution of the Monts du Lyonnais metabasites (Massif Central, France). *Lithos* 18: 97-113. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Duguet M. 2003. Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Payzac dans la chaîne hercynienne française (Massif Central et Vendée). Université d'Orléans. [[Google Scholar](#)]

Dupis A, Robin G, Durandea A, Lameyre J, Vauchelle L. 1990. Etude géophysique de l'extrémité occidentale du granite de Gueret. *Bull. Société Géologique Fr.* 6: 683-691. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Dupraz J, Didier J. 1988. Le complexe anatectique du Velay (Massif central français): structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie Fr.* 4: 73-88. [[Google Scholar](#)]

- Dupuy C, Leyreloup A, Vernieres J. 1979. La croûte continentale inférieure du Massif Central (Bournac, France) - Avec des références spéciales aux REE, U et Th composition, évolution, production de flux de chaleur. *Phys. Chem. Terre* 11: 401-415. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Dusséaux C. 2019. Reconstructions topographiques de la ceinture variscaine de l'Europe occidentale à travers l'étude des systèmes hydrothermaux fossiles. Université de Plymouth. [[Google Scholar](#)]
- Dusséaux C, Gébelin A, Boulvais P, Gardien V, Grimes S, Mulch A. 2019. Interaction fluide-roche météorique dans les zones de cisaillement variscaines. *Terra Nova* . <https://doi.org/10.1111/ter.12392> . [[Google Scholar](#)]
- Duthou JL. 1978. Les granitoïdes du Haut Limousin (Massif central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place. Le thermometamorphisme carbonifère. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 229-235. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Duthou JL, Piboule M, Gay M, Dufour E. 1981. Rb-Sr Dating of orthogranulites from the Monts du Lyonnais (Massif Central, France). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. II* 292: 749-752. [[Google Scholar](#)]
- Duthou JL, Cantagrel J, Didier J, Vialette Y. 1984. Granitoïdes paléozoïques du Massif central français: âge et origine étudiés par le système 87Rb / 87Sr. *Phys. Planète Terre. Inter.* 35: 131-144. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Duthou JL, Chenevoy M, Gay M. 1994. Rb-Sr âge Dévonien moyen des migmatites à cordiérite de la zone Lyonnais (Massif Central français). *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. 2 Sci. Terre Planetes* 319: 791-796. [[Google Scholar](#)]
- Duthou J-L, Chenevoy M, Gay M. 1998. Présence d'un magmatisme d'âge Viséen moyen dans le versant sud du massif du Pilat, Massif central oriental ; conséquences. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 327: 749-754. [[Google Scholar](#)]
- Echtler H. 1990. Géométrie et cinématique du pliage couché et du décollement à angle faible dans la nappe de Pardailhan (Montagne Noire, Massif Central Sud de la France). *Tectonophysics* 177: 109-123. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Echtler H, Malavieille J. 1990. Tectonique extensionnelle, soulèvement du sous-sol et bassin d'effondrement Stephano-Permien dans un complexe de noyau métamorphique Variscan tardif (Montagne Noire, Sud Massif Central). *Tectonophysics* 177: 125-138. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Edel JB, Schulmann K, Lexa O, Lardeaux JM. 2018. Contraintes paléomagnétiques et tectoniques du Paléozoïque supérieur pour la fusion du supercontinent de la Pangée dans la ceinture variscaine européenne. *Earth Sci. Rev.* 177: 589-612. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Ellenberger F. 1967. Replis de micaschistes et tectonique d'infrastructure au sein du massif gneissique du Caroux (zone axiale de la Montagne Noire). Impr. Louis-Jean. [[Google Scholar](#)]
- Engel W. 1984. Migration de pliage et sédimentation flysch sur le flanc sud de la ceinture variscaine (Montagne Noire, massif du Mouthoumet, Pyrénées). *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 279-292. [[Google Scholar](#)]
- Engel W, Feist R, Franke W. 1978. Transport gravitationnel synorogénique dans le Carbonifère de la Montagne Noire (S-France). *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 461-472. [[Google Scholar](#)]
- Engel W, Feist R, Franke W. 1981. Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. Bureau de recherches géologiques et minières. [[Google Scholar](#)]
- Angleterre PC, Thompson AB. 1984. Trajectoires pression-température-temps du métamorphisme régional I. Transfert de chaleur au cours de l'évolution des régions de croûte continentale épaissie. *J. Petrol.* 25: 894-928. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Escher A, Beaumont C. 1997. Formation, enterrement et exhumation de nappes de sous-sol à l'échelle crustale: un modèle géométrique basé sur les Alpes suisses-italiennes occidentales. *J. Struct. Geol.* 19:

955–974. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00022-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00022-9) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M. 1995. Extensions carbonifères orogéniques tardives dans le Massif Central Variscan Français. *Tectonics* 14: 132–153. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Pons J. 1991. Amincissement crustal enregistré par la forme de la leucogranite namurienne-westphalienne dans la ceinture varisque du nord-ouest du Massif Central, France. *Geology* 19: 730. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0730:CTRBTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0730:CTRBTS>2.3.CO;2) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Pin C, Mailhé D. 1979. Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère). *CR Acad Sci Paris* 288, 167–170. [[Google Scholar](#)]

Faure M, Prost AE, Lasne E. 1990. Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. *Bull. Société Géologique Fr.* 6: 189–197. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Grolier J, Pons J. 1993. Tectonique ductile extensible de la série métamorphique de la Sioule (Variscan French Massif Central). *Geol. Rundsch.* 82: 461–474. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Leloix C, Roig J-Y. 1997. L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 168: 695–705. [[Google Scholar](#)]

Faure M, Charonnat X, Chauvet A. 1999. Carte structurale et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la ceinture hercynienne (Massif central français). *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II - Une planète terrestre. Sci.* 6: 401–407. [[Google Scholar](#)]

Faure M, Monié P, Pin C, Maluski H, Leloix C. 2002. Événement thermique du Viséan tardif dans la partie nord du Massif central français: nouvelles contraintes isotopiques $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et Rb-Sr sur l'extension syn-orogénique hercynienne . *Int. J. Earth Sci.* 91: 53–75. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Bé Mézème E, Cocherie A, Rossi P, Chemenda A, Boutelier D. 2008. Evolution géodynamique dévonienne de la Ceinture variscaine, aperçus du Massif central français et du Massif armoricain. *Tectonique* 27. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Lardeaux JM, Ledru P. 2009a. Revue de la géologie pré-permienne du Massif Central Variscan. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 202-213. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Mezeme EB, Cocherie A, Melleton J, Rossi P. 2009b. La fonte crustale du Carbonifère moyen Millevaches Sud et sa place dans la ceinture varisque française. *Taureau. Société Géologique Fr.* 180: 473–481. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Cocherie A, Mézème EB, Charles N, Rossi P. 2010. Fusion de la croûte du Carbonifère moyen dans la Ceinture Variscaine: Nouvelles perspectives de U – Th – Pbtot. âges de la monazite et du zircon U – Pb de la zone axiale de la Montagne Noire (sud du Massif central français). *Gondwana Res.* 18: 653–673. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.005> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Cocherie A, Gaché J, Esnault C, Guerrot C, Rossi P, *et al.* 2014. Subduction intracontinentale du Carbonifère moyen dans la zone externe de la ceinture variscaine (zone axiale de la Montagne Noire, Massif central français): Approche géochronologique multiméthodes du métamorphisme polyphasé. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 289–311. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Li XH, Lin W. 2017. La «phase bretonne» orientée nord-ouest dans la ceinture varisque française (Massif Central et Massif Armoricain): une conséquence de la collision Gondwana-Laurussia du Carbonifère précoce. *Comptes Rendus Géoscience* 349: 126-136. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Faure M, Li XH, Lin W. 2017. La «phase bretonne» orientée nord-ouest dans la ceinture varisque française (Massif Central et Massif Armoricain): une conséquence de la collision Gondwana-Laurussia du Carbonifère précoce. *Comptes Rendus Géoscience* 349: 126-136. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Feist R, Galtier J. 1985. Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implication sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne

Noire (France méridionale). *Comptes-Rendus Séances Académie Sci. Sér. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 300: 207–212. [\[Google Scholar\]](#)

Feybesse J-L. 1981. Tectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif Central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. Clermont-Ferrand. [\[Google Scholar\]](#)

Feybesse J-L, Lardeaux J-M, Johan V, Tegye M, Dufour E, Lemiere B, *et al.* 1988. La série de la Brévenne (Massif central français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307, 991–996. [\[Google Scholar\]](#)

Feybesse JL, Couturié JP, Ledru P, Johan, V. 1995. Les granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier (Massif Central) : des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Géologie Fr.* 1: 27–45. [\[Google Scholar\]](#)

Floyd PA, Leveridge BE. 1987. Environnement tectonique du bassin Dévonien Gramscatho, sud des Cornouailles: mode cadre et preuves géochimiques des grès turbiditiques. *J. Geol. Soc.* 144: 531–542. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Forestier F-H. 1961. Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand. [\[Google Scholar\]](#)

Fortey RA, coqs LRM. 2003. Preuve paléontologique portant sur les reconstructions continentales ordoviciens-siluriennes mondiales. *Earth-Sci. Rev.* 61: 245-307. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Foster DA, Schafer C, Fanning CM, Hyndman DW. 2001. Relations entre la fonte partielle de la croûte, le plutonisme, l'orogénèse et l'exhumation: batholite Idaho-Bitterroot. *Tectonophysics* 342: 313–350. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Fowler MB, Henney PJ, Darbyshire DPF, Greenwood PB. 2001. Pétrogenèse des granites à haut Ba-Sr: le pluton de Rogart, Sutherland. *J. Geol. Soc.* 158: 521–534. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.3.521> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

François T. 2009. Contraintes géochimiques et géochronologiques sur l'origine et la mise en place des granites du Mont Lozère (Master 2). Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc. [\[Google Scholar\]](#)

Franke W. 1989. Tectonique des plaques variscales en Europe centrale - Idées actuelles et questions ouvertes. *Tectonophysics* 169: 221-228. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Franke W. 2000. Le segment mi-européen des Variscides: unités tectonostratigraphiques, limites des terranes et évolution tectonique des plaques. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179: 35–61. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Franke W. 2014. Topographie de l'orogène variscain en Europe: échoué-pas effondré. *Int. J. Earth Sci.* 103: 1471–1499. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1014-9> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Franke W, Engel W. 1986. Sédimentation synorogénique dans la ceinture variscaine d'Europe. *Taureau. Société Géologique Fr.* 2: 25–33. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Franke W, député Doublier, Klama K, Potel S, Wemmer K. 2011. Complexe de noyau métamorphique chaud dans un avant-pays froid. *Int. J. Earth Sci.* 100: 753–785. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Franke W, Cocks LRM, Torsvik TH. 2017. Les océans variscains paléozoïques revisités. *Gondwana Res.* 48: 257-284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gaertner (de) HR. 1937. La construction du plateau central français. *Geol Rundsch* 48-68 . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Gardien V. 1990. Grenat et staurolite comme phases relictuelles dans la série des faciès basse pression de l'unité du Pilat (Massif central français) - Un enregistrement de rééquilibration

- tectonométamorphique polyphasée. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. II* 310: 233-240. [[Google Scholar](#)]
- Gardien V. 1993. High to medium Pressure relics in the eastern Vivarais series (Eastern part of the French Massif-Central). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. II* 316: 1247-1254. [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Lardeaux J-M. 1991. Découverte d'éclogites dans la synforme de Maclas: extension de l'unité supérieure des gneiss à l'Est du Massif Central. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 312: 61-68. [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Lardeaux JM, Misseri M. 1988. The Monts du Lyonnais peridotites (MCF) – A record of Paleozoic upper mantle subduction. *Comptes Rendus Acad. Sci.* 307: 1967-1972. [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Tegye M, Lardeaux JM, Misseri M, Dufour E. 1990. Relations croûte-manteau dans la chaîne varisque française: l'exemple de l'unité Sud des Monts du Lyonnais (Est du Massif Central). *J. Metamorph. Geol.* 8: 477-492. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Thompson AB, Grujic D, Ulmer P. 1995. Fusion expérimentale d'assemblages biotite + plagioclase + quartz ± muscovite et implications pour la fonte crustale. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100: 15581-15591. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Lardeaux J-M, Ledru P, Allemand P, Guillot S. 1997. Metamorphism during late orogenic extension; insights from the French Variscan belt. *Bull. Société Géologique Fr.* 168: 271-286. [[Google Scholar](#)]
- Gardien V, Vanderhaeghe O, Arnaud N, Cocherie A, Grange M, Lécuyer C. 2011. Thermal maturation and exhumation of a middle orogenic crust in the Livradois area (French Massif Central). *Bull. Société Géologique Fr.* 182: 5-24. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gay M, Peterlongo JM, Caen-Vachette M. 1981. Age radiométrique des granites en massifs allongés et en feuillets minces syn-tectoniques dans les Monts du Lyonnais (Massif central français). *CR Acad Sci Paris* 293: 993-996. [[Google Scholar](#)]
- Gay M, Briand B, Chenevoy M, Piboule M. 1982. Évolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif central). *Bull Bur Rech Geol Min Fr* 3: 219-232. [[Google Scholar](#)]
- Gebauer D, Bernard-Griffiths J, Grünenfelder M. 1981. Datation U-Pb au zircon et à la monazite d'un complexe mafique-ultramafique et de ses roches paysannes. *Contrib. Minéral. Essence.* 76: 292-300. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gébelin A. 2004. Déformation et mise en place des granites (360-300Ma) dans un segment de la chaîne Varisque (plateau de Millevaches, Massif Central). Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc. [[Google Scholar](#)]
- Gébelin A, Martelet G, Brunel M, Faure M, Rossi P. 2004. Modélisation des leucogranites de l'Hercynie tardive déduite de nouvelles données gravimétriques: l'exemple du massif des Millevaches (Massif Central, France). *Taureau. Société Géologique Fr.* 175: 239-248. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gébelin A, Martelet G, Chen Y, Brunel M, Faure M. 2006. Structure du massif de leucogranite du Variscan Millevaches tardif dans le Massif central français: résultats de la modélisation AMS et gravimétrique. *J. Struct. Geol.* 28: 148-169. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gébelin A, Brunel M, Monié P, Faure M, Arnaud N. 2007. Tectonique transpressionnelle et magmatisme carbonifère dans le Limousin, Massif Central, France: Etudes structurales et ⁴⁰Ar / ³⁹Ar. *Tectonics* 26. [[Google Scholar](#)]
- Gébelin A, Roger F, Brunel M. 2009. Fusion de la croûte syntectonique et métamorphisme de haut grade en régime transpressional, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics* 477: 229-243. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Gerbault M, Martinod J, Héral G. 2005. Possible écoulement et épaissement de la croûte inférieure parallèle à l'orogénèse dans les Andes centrales. *Tectonophysics* 399: 59-72. [[CrossRef](#)] [[Google](#)]

Gèze B. 1949. Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Société géologique de France*. [[Google Scholar](#)]

Gibson RL. 1991. Métamorphisme régional hercynien à basse pression et haute température et développement de foliation subhorizontale dans le massif du Canigou, Pyrénées, France - Preuve de l'extension crustale. *Geology* 19: 380-383. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Girardeau J, Dubuisson G, Mercier J-CC. 1986. Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes crystallophiliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bull. Société Géologique Fr.* 2: 849-860. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gleizes G, Leblanc D, Bouchez JL. 1997. Granites variscains des Pyrénées revisités: leur rôle de marqueurs syntectoniques de l'orogène. *Terra Nova* 9: 38-41. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-9.x> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Godard G. 1990. Découverte d'éclogites, de péridotites à spinelle et d'amphibolites à anorthite, spinelle et corindon dans le Morvan. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 310: 227-232. [[Google Scholar](#)]

Godard G. 2001. The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, Southern Armorican Massif, France). *Géologie Fr.* 1: 19-51. [[Google Scholar](#)]

Gordon SM, Whitney DL, Teyssier C, Fossen H, Kylander-Clark A. 2016. Géochronologie et géochimie du zircon de la région nord du gneiss occidental: aperçus de l'histoire tectonique calédonienne de l'ouest de la Norvège. *Lithos* 246-247: 134-148. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.036> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Gourgaud A. 1973. Granites et migmatites du Forez au sud de Montbrison. Université de Clermont Ferrand. [[Google Scholar](#)]

Grolier J, Letourneur J. 1968. L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français, paper presented at *XXIII International Geological Congress, Int. Union Geod Geophys*, Florence, Italy. [[Google Scholar](#)]

Guergouz C, Martin L, Vanderhaeghe O, Thébaud N, Fiorentini M. 2018. Enregistrement pétrochronologique de zircon et de monazite de métamorphisme prolongé du faciès amphibolite à granulite dans les zones Ivrea-Verbano et Strona-Ceneri, nord-ouest de l'Italie. *Lithos* 308-309: 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.02.014> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Guillot PL, Doubinger J. 1971. Découverte d'Acritarches dans les schistes sériciteux de Génis (Dordogne). *C R Hebd Séanc Acad Sci Paris* 272: 2763-2764. [[Google Scholar](#)]

Guillot PL, Lefevre J. 1975. Découvertes de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (série métamorphique du Bas-Limousin). *Comptes Rendus L'Académie Sci. Paris D* 280: 1529-1530. [[Google Scholar](#)]

Hamet J, Mattauer M. 1977. Age hercynien, déterminé par la méthode Rb-Sr du granite de l'Aigoual, conséquences structurales. *C R Somm Soc Géol Fr* 2: 80-84. [[Google Scholar](#)]

Hamilton MA, Murphy JB. 2004. Importance tectonique d'un âge de Llanvirn pour les roches volcaniques de Dunn Point, terrane d'Avalon, Nouvelle-Écosse, Canada: implications pour l'évolution des océans Iapetus et Rheic. *Tectonophysics* 379: 199-209. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Hanmer SK. 1977. Âge et implications tectoniques du complexe basique-ultrabasique de la Baie d'Audierne. *Nature* 270: 336. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Harrison TM, Watson EB. 1983. Cinétique de la dissolution du zircon et de la diffusion du zirconium dans les fondus granitiques à teneur variable en eau. *Contrib. Minéral. Essences*. 84: 66-72. <https://doi.org/10.1007/BF01132331> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Hasalová P, Schulmann K, Lexa O, Štípská P, Hrouda F, Ulrich S, *et al.* 2008. Origine des migmatites par infiltration de fonte augmentée par déformation d'orthogneiss: un nouveau modèle basé sur l'analyse microstructurale quantitative. *J. Metamorph. Geol.* 26: 29-53. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Hasalova P, Weinberg RF, MacRae C. 2011. Preuve microstructurale de la confluence du magma et de la réutilisation des voies magmatiques: implications pour l'hybridation du magma, Karakoram Shear Zone dans le nord-ouest de l'Inde. *J. Metamorph. Geol.* 29: 875-900. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Heilimo E, Halla J, Hölttä P. 2010. Discrimination et origine de la série sanukitoïde: contraintes géochimiques de la province néoarchéenne de la Carélie occidentale (Finlande). *Lithos* 115: 27-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.001> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Henk A. 2000. L'écoulement crustal inférieur dirigé vers l'avant-pays et ses implications pour l'exhumation de roches à haute pression et à haute température. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179: 355-368. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.21> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Henk A, von Blanckenburg F, Finger F, Schaltegger U, Zulauf G. 2000. Métamorphisme syn-convergent à haute température et magmatisme dans les Variscides: une discussion sur les sources de chaleur potentielles. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 179: 387-399. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.23> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Henry P, Le Pichon X, Goffé B. 1997. Modèle cinématique, thermique et pétrologique de l'Himalaya: contraintes liées au métamorphisme au sein de la croûte indienne sous-poussée et élévation topographique. *Tectonophysics* 273: 31-56. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00287-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00287-9) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Holliger P, Cuney M, Friedrich M, Turpin L. 1986. Âge carbonifère de l'unité Brame du complexe granitique peralumineux de la Saint-Sylvestre (NO Massif Central) défini par les données isotopiques U-Pb sur le zircon et la monazite. *Comptes Rendus Académie Sci. Ser. 2 Physique Mécanique. Chim. Sci. Univers Sci. Earth* 303: 1309-1314. [[Google Scholar](#)]
- Hottin A-M, Calvez JY. 1988. Résultats analytiques K-Ar et Rb-Sr sur quelques minéraux du forage de Sancerre-Couy. *BRGM* 137. [[Google Scholar](#)]
- Houseman GA, McKenzie DP, Molnar P. 1981. Instabilité convective d'une couche limite épaissie et sa pertinence pour l'évolution thermique des ceintures continentales convergentes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86: 6115-6132. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Huerta AD, Royden LH, Hodges KV. 1996. L'interdépendance des processus de déformation et thermiques dans les ceintures de montagne. *Science* 273: 637-639. <https://doi.org/10.1126/science.273.5275.637> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Isnard H. 1996. Datation par la méthode U-Pb sur monazites des granites du Mont Lozère et de l'Est de la Margeride (laccolites de Chambon-le-Château et de St-Christophe d'Allier). [[Google Scholar](#)]
- Janousek V, Holub FV. 1997. Deux sources distinctes de magmas hercyniens du manteau pénétrant dans l'unité moldanubienne, Massif bohémien, République tchèque. *J. Geosci.* 42: 10-0. [[Google Scholar](#)]
- Janoušek V, Braithwaite CJ, Bowes DR, Gerdes A. 2004. Le mélange de magma dans la genèse des granitoïdes calc-alcalins hercyniens: une étude pétrographique et géochimique intégrée de l'intrusion de Sázava, Pluton de Bohême centrale, République tchèque. *Lithos* 78: 67-99. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Joanny V, Lardeaux J-M, Trolliard G, Boudeulle M. 1989. La transition omphacite→ diopside + plagioclase dans les éclogites du Rouergue (Massif Central Français): un exemple de précipitation discontinue. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 309: 1923-1930. [[Google Scholar](#)]
- Joly A. 2007. Relations plutons et discontinuités lithosphériques: approche pluridisciplinaire de la mise en place de plutons granitiques le long du Sillon Houiller (Massif Central Français): apports des études

de terrain et des données gravimétriques, magnétiques et ASM pour des modélisations 3D. PhD Thesis, Orléans. [\[Google Scholar\]](#)

Joly A, Martelet G, Chen Y, Faure M. 2008. Etude pluridisciplinaire d'un pluton syntectonique proche d'une faille majeure à l'échelle lithosphérique - Relations entre le massif granitique de Montmarault et la faille du Sillon Houiller dans le Massif Central Variscan: 2. Gravité, études aéromagnétiques et modélisation géologique 3D. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Joly A, Faure M, Martelet G, Chen Y. 2009. Inversion gravimétrique, AMS et études géochronologiques des plutons granitiques syntectoniques dans la partie sud du Massif Central Variscan. *J. Struct. Geol.* 31: 421-443. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Jung J. 1953. Zoneographie et age des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français [with discussion]. *Bull. Société Géologique Fr.* 6: 329-343. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Kelsey DE, Clark C, Hand M. 2008. Modélisation thermobarométrique de la croissance du zircon et de la monazite dans les systèmes de fusion: exemples utilisant des granulites métapélitiques et métapsammitiques modèles. *J. Metamorph. Geol.* 26: 199-212. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Koné M. 1985. Mise en évidence de cisaillements ductiles tangentiel et décrochant dans le sud Livradois (Massif Central Français). Conséquences pour le « métamorphisme Livradois ». *Comptes Rendus Acad. Sci.* 301: 189-193. [\[Google Scholar\]](#)

Kössler P, Tait J, Bachtadse V, Soffel HC, Linnemann U. 1996. Études paléomagnétiques des roches du Paléozoïque inférieur du Schiefergebirge de Thuringe. *Terra Nostra - Écrits Alfred-Wegener-Stift.* 96: 115-116. [\[Google Scholar\]](#)

Kossmat F. 1927. Structure du bâtiment de montagne varisque. *Abh Sächs Geol Land* 1-39. [\[Google Scholar\]](#)

Kosztolanyi C. 1971. Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode uranium-plomb. Influence du déséquilibre radioactif sur les résultats. Université de Nancy 1. [\[Google Scholar\]](#)

Kroner U, Romer RL. 2013. Deux plaques - De nombreuses zones de subduction: l'orogénèse varisque reconsidérée. *Gondwana Res.* 24, 298-329. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Kruckenber SC, Vanderhaeghe O, Ferré EC, Teyssier C, Whitney DL. 2011. Flux de croûte partiellement fondue et dynamique interne d'un dôme de migmatite, Naxos, Grèce: dynamique interne du dôme de naxos. *Tectonics* 30. <https://doi.org/10.1029/2010TC002751> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Kusbach V, Ulrich S, Schulmann K. 2012. Déformation ductile et rhéologie du manteau sous-continentale dans une orogénèse collisionnelle chaude: exemple du Massif de Bohême. *J. Geodyn.* 56: 108-123. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Kusbach V, Janoušek V, Hasalová P, Schulmann K, Fanning CM, Erban V, *et al.* 2015. Importance de la relamination crustale à l'origine de l'association péridotite-granulite haute pression du manteau orogénique: exemple du massif granulitique de Náměšt (Massif bohémien, République tchèque). *J. Geol. Soc.* 172: 479-490. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Labrousse L, Prouteau G, Ganzhorn AC. 2011. Exhumation continentale déclenchée par fusion partielle à ultra haute pression. *Geology* 39: 1171-1174. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lafon JM. 1986. Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du massif central français, le Rouergue oriental et le Limousin central (PhD Thesis). [\[Google Scholar\]](#)

Lafon J-M, Respaut J-P. 1988. Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques: cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif Central français. *Bull. Minéralogie* 111: 225-237. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Lagarde JL, Dallain C, Ledru P, Courrioux G. 1994. Schémas de contraintes dans le dôme granitique varisque tardif du Velay, Massif central français. *J. Struct. Geol.* 16: 839-852. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

- Lameyre J, Durandeau A, Laurent O, Sagon JP, Vauchelle L, Duzelier D, *et al.* 1988. Démonstration, par sondage, de la présence du gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif Central français) et de la nature tectonique du contact. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 307: 2077–2083. [[Google Scholar](#)]
- Lapierre H, Basile C, Berly T, Canard E. 2008. Volcanisme stéphanien potassique orogénique tardif dans le sud-ouest du Massif central français (bassins de Decazeville, Figeac, Lacapelle-Marival): un exemple de métasomatisme du manteau le long de failles de décrochement? *Taureau. Société Géologique Fr.* 179: 491–502. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lardeaux JM. 2014. Déchiffrer l'orogénèse: une perspective métamorphique Exemples de ceintures alpines et variscaines européennes: Partie II: Métamorphisme variscain dans le Massif central français - Un bilan. *Taureau. Soc. Geol. Fr.* 185: 281–310. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.5.281> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lardeaux J-M, Dufour E. 1987. Champs de déformation superposés dans la chaîne varisque. Exemple de la zone nord des Monts du Lyonnais (Massif central français). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 305: 61–64. [[Google Scholar](#)]
- 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: 143-167. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lardeaux JM, Schulmann K, Faure M, Janoušek V, Lexa O, Skrzypek E, *et al.* 2014. La zone moldanubienne du Massif central français, des Vosges / Schwarzwald et du Massif bohème revisité: différences et similitudes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 7–44. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lasnier B. 1968. Découverte de roches éclogitiques dans le groupe leptyno-amphibolique des monts du Lyonnais (Massif central français). *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 179–185. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lasnier B. 1971. Les peridotites et pyroxenolites à grenat du Bois des Feuilles (Monts du Lyonnais) (France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 34: 29–42. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Lasserre M, Tempier P, Philibert J. 1980. Géochronologie Rb/Sr d'une intrusion cambrienne de la région de Saint-Flour (Massif Central français). *Comptes Rendus Académie Sci.* 737–740. [[Google Scholar](#)]
- Laumonier B, Maignac C, Kister P. 2010. Polymétamorphisme et évolution crustale des Pyrénées orientales au cours de l'orogénèse variscaine du Carbonifère tardif. *Taureau. Soc. Geol. Fr.* 181: 411–428. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.5.411> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Laurent O, Martin H, Doucelance R, Moyen JF, Paquette JL. 2011. Géochimie et pétrogenèse des «sanukitoïdes» à haute teneur en K du pluton de Bulai, ceinture centrale du Limpopo, Afrique du Sud: implications pour les changements géodynamiques à la frontière archéenne-protérozoïque. *Lithos* 123: 73–91. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.009> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Laurent O, Rapopo M, Stevens G, Moyen JF, Martin H, Doucelance R, *et al.* 2014. Pétrogenèse contrastée des granitoïdes Mg-K et Fe-K et implications pour le magmatisme post-collisionnel: étude de cas du pluton de Matok tardifère (bloc de Pietersburg, Afrique du Sud). *Lithos* 196-197: 131-149. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.006> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Laurent O, Couzinié S, Zeh A, Vanderhaeghe O, Moyen JF, Villaros A, *et al.* 2017. Fusion prolongée de la croûte et du manteau contemporains au cours de l'évolution orogénique tardive variscaine: datation U-Pb dans le Massif central de l'est de la France. *Int. J. Earth Sci.* 106: 421–451. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Le Breton N, Duthou J-L, Grolier J, Lacour A, Meyer G, Treuil M. 1986. Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France) : pétrographie, composition, âge. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 303: 1557–1562. [[Google Scholar](#)]
- Le Corre C, Auvray B, Balleve M, Robardet M. 1991. Le Massif Armoricaire / The Armorican Massif. *Sci. Géologiques Bull.* 44: 31–103. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1865>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ledru P, Autran A. 1987. L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevaches. *Géol Prof Fr. Thème 3*: 51–91. [[Google Scholar](#)]

Ledru P, Marot A, Herrouin Y. 1986. Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 303: 963–968. [[Google Scholar](#)]

Ledru P, Lardeaux J-M, Santallier D, Autran A, Quenardel JM, Floch JP, *et al.* 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Société Géologique Fr.* 605–618. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ledru P, Costa S, Echtler H. 1994. Le massif central: structure. *Pré-Mesoz. Geol. Fr. Relat. Zones* 305–323. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ledru P, Courrioux G, Dallain C, Lardeaux JM, Montel JM, Vanderhaeghe O, *et al.* 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342: 207–237. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Legendre C, Briand B, Thierry J, Lebre P, Joly A, Bertin C. 2009. Notice explicative de la carte géologique de Saint-Geniez-d'Olt (861) au 1/50 000. Éditions BRGM Orléans. [[Google Scholar](#)]

Leloix C, Faure M, Feybesse JL. 1999. Tectonique polyphasique hercynienne dans le nord-est du Massif central français: fermeture du rift Brévenne Dévonien-Dinantien. *Int. J. Earth Sci.* 88: 409–421. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lenoir X, Garrido CJ, Bodinier JL, Dautria JM. 2000. Domaines du manteau lithosphérique contrastés sous le Massif Central (France) révélés par la géochimie des xénolithes de péridotite. *Planète Terre. Sci. Lett.* 181: 359–375. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00216-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00216-8) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lerouge G, Quenardel J-M. 1988. Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendeens et leurs prolongations dans le Nord-ouest du Massif central français. *Bull. Société Géologique Fr.* 4: 831–838. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lescuyer J-L, Cocherie A. 1992. Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des schistes X de la Montagne Noire (Massif central français). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 31: 1071–1077. [[Google Scholar](#)]

Letterrier J. 1978. Aspects chimiques des interactions entre les magmas basiques et leur encaissant pelitique dans le plutonisme. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 21–28. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lexa O, Schulmann K, Janoušek V, Štípská P, Guy A, Racek M. 2011. Sources de chaleur et mécanismes de déclenchement d'exhumation des granulites HP dans la racine orogénique varisque. *J. Metamorph. Geol.* 29: 79–102. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Leyreloup A. 1974. Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : nature de la croûte inférieure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 46: 17–27. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Linnemann U, Gerdes A, Drost K, Buschmann B. 2007. Le continuum entre l'orogénèse cadomienne et l'ouverture de l'océan rhénique: Contraintes de la datation au zircon LA-ICP-MS U-Pb et analyse du cadre plat-tectonique (zone Saxo-Thuringienne, nord-est du Massif bohémien, Allemagne). *Spec. Bouillie. - Geol. Soc. Un m.* 423: 61. [[Google Scholar](#)]

Lister GS, Baldwin SL. 1993. Plutonisme et l'origine des complexes de noyau métamorphique. *Geology* 21: 607–610. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Lotout C, Pitra P, Poujol M, Van Den Driessche J. 2017. Magmatisme ordovicien dans le massif du Lézou (Massif central français): implications tectoniques et géodynamiques. *Int. J. Earth Sci.* 106: 501–515. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

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: 381–394. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Maillet N, Piboule M, Santallier D, Cabanis B. 1984. Diversité d'origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin. *BRGM* 81: 1–24. [[Google Scholar](#)]

Malavieille J. 2010. Impact de l'érosion, de la sédimentation et du patrimoine structural sur la structure et la cinématique des coins orogéniques: modèles analogiques et études de cas. *GSA Today* 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG48A.1> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Malavieille J, Guihot P, Costa S, Lardeaux JM, Gardien V. 1990. Effondrement de la croûte varisque épaissie dans le Massif Central français: zone de cisaillement d'extension du Mont Pilat et bassin du Carbonifère supérieur de Saint-Étienne. *Tectonophysics* 177: 139-149. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Maluski H, Monié P. 1988. Sonde laser $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ multi-datation à l'intérieur de biotites uniques d'un orthogneiss varisque (Pinet, Massif Central, France). *Chem. Geol. Isot. Geosci. Secte.* 73: 245-263. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Maluski H, Costa S, Echtler H. 1991. Évolution tectonique variscaine tardive par amincissement de la croûte épaissie antérieure. Une étude à $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la Montagne Noire, sud du Massif Central, France. *Lithos* 26: 287–304. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Marchand J. 1981. Ecaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *CR Acad Sci Paris* 293: 223–228. [[Google Scholar](#)]

Marignac C, Leroy J, Macaudière J, Pichavant M, Weisbrod A. 1980. Evolution tectonométamorphique d'un segment de l'orogène hercynien: les Cévennes médianes, Massif central français. *CR Acad Sci Paris* 291: 605–608. [[Google Scholar](#)]

Martin H, Smithies RH, Rapp R, Moyen JF, Champion D. 2005. Un aperçu de l'adakite, de la tonalite – trondhjémite – granodiorite (TTG) et du sanukitoïde: relations et quelques implications pour l'évolution crustale. *Lithos* 79: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Martínez Catalán JR, Arenas R, García FD, Cuadra PG, Gómez-Barreiro J, Abati J, *et al.* 2007. Espace et temps dans l'évolution tectonique du massif ibérique du nord-ouest: implications pour la ceinture variscaine. Dans: Geological Society of America Memoirs. Geological Society of America, pp. 403–423. [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(21\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(21)) . [[Google Scholar](#)]

Martínez Catalán JR, Arenas R, Abati J, Martínez SS, García FD, Suárez JF, *et al.* 2009. Une suture sans racines et la perte des racines d'une chaîne de montagnes: la ceinture varisque du nord-ouest de la péninsule ibérique. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 114-126. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.004> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Mattauer M, Etchecopar A. 1976. Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Coll Int CNRS Paris* 268: 261–267. [[Google Scholar](#)]

Mattauer M, Laurent P, Matte P. 1996. Plissement hercynien synschisteux post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne noire (Sud du Massif central, France). *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes* 322: 309–315. [[Google Scholar](#)]

Matte P. 1986. Modèle de tectonique et de tectonique des plaques pour la ceinture variscaine d'Europe. *Tectonophysics* 126: 329–374. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Matte P. 1991. Histoire d'accrétion et évolution crustale de la ceinture variscaine en Europe occidentale. *Tectonophysics* 196: 309–337. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90328-P](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90328-P) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Matte P. 2001. Le collage et l'orogénèse varisques (480–290 Ma) et la définition tectonique de la microplaque Armorica: une revue. *Terra Nova* 13: 122-128. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Matte P, Lancelot J, Mattauer M. 1998. La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à coeur anatectique. *Geodin. Acta*

11: 13-22. [\[Google Scholar\]](#)

Maurel O, Monié P, Respaut JP, Leyreloup AF, Maluski H. 2003. Âges pré-métamorphiques $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et U-Pb dans les métagranitoïdes HP de la ceinture hercynienne (France). *Chem. Geol.* 193: 195-214. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

McCarthy A, Chelle-Michou C, Müntener O, Arculus R, Blundy J. 2018. Initiation à la subduction sans magmatisme: le cas de l'arc magmatique alpin manquant. *Geology* 46: 1059-1062. <https://doi.org/10.1130/G45366.1> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Melleton J, Faure M, Cocherie A. 2009. Datation chimique monazite U-Th / Pb du métamorphisme syn-cinématique MP / MT du Carbonifère précoce dans le Massif Central Variscan. *Taureau. Société Géologique Fr.* 180: 283-292. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Melleton J, Cocherie A, Faure M, Rossi P. 2010. Protolithes précambriens et magmatisme du Paléozoïque inférieur dans le Massif central français: données U-Pb et connexion Nord Gondwana dans la ceinture variscaine d'Europe occidentale. *Gondwana Res.* 17: 13-25. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Ménard G, Molnar P. 1988. Effondrement d'un plateau tibétain hercynien en une province du bassin et de l'aire de répartition du Paléozoïque tardif. *Nature* 334: 235. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Mercier JCC, Girardeau J, Prinzhofer A, Dubuisson G. 1985. Les complexes ophiolitiques du Limousin : structure, pétrologie et géochimie. *Rapp. GPF2 Thème 3*: 95-3. [\[Google Scholar\]](#)

Mercier L, Lardeaux JM, Davy P. 1991a. Sur la signification tectonique des trajectoires rétrogrades des PTt dans les éclogites du Massif central français. *Tectonics* 10: 131-140. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Mercier L, Van Roermund HLM, Lardeaux JM. 1991b. Comparaison des trajectoires PTt dans les terrains métamorphiques allochtone à haute pression des Calédonides scandinaves et du Massif Central français: structures thermiques contrastées lors du soulèvement. *Geol. Rundsch.* 80: 333-348. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Mialhe J. 1980. Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Etude pétrographique, géochimique, géochronologique et structurale (Doctorat). Université de Clermont Ferrand. [\[Google Scholar\]](#)

Michon G. 1987. Les vaugnerites de l'Est du Massif central français : apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 8: 591-600. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Milési JP, Lescuyer JL. Dans la presse. Le gisement de sulfures massifs de Chessy zn-Cu-ba et la ceinture volcanosédimentaire de la brevenne du Dévonien (Massif oriental central, France). *BRGM* . [\[Google Scholar\]](#)

Mollier B, Bouchez JL. 1982. Structuration magmatique du complexe granitique de Brême-St Sylvestre-St Goussaud (Limousin, Massif Central Français). *CR Acad Sci Ser 2* 294: 1329-1334. [\[Google Scholar\]](#)

Molnar P, Lyon-Caen H. 1988. Quelques aspects physiques simples du support, de la structure et de l'évolution des ceintures de montagne. Dans: Geological Society of America Special Papers. Geological Society of America, pp. 179-208. <https://doi.org/10.1130/SPE218-p179> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Dynamique du manteau, soulèvement du plateau tibétain et mousson indienne. *Rev. Geophys.* 31: 357. <https://doi.org/10.1029/93RG02030> . [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Monié P, Respaut JP, Brichau S, Bouchot V, Faure M, Roig JY. 2000. Géochronologie $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ et U-Pb appliquée à la métallogenèse Au-W-Sb dans les Cévennes et Châtaigneraie (Massif Central Sud, France). *Orog. Dépôts d'or. EUR. Doc BRGM* 297: 77-79. [\[Google Scholar\]](#)

Monier G. 1980. Pétrologie des granites du Sud-Millevalches (MCF). Minéralogie, géochimie, géochronologie (Doctorat 3^e Cycle). Université de Clermont Ferrand. [\[Google Scholar\]](#)

- Montel J-M. 1985. Xénolithes peralumineux dans les dolérites du Peyron, en Velay (Massif Central, France). Indications sur l'évolution de la croûte profonde tardihercynienne. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 301: 615-620. [\[Google Scholar\]](#)
- Montel JM, Abdelghaffar R. 1993. Les granites tardi-migmatitiques du Velay (Massif Central) : principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques. *Géologie Fr.* 1: 15-28. [\[Google Scholar\]](#)
- Montel JM, Marignac C, Barbey P, Pichavant M. 1992. Thermobarométrie et genèse du granite: le dôme anatectique Velay Hercynien bas-P, haut-T (Massif Central français). *J. Metamorph. Geol.* 10: 1-15. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Montel J-M, Bouloton J, Veschambre M, Pellier C, Ceret K. 2002. Âges stéphaniens des microgranites du Velay (Massif central français). *Géologie Fr.* 15-20. [\[Google Scholar\]](#)
- Mougeot R, Respaut JP, Ledru P, Marignac C. 1997. Chronologie U-Pb des minéraux accessoires du dôme anatectique du Velay (Massif Central). *EUR. J. Mineral.* 9: 141-156. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Moyen JF, Laurent O, Chelle-Michou C, Couzinié S, Vanderhaeghe O, Zeh A. 2017. Collision vs magmatisme lié à la subduction: deux modes contrastés de formation du granite et implications pour la croissance crustale. *Lithos* 277: 154-177. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Murphy JB, Gutierrez-Alonso G, Nance RD, Fernandez-Suarez J, Keppie JD, Quesada C, et al. 2006. Origine de l'océan rhéique: Rifting le long d'une suture néoprotérozoïque? *Geology* 34: 325-328. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Nance RD, Gutiérrez-Alonso G, Keppie JD, Linnemann U, Murphy JB, Quesada C, et al. 2010. Évolution de l'océan rhéique. *Gondwana Res.* 17: 194-222. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Nicolas A, Bouchez JL, Blaise J, Poirier JP. 1977. Aspects géologiques de la déformation dans les zones de cisaillement continentales. *Tectonophysics* 42: 55-73. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Nicollet C. 1977. Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français (Lévezou, Rouergue). *Bull Soc Fr Miner. Cristal.* 100: 334-337. [\[Google Scholar\]](#)
- Nicollet C. 1978. Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central). *Bull BRGM* 3: 225-263. [\[Google Scholar\]](#)
- 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. *Can. J. Earth Sci.* 15: 696-707. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- O'Brien PJ, Rötzler J. 2003. Granulites à haute pression: formation, récupération des conditions de pointe et implications pour la tectonique. *J. Metamorph. Geol.* 21: 3-20. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Pagel M, Costa S, Galibert F, Lancelot J, Maluski H, Meyer A, et al. 1992. Forage scientifique de Sancerre-Couy: Géochronologie Sm-Nd, U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr et chronométrie par traces de fission sur le socle. *Géologie Fr.* 3: 129. [\[Google Scholar\]](#)
- 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 métabasiques. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59: 1611-1622. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- 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: 418-437. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)
- Paris F, Robardet M. 1990. Paléobiogéographie paléozoïque ancienne des régions variscales. *Tectonophysics* 177: 193-213. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

- Peiffer M-T. 1986. La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 303: 305–310. [[Google Scholar](#)]
- Perchuk LL, Podladchikov YY, Polyakov AN. 1992. Modélisation hydrodynamique de certains processus métamorphiques. *J. Metamorph. Geol.* 10: 311–319. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1992.tb00086.x>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Percival JA. 1992. Sections transversales de la croûte exposée comme fenêtres sur la croûte inférieure. *Cont. Faible. Crust Dev. Geotecton.* 317–362. [[Google Scholar](#)]
- Petitpierre E, Duthou JL. 1980. Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français). *CR Acad Sci* 291: 163–166. [[Google Scholar](#)]
- Piboule M, Briand B. 1985. Géochimie des éclogites et roches associées de la zone sud-est du Massif central français: origine des protolithes. *Chem. Geol.* 50: 189–199. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pin C. 1979. Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). PhD Thesis, Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc. [[Google Scholar](#)]
- Pin C. 1981. Anciens zircons hérités de deux granitoïdes variscains synkinématiques: la «granite du Pinet» et «l'Orthogneiss de Marvejols» (Massif central du sud de la France). *Neues Jahrb. Für Mineral. Abh.* 142: 27–48. [[Google Scholar](#)]
- Pin C. 1990. Océans variscains: âges, origines et implications géodynamiques déduites de données géochimiques et radiométriques. *Tectonophysics* 177: 215–227. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Broche C, Duthou JL. 1990. Sources des granitoïdes hercyniens du Massif central français: inférences des isotopes Nd et conséquences pour l'évolution crustale. *Chem. Geol.* 83: 281–296. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90285-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90285-F). [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pin C, Lancelot JR. 1978. Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central; les metadiorites quartziques intrusives dans la serie du Lot. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 203–208. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- 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. *Contrib. Minéral. Essence.* 79: 1–12. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pin C, Marini F. 1993. Rupture continentale de l'Ordovicien précoce en Europe variscaine: isotope Nd Sr et traces d'éléments traces provenant d'associations ignées bimodales du sud du Massif central, France. *Lithos* 29: 177–196. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Broche C, Paquette JL. 1997. Une suite bimodale dérivée du manteau dans la ceinture hercynienne: isotope Nd et traces d'éléments traces pour une subduction liée à l'origine du rift des métavolcaniques du Dévonien supérieur de la Brévenne, Massif Central (France). *Contrib. Minéral. Essence.* 129: 222–238. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Broche C, Paquette JL. 2002. Isotope Sr-Nd et preuves d'oligo-éléments pour une marge active du Dévonien tardif dans le nord du Massif-Central (France). *Geodin. Acta* 15: 63–77. [[Google Scholar](#)]
- Pin C, Vielzeuf D. 1983. Granulites et roches apparentées en Europe médiane variscaine: une interprétation dualiste. *Tectonophysics* 93: 47–74. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Pitra P, Poujol M, Van Den Driessche J, Poilvet JC, Paquette JL. 2012. Cisaillement extensionnel du Permien précoce d'un granit ordovicien: L'orthogneiss de type saint-eutrope «c / s» (montagne noire, massif français central). *Comptes Rendus Géoscience* 344: 377–384. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Poilvet JC, Poujol M, Pitra P, Van den Driessche J, Paquette JL. 2011. Le granite de Montalet, Montagne Noire, France: un pluton syn-extensional précoce du Permien comme en témoignent les nouvelles

données U-Th-Pb sur le zircon et la monazite. *Comptes Rendus Géoscience* 343: 454–461. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Prelević D, Akal C, Foley SF, Romer RL, Stracke A, Van Den Bogaard P. 2012. Les roches mafiques ultrapotassiques comme proxies géochimiques pour la dynamique post-collisionnelle du manteau lithosphérique orogénique: le cas de l'Anatolie du sud-ouest, Turquie. *J. Petrol.* 53: 1019-1055. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs008> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Quenardel JM, Rolin P. 1984. Évolution paléozoïque du plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 14: 63–70. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Quenardel J-M, Santallier D, Burg J-P, Bril H, Cathelineau M, Marignac C. 1991. Le Massif Central / The central massif. *Sci. Géologiques Bull.* 44: 105–206. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1866>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rabin M, Trap P, Carry N, Fréville K, Cenki-Tok B, Lobjoie C, *et al.* 2015. Répartition des souches le long du front anatectique dans le massif du Variscan Montagne Noire (sud du Massif Central français). *Tectonics* 34: 1709–1735. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ramberg H. 1968. Dynamique des fluides des systèmes en couches dans le domaine de la gravité, base théorique de certaines structures globales et ajustement isostatique. *Phys. Planète Terre. Inter.* 1: 63–87. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(68\)90051-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(68)90051-4) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rapp RP, Norman MD, Laporte D, Yaxley GM, Martin H, Foley SF. 2010. Formation de Continent dans l'Évolution Archéenne et Chimique de la Lithosphère Cratonique: Expériences de Réaction Fusion-Roche à 3-4 GPa et Pétrogenèse de Mg-Diorites archéens (Sanukitoids). *J. Petrol.* 51: 1237-1266. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq017> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ravier J, Chenevoy M. 1979. Occurrence of granulitic formations denoting the presence of a crustal lineament in the Sioule metamorphic series (Massif Central Français). *Comptes Rendus Hebd. Séances Académie Sci. Sér. D* 288: 1703–1706. [[Google Scholar](#)]

Respaut J-P. 1984. Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation aurifère de la mine des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant : le massif granitique de la Margeride. Montpellier. [[Google Scholar](#)]

Rey P, Vanderhaeghe O, Teyssier C. 2001. Effondrement gravitationnel de la croûte continentale: définition, régimes et modes. *Tectonophysics* 342: 435–449. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00174-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00174-3) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rey PF, Teyssier C, Whitney DL. 2009. Le rôle de la fusion partielle et des taux de déformation d'extension dans le développement de complexes de noyau métamorphique. *Tectonophysics* 477: 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.010> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Rey PF, Teyssier C, Kruckenberg SC, Whitney DL. 2011. La collision visqueuse dans le canal explique les doubles dômes dans les complexes de noyaux métamorphiques. *Geology* 39: 387–390. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

R'Kha Chaham K, Couturie J-P, Duthou J-L, Fernandez A, Vitel G. 1990. L'orthogneiss ø eillé de l'Arc de Fix : un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyper alumineux dans le Massif Central français. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 311: 845–850. [[Google Scholar](#)]

Robardet M. 2003. La «microplaque» Armorica: réalité ou fiction? Revue critique du concept et données paléobiogéographiques contradictoires. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195: 125-148. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Robardet M, Blaise J, Bouyx E, Gourvenec R, Lardeux H, Le Herisse A, *et al.* 1993. Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien = Palaeogeography of Western Europe from the Ordovician to the Devonian. *Bull. Société Géologique Fr.* [[Google Scholar](#)]

- Roger F, Respaut J-P, Brunel M, Matte P, Paquette J-L. 2004. Première datation U/Pb des orthogneiss ø eillés de la zone axiale de la Montagne noire (Sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne Varisque. *Comptes Rendus Geosci.* 336: 19–28. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roger F, Teyssier C, Respaut JP, Rey PF, Jolivet M, Whitney DL, *et al.* 2015. Moment de la formation et de l'exhumation du double dôme de la Montagne Noire, Massif central français. *Tectonophysics* 640: 53–69. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roig J-Y, Faure M. 2000. La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Société Géologique Fr.* 171: 295–307. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roig JY, Faure M, Ledru P. 1996. Tectonique des clés polyphasées dans le sud du Massif Central français: inférences cinématiques à partir de granitoïdes pré et syntectoniques. *Geol. Rundsch.* 85: 138–153. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roig JY, Faure M, Maluski H. 2002. Événements tectoniques et hydrothermaux superposés lors de l'extension orogénique tardive dans le Massif Central de l'Ouest français: une étude structurale et 40Ar / 39Ar. *Terra Nova* 14: 25–32. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Rolin P, Duthou JL, Quenardel JM. 1982. Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes : Conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle du Plateau d'Aigurande (NW du Massif Central Français). *CR Acad Sci Ser II* 294: 799–802. [[Google Scholar](#)]
- Rolin P, Marquer D, Colchen M, Cartannaz C, Cocherie A, Thiery V, *et al.* 2009. Tectonique de décrochement famenno-carbonifère (370-320 Ma) suivie par des plutons syn-cinématiques dans la ceinture variscaine française (Massif Armoricaïn et Massif Central). *Taureau. Société Géologique Fr.* 180: 231–246. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Rolin P, Marquer D, Cartannaz C, Rossi P. 2014. Magmatisme carbonifère lié à l'ouverture progressive du pull-apart dans l'ouest du Massif Central. *Taureau. Société Géologique Fr.* 185: 171–189. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Roques M. 1971. Structure géologique du Massif central. In: Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central Français. *Symp J Jung*, Clermont-Ferrand, pp. 17–32. [[Google Scholar](#)]
- Rosenberg CL. 2001. Déformation du granit partiellement fondu: un examen et une comparaison des études de cas expérimentales et naturelles. *Int. J. Earth Sci.* 90: 60–76. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Royden L. 1996. Couplage et découplage de la croûte et du manteau dans les orogènes convergents: implications pour la répartition des contraintes dans la croûte. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101: 17679–17705. <https://doi.org/10.1029/96JB00951> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Royden LH. 1997. Déformation de surface et écoulement crustal inférieur au Tibet oriental. *Science* 276: 788–790. <https://doi.org/10.1126/science.276.5313.788> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Rubio Pascual FJ, López-Carmona A, Arenas R. 2016. Épaississement vs extension dans la ceinture variscaine: modélisation P – T dans l'autochtone ibérique central. *Tectonophysics* 681: 144–158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.033> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]
- Sabatier H. 1991. Vaugnerites: enclaves mafiques spéciales dérivées du lamprophyre dans certains granites hercyniens d'Europe occidentale et centrale. *Enclaves Granite Petrol. Elsevier Amst.* 63–81. [[Google Scholar](#)]
- Saint-Joanis R. 1975. Étude géologique du socle cristallin du Bas- Livradois (Massif central français) dans le périmètre de la feuille d'Issoire. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. [[Google Scholar](#)]
- Sandiford M, Powell R. 1990. Quelques conséquences isostatiques et thermiques de la géométrie de déformation verticale dans les orogènes convergents. *Planète Terre. Sci. Lett.* 98: 154–165. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90056-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90056-4) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Santallier D. 1981. Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin, Massif Central (France) (PhD Thesis). [\[Google Scholar\]](#)

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. *Bull. Société Géologique Fr.* 4: 3-12. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Sawyer EW. 1994. Ségrégation par fusion dans la croûte continentale. *Geology* 22: 1019-1022. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Sawyer EW. 1998. Formation et évolution des magmas granitiques lors du remaniement crustal: l'importance des diatexites. *J. Petrol.* 39: 1147-1167. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Sawyer EW, Cesare B, Brown M. 2011. Quand la croûte continentale fond. *Éléments* 7: 229-234. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schaltegger U, Gebauer D. 1999. Géochronologie pré-alpine des Alpes centrales, occidentales et méridionales. *Suisse. Minéral. Petrogr. Messages* 79: 79-87. [\[Google Scholar\]](#)

Schenk V. 1980. Dates radiométriques U-Pb et Rb-Sr et leur corrélation avec les événements métamorphiques dans le socle à faciès granulitiques de la Serre, au sud de la Calabre (Italie). *Contrib. Minéral. Essence.* 73: 23-38. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schenk V. 1981. Soulèvement synchrone de la croûte inférieure de la zone d'Ivrea et du sud de la Calabre et ses conséquences possibles pour l'orogénèse hercynienne du sud de l'Europe. *Planète Terre. Sci. Lett.* 56: 305-320. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schenk V. 1989. Chemin PT de la croûte inférieure dans la ceinture de plis hercyniens du sud de la Calabre. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 43: 337-342. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schulmann K, Lexa O, Štípská P, Racek M, Tajčmanová L, Konopásek J, *et al.* 2008. Extrusion verticale et écoulement horizontal de la croûte inférieure orogénique: mécanismes d'exhumation clés dans les grands orogènes chauds? *J. Metamorph. Geol.* 26: 273-297. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schulmann K, Konopásek J, Janoušek V, Lexa O, Lardeaux J-M, Edel J-B, *et al.* 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian massif. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 266-286. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schulmann K, Catalán JRM, Lardeaux JM, Janoušek V, Oggiano G. 2014. L'orogénèse variscaïne: étendue, échelle de temps et formation de la croûte européenne. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 1-6. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schulz B. 2009. Contrôles de l'âge EMP-monazite sur les chemins PT des métapélites de grenat dans la séquence métamorphique inversée variscaïne de La Sioule, Massif central français. *Taureau. Société Géologique Fr.* 180: 271-282. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Schulz B. 2014. Sentier PT du Carbonifère précoce de l'Unité de Gneiss Supérieur du Haut-Allier (Massif central français) -reconstruit par géothermobarométrie et datation monazite EMP-Th-U-Pb. *J. Geosci.* 59: 327-349. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

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 variscaïne du Haut-Allier, Massif Central français. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 249-273. [\[Google Scholar\]](#)

Schulz B, Triboulet C, Audren C, Feybesse JL. 2001. Chemins PT à partir de zonations de grenats métapélites et empilement crustal dans la séquence métamorphique inversée variscaïne de La Sioule, Massif Central français. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 152: 1-26. [\[Google Scholar\]](#)

Scotese CR, McKerrow WS. 1990. Cartes du monde révisées et introduction. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 12: 1-21. [\[CrossRef\]](#) [\[Google Scholar\]](#)

Searle MP, Cottle JM, Streule MJ, Waters DJ. 2009. Granites et migmatites de fonte crustale le long de l'Himalaya: source de fonte, ségrégation, transport et mécanismes de mise en place du granite. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 100: 219-233. [[Google Scholar](#)]

Shail RK, Leveridge BE. 2009. La marge passive rhénohercynienne du sud-ouest de l'Angleterre: développement, inversion et réactivation extensionnelle. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 140-155. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Shaw J, Johnston ST. 2016. Épaves de terrane (oroclinales couplées) et anomalies d'inclinaison paléomagnétique. *Earth-Sci. Rev.* 154: 191-209. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sider H, Ohnenstetter M. 1986. Preuve de terrain et pétrologique pour le développement d'un bassin marginal ensialique lié à l'orogénèse hercynienne dans le Massif Central, France. *Geol. Rundsch.* 75: 421-443. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Sintubin M, Debacker TN, Van Baelen H. 2009. Événements orogéniques paléozoïques précoces au nord de la suture rhénique (Brabant, Ardenne): une revue. *Comptes Rendus Geosci.* 341: 156-173. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.012>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Skrzypek E, Tabaud AS, Edel JB, Schulmann K, Cocherie A, Guerrot C, *et al.* 2012. L'importance des ophiolites du Dévonien tardif dans l'orogène varisque: un enregistrement de la ceinture vosgienne de Klippen. *Int. J. Earth Sci.* 101: 951-972. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Skrzypek E, Schulmann K, Tabaud AS, Edel JB. 2014. Évolution paléozoïque du massif des Vosges varisques. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 405: 45-75. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Solar GS, Pressley RA, Brown M, Tucker RD. 1998. Ascension de granit dans des ceintures orogéniques convergentes: test d'un modèle. *Geology* 26: 711-714. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Solgadi F, Moyen JF, Vanderhaeghe O, Sawyer E, Reisberg L. 2007. Implication du manteau dans les granitoïdes syn-orogéniques du Livradois, MCF. *Pouvez. Minéral.* 45: 581-606. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Souquet P, Delvolvé JJ, Brusset S. 2003. Identification d'un système de bassin d'avant-pays sous-rempli dans le Dévonien supérieur des Pyrénées centrales: implications pour l'orogénèse hercynienne. *Int. J. Earth Sci.* 92: 316-337. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Spear FS, Cheney JT. 1989. Une grille pétrogénétique pour les schistes pélitiques dans le système SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contrib. Minéral. Essence.* 101: 149-164. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Stampfli GM, Borel GD. 2004. Les transects TRANSMED dans l'espace et dans le temps: contraintes sur l'évolution paléotectonique du domaine méditerranéen. Dans: Cavazza W, Roure F, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA, eds. L'Atlas TRANSMED. La région méditerranéenne de la croûte au manteau. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 53-80. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_3. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Stampfli GM, Hochard C, Vérard C, Wilhem C. 2013. La formation de la Pangée. *Tectonophysics* 593: 1-19. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Stille H. 1924. Questions fondamentales de la tectonique comparée. *Brontrager Berl.* 433. [[Google Scholar](#)]

Suess E. 1883. La face de la terre. Vienne: Tempsky F. [[Google Scholar](#)]

Tait JA, Bachtadse V, Franke W, Soffel HC. 1997. Évolution géodynamique de la ceinture de plis varisques européenne: contraintes paléomagnétiques et géologiques. *Geol. Rundsch.* 86: 585. <https://doi.org/10.1007/s005310050165>. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Tait J, Schätz M, Bachtadse V, Soffel H. 2000. Paléomagnétisme et paléogéographie paléozoïque du Gondwana et des terranes européennes. *Geol. Soc. Londres. Spec. Publ.* 179: 21-34. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

- Talbot CJ. 1979. Upwelling migmatitique infrastructural dans l'est du Groenland interprété comme des structures convectives thermiques. *Precambrian Res.* 8: 77–93. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(79\)90039-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(79)90039-1). [CrossRef] [Google Scholar]
- Talbot JY, Faure M, Chen Y, Martelet G. 2005. Mise en place en pull-apart du complexe granitique de la Margeride (Massif Central). Implications pour l'évolution tardive de l'orogène variscain. *J. Struct. Geol.* 27: 1610–1629. [CrossRef] [Google Scholar]
- Thiéry V. 2010. Métamorphismes et déformations des séries cristallophylliennes du Chavanon, de la Sioule et d'Ussel (Massif Central français). Discussion du modèle de nappes du Massif Central. PhD Thesis, Université de Franche-Comté. [Google Scholar]
- Thiéry V, Rolin P, Marquer D, Cocherie A, Fanning CM, Rossi P. 2009. Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central: Late Variscan tectonic implications. *Bull. Société Géologique Fr.* 180: 513–528. [CrossRef] [Google Scholar]
- Thompson PH, Bard JP. 1982. Isogrades et assemblages minéraux dans la zone axiale orientale, Montagne Noire (France): implications pour les gradients de température et l'histoire du PT. *Pouvez. J. Earth Sci.* 19: 129–143. [CrossRef] [Google Scholar]
- Thompson AB, le juge Connolly. 1995. Fusion de la croûte continentale: certaines contraintes thermiques et pétrologiques sur l'anatexis dans les zones de collision continentales et autres paramètres tectoniques. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100: 15565–15579. [CrossRef] [Google Scholar]
- Torsvik TH, Van der Voo R, Preeden U, Mac Niocaill C, Steinberger B, Doubrovine PV, et al. 2012. Déambulation polaire phanérozoïque, paléogéographie et dynamique. *Earth-Sci. Rev.* 114: 325–368. [CrossRef] [Google Scholar]
- Trap P, Roger F, Cenki-Tok B, Paquette JL. 2017. Moment et durée de la fonte partielle et du magmatisme dans le dôme de gneiss variscain de la Montagne Noire (Massif central français). *Int. J. Earth Sci.* 106: 453–476. [CrossRef] [Google Scholar]
- Turpin L, Velde D, Pinte G. 1988. Comparaison géochimique entre minettes et kersantites de l'orogène hercynien d'Europe occidentale: contraintes en éléments traces et isotopiques PbSrNd sur leur origine. *Planète Terre. Sci. Lett.* 87: 73–86. [CrossRef] [Google Scholar]
- Turpin L, Cuney M, Friedrich M, Bouchez JL, Aubertin M. 1990. Origine méta-ignée des granites peralumineux hercyniens dans le nord-ouest du Massif Central français: implications pour les reconstructions de l'histoire crustale. *Contrib. Minéral. Essence.* 104: 163–172. [CrossRef] [Google Scholar]
- Turlin F, Deruy C, Eglinger A, Vanderhaeghe O, André-Mayer AS, Poujol M, et al. 2018. Un enregistrement de 70 Ma de conditions suprasolidus dans le grand orogène de Grenville chaud et de longue durée. *Terra Nova* 30: 233–243. <https://doi.org/10.1111/ter.12330>. [CrossRef] [Google Scholar]
- Ueda K, Gerya TV, Burg JP. 2012. Délaminage dans les orogènes de collision: Modélisation thermomécanique: Délaminage dans les orogènes de collision. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2012JB009144>. [CrossRef] [Google Scholar]
- Unrug R. 1997. Rodinia au Gondwana: la carte géodynamique de l'assemblage du supercontinent du Gondwana. *GSA Today* 7: 1–6. [Google Scholar]
- Van Den Driessche J, Brun JP. 1992. Evolution tectonique de la Montagne Noire (Massif Central Français): un modèle de dôme de gneiss extensif. *Geodin. Acta* 5: 85–97. [CrossRef] [Google Scholar]
- Vanderhaeghe O. 1999. Migration de fonte omniprésente des migmatites à la leucogranite dans le complexe métamorphique de Shuswap, Canada: contrôle de la déformation régionale. *Tectonophysics* 312: 35–55. [CrossRef] [Google Scholar]
- Vanderhaeghe O. 2009. Migmatites, granites et orogénie: modes d'écoulement des roches et magmas partiellement fondus associés à la ségrégation fondue / solide dans les ceintures orogéniques.

Tectonophysics 477: 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021> . [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Duchêne S. 2010. Transfert de masse à l'échelle crustale, géothermie et topographie aux limites de plaques convergentes: Dynamique crustale aux limites de plaques convergentes. *Terra Nova* 22: 315–323. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00952.x> . [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Teyssier C. 2001a. Transitions rhéologiques à l'échelle crustale lors d'un collapsus orogénique tardif. *Tectonophysics* 335: 211–228. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00053-1) . [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Teyssier C. 2001b. Fusion et écoulement partiels des orogènes. *Tectonophysics* 342: 451–472. [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Burg JP, Teyssier C. 1999. Exhumation de migmatites dans deux orogènes effondrés: la cordillère canadienne et les variscides français. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 154: 181–204. [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Medvedev S, Fullsack P, Beaumont C, Jamieson RA. 2003. Evolution des coins orogéniques et des plateaux continentaux: aperçus des modèles thermomécaniques crustaux recouvrant la lithosphère du manteau subductif. *Geophys. J. Int.* 153: 27–51. [CrossRef] [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Prognon F, Gardien V, Solgadi F, Blein O, Watinne A, *et al.* 2013. Notice de la carte géologique de St Germain Lembron (742). [Google Scholar]

Vanderhaeghe O, Kruckenberg SC, Gerbault M, Martin L, Duchêne S, Deloule E. 2018. Convection à l'échelle crustale et remontée diapirique d'une racine orogénique partiellement fondue (dôme de Naxos, Grèce). *Tectonophysics* 746: 459–469. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.007> . [CrossRef] [Google Scholar]

Vialette Y. 1973. Age des granites du Massif Central. *Bull. Société Géologique Fr.* 7: 260–270. [CrossRef] [Google Scholar]

Vialette Y, Sabourdy G. 1977. Age du granite de l'Aigoual dans le Massif des Cévennes (France). *C R Somm Soc Géol Fr* 19: 130–132. [Google Scholar]

Vialette Y, Fernandez A, Sabourdy G. 1979. Age rubidium/strontium de différents plutons du mont Lozère. [Google Scholar]

Vielzeuf D, Holloway JR. 1988. Détermination expérimentale des relations de fusion fluide-absent dans le système pélitique. *Contrib. Minéral. Essence.* 98: 257–276. [CrossRef] [Google Scholar]

Vielzeuf D, Vidal P. 2012. Granulites et évolution crustale. Springer Science & Business Media. [Google Scholar]

Vielzeuf D, Clemens JD, Pin C, Moinet E. 1990. Granites, granulites et différenciation crustale. Dans: *Granulites and Crustal Evolution*. Springer, pp. 59–85. [CrossRef] [Google Scholar]

Vignerresse JL, Barbey P, Cuney M. 1996. Transitions rhéologiques au cours de la fusion partielle et de la cristallisation avec application à la ségrégation et au transfert du magma felsique. *J. Petrol.* 37: 1579–1600. [CrossRef] [Google Scholar]

Villaros A, Laurent O, Couzinié S, Moyen JF, Mintrone M. 2018. Plutons et dômes: les conséquences de l'extraction de magma anatectique - Exemple du sud-est du Massif central français. *Int. J. Earth Sci.* 107: 2819–2842. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1630-x> . [CrossRef] [Google Scholar]

Vitel G, 1988. Le Granite du Gouffre d'Enfer (Massif Central français) ; pétrologie d'un marqueur tectonique varisque. *Bull. Société Géologique Fr.* 4: 907–915. [CrossRef] [Google Scholar]

von Raumer JF, Stampfli GM, Bussy F. 2003. Microcontinents dérivés du Gondwana - Les constituants des orogènes de collision varisques et alpins. *Tectonophysics* 365: 7–22. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00015-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00015-5) . [CrossRef] [Google Scholar]

von Raumer JF, Finger F, Veselá P, Stampfli GM. 2014. Durbachites-Vaugnerites-un marqueur géodynamique dans l'orogène Variscan central de l'Europe. *Terra Nova* 26: 85–95. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

CJ Warren, Beaumont C, Jamieson RA. 2008. Subduction profonde et exhumation rapide: Rôle de la force crustale et de l'affaiblissement de la tension dans la subduction continentale et l'exhumation de roches à ultra haute pression: modélisation des processus d'exhumation uhp. *Tectonics* 27. <https://doi.org/10.1029/2008TC002292> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Watson EB, Harrison TM. 1983. La saturation du zircon revisitée: effets de la température et de la composition dans une variété de types de magma crustal. *Planète Terre. Sci. Lett.* 64: 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF. 1997. Convection crustale à diapir: fusion par décompression, renouvellement de la source de magma et origine des plutons emboîtés. *Tectonophysics* 271: 217–229. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00269-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00269-7) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF. 2016. Leucogranites et migmatites de l'Himalaya: nature, moment et durée de l'anatexis. *J. Metamorph. Geol.* 34: 821–843. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF, Mark G. 2008. Migration de magma, pliage et désagrégation des migmatites dans la zone de cisaillement du Karakoram, Ladakh, nord-ouest de l'Inde. *Geol. Soc. Un m. Taureau.* 120: 994–1009. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF, Schmeling H. 1992. Polydiapirs: structures gravitaires multi-longueurs d'onde. *J. Struct. Geol.* 14: 425–436. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90103-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90103-4) . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF, député de Searle. 1998. Le complexe d'injection de Pangong, Karakoram indien: un cas d'écoulement de granit omniprésent à travers une croûte visqueuse chaude. *J. Geol. Soc.* 155: 883–891. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Weinberg RF, Hasalová P, quartier L, Fanning CM. 2013. Interaction entre la déformation et l'extraction du magma dans les migmatites: exemples de Kangaroo Island, Australie du Sud. *Bulletin* 125: 1282–1300. [[Google Scholar](#)]

Whitney DL, Teyssier C, Vanderhaeghe O. 2004. Dômes de gneiss et écoulement crustal. *Gneiss Domes Orogeny* 380: 15. [[Google Scholar](#)]

Whitney DL, Teyssier C, Rey P, Buck WR. 2013. Complexes centraux continentaux et océaniques. *Bulletin* 125: 273–298. [[Google Scholar](#)]

Whitney DL, Roger F, Teyssier C, Rey PF, Respaut JP. 2015. Métamorphisme de l'éclogite Syn-collapse et exhumation de la croûte profonde dans un dôme de migmatite: Le record P – T – t du plus jeune éclogite variscain (Montagne Noire, Massif Central français). *Planète Terre. Sci. Lett.* 430: 224–234. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.026> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Wickham SM, Oxburgh ER, Reading HG, Vissers RLM. 1987. Métamorphisme régional à basse pression dans les Pyrénées et ses implications pour l'évolution thermique de la croûte continentale fissurée [et discussion]. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 321: 219–242. <https://doi.org/10.1098/rsta.1987.0012> . [[Google Scholar](#)]

Williams HM. 2004. Nature des régions sources du magmatisme potassique post-collisionnel dans le sud et le nord du Tibet à partir des variations géochimiques et de la modélisation par éléments traces inverses. *J. Petrol.* 4: 555–607. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg094> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Williamson BJ, Downes H, Thirlwall MF. 1992. La relation entre la sous-couche magmatique crustale et la genèse du granite: un exemple du complexe granitique du Velay, Massif Central, France. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 83: 235–245. [[Google Scholar](#)]

Williamson BJ, Shaw A, Downes H, Thirlwall MF. 1996. Contraintes géochimiques sur la genèse des leucogranites hercyniennes à deux mica du Massif Central, France. *Chem. Geol.* 127: 25–42. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Williamson BJ, Downes H, Thirlwall MF, Beard A. 1997. Contraintes géochimiques sur la composition des restites et le démélange dans le granite anatectique du Velay, Massif central français. *Lithos* 40: 295–319. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Wyllie PJ. 1977. Anatexis crustale: une revue expérimentale. *Tectonophysics* 43: 41–71. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Yakymchuk C, Brown M. 2014. Comportement du zircon et de la monazite lors de la fonte crustale. *J. Geol. Soc.* 171: 465–479. [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Závada P, Schulmann K, Racek M, Hasalová P, Jeřábek P, Weinberg RF, *et al.* 2018. Rôle de la localisation des souches et de la coulée de fonte sur l'exhumation de la croûte continentale profondément subductée. *Lithosphère* 10: 217-238. <https://doi.org/10.1130/L666.1> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Ziegler PA, Dèzes P. 2006. Évolution crustale de l'Europe occidentale et centrale. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 32: 43–56. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.03> . [[CrossRef](#)] [[Google Scholar](#)]

Black HJ. 1967. La dualité des ceintures orogéniques. *Geol. Et Mijnb.* 46: 283-309. [[Google Scholar](#)]

Citer cet article comme suit: Vanderhaeghe O, Laurent O, Gardien V, Moyen JF, Gébelin A, Chelle-Michou C, Couzinié S, Villaros A, Bellanger M. 2020. Flux de croûte partiellement fondue contrôlant la construction, la croissance et l'effondrement du Variscan ceinture orogénique: les archives géologiques du Massif central français, *BSGF - Bulletin des sciences de la Terre* 191: 25.

All Tables

Table 1 Contraintes géochronologiques sur la mise en place ou le dépôt de roches pré-variscales dans le Massif central français. 1 = Melleton *et al.*, 2010 ; 2 = Alexandrov *et al.*, 2001 ; 3 = Alexandre, 2007; 4 = Lafon, 1986; 5 = Bernard-Griffiths, 1975; 6 = Bernard-Griffiths *et al.*, 1977; 7 = Gebauer *et al.*, 1981; 8 = Berger *et al.*, 2010b; 9 = Lasserre *et al.*, 1980; 10 = Paquette *et al.*, 1995; 11 = Pin et Lancelot, 1978 ; 12 = Pin et Lancelot, 1982 ; 13 = Maurel *et al.*, 2003; 14 = Faure *et al.*, 2017; 15 = Lotout *et al.*, 2017; 16 = Ducrot *et al.*, 1979; 17 = Cocherie *et al.*, 2005; 18 = Pitra *et coll.*, 2012 ; 19 = Roger *et coll.*, 2004 ; 20 = Lescuyer and Cocherie, 1992; 21 = Trap *et al.*, 2017; 22 = Couzinié *et al.*, 2017; 23 = Caen-Vachette, 1979; 24 = Bé Mézémé *et al.*, 2006; 25 = R'Kha Chaham *et al.*, 1990; 26 = Couzinié *et al.*, 2017; 27 = Chelle-Michou *et al.*, 2017; 28 = Duthou *et al.*, 1981.

[↑ Dans le texte](#)

Table 2 A. Données géochronologiques sur les roches magmatiques variscales dans la partie occidentale du Massif central français. 1 = Boutin et Montigny, 1993 ; 2 = Petitpierre and Duthou, 1980; 3 = Rolin *et al.*, 1982; 4 = Gébelin *et al.*, 2007; 5 = Roig *et coll.*, 1996 ; 6 = Choukroune *et al.*, 1983; 7 = Berthier *et al.*, 1979; 8 = Duthou, 1978; 9 = Cartannaz *et al.*, 2007a, 2007b ; 10 = Cartannaz, 2006; 11 = Bé Mézémé, 2005; 12 = Ducrot *et al.*, 1983; 13 = Berger *et al.*, 2010a; 14 = Duthou, 1978; 15 = Rolin *et al.*, 2009; 16 = Bernard-Griffiths *et al.*, 1977; 17 = Lafon, 1986; 18 = Faure *et al.*, 2008; 19 = Pin and Paquette, 2002; 20 = Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; 21 = Bertrand *et al.*, 2001; 22 = Thiéry, 2010; 23 = Holliger *et al.*, 1986; 24 = Joly, 2007; 25 = Alexandrov *et al.*, 2000; 26 = Lafon and Respaut, 1988; 27 = Cuney *et al.*, 2002; 28 = Gébelin, 2004; 29 = Roig *et al.*, 2002; 30 = Monié *et al.*, 2000; 31 = Faure *et al.*, 2009b; 32 = Thiéry *et al.*, 2009; 33 = Gébelin *et al.*, 2009. B. Geochronological data on Variscan magmatic rocks in the Eastern part of French Massif Central: 34 = Costa and Maluski, 1988; 35 = Costa, 1990 ; 36 = Hottin et Calvez, 1988 ; 37 = Do Couto *et al.*, 2016 ; 38 = Faure *et coll.*, 2002 ; 39 = Schulz, 2009 ; 40 = Pin (non publié) cité dans Duthou *et al.*, 1984 ; 41 = Pin et Barbarin (non publié) cités dans Duthou *et al.*, 1984 ; 42 = Saint-Joanis, 1975; 43 = Kosztolanyi, 1971; 44 = Vialette (unpublished) cited in Duthou *et al.*, 1984; 45 = Laurent *et al.*, 2017; 46 = Cocherie, 2007; 47 = Gardien *et al.*, 2011; 48 = Schulz, 2014; 49 = Couturié *et al.*, 1979; 50 = Respaut, 1984; 51 = Pin, 1979; 52 = Isnard, 1996; 53 = Lafon and Respaut, 1988; 54 = Pin, 1981 ; 55 = Pin et Lancelot, 1982 ; 56 = Legendre *et al.*, 2009; 57 = Costa, 1989; 58 = Paquette *et al.*, 1995; 59 = Pin, 1981; 60 = Maluski et Monié, 1988 ; 61 = Duguet, 2003 ; 62 = Thiéry, 2010 ; 63 = Delfour and Guerrot, 1997; 64 = Choulet *et al.*, 2012; 65 = Pin and Paquette, 1997; 66 = Faure *et al.*, 2002; 67 = Duthou *et al.*, 1994; 68 = Costa *et coll.*, 1993 ; 69 = Gay *et coll.*, 1981 ; 70 = Feybesse *et al.*, 1995; 71 = Duthou *et al.*, 1998; 72 =

Caen-Vachette *et al.*, 1984; 73 = Gourgaud, 1973; 74 = Cocherie, 2007; 75 = Bé Mézémé *et al.*, 2006; 76 = Mougeot *et al.*, 1997; 77 = Bouilhol *et al.*, 2006; 78 = Bé Mézémé, 2005; 79 = Couzinié *et al.*, 2014; 80 = Costa unpublished cited in Malavieille *et al.*, 1990; 81 = Didier *et al.*, 2013; 82 = Batias et Duthou, 1979; 83 = Briand *et al.*, 2002; 84 = Caron, 1994; 85 = Doublier *et al.*, 2006; 86 = Monié *et al.*, 2000; 87 = Vialette *et coll.*, 1979; 88 = Brichau *et al.*, 2008; 89 = François, 2009; 90 = Vialette and Sabourdy, 1977; 91 = Hamet *et Mattauer*, 1977; 92 = Mialhe, 1980; 93 = Chauvet *et al.*, 2012; 94 = Maluski *et al.*, 1991; 95 = Franke *et al.*, 2011; 96 = Doublier *et al.*, 2015; 97 = Whitney *et al.*, 2015; 98 = Faure *et al.*, 2014; 99 = Roger *et al.*, 2015; 100 = Faure *et al.*, 2010; 101 = Pitra *et al.*, 2012; 102 = Matte *et al.*, 1998; 103 = Franke *et al.*, 2011; 104 = Poilvet *et al.*, 2011.

[↑ Dans le texte](#)

Table 3 Données pression-température-temps contraignant l'évolution des roches métamorphiques du Massif central français. UGU = Upper Gneiss Unit, LGU = Lower Gneiss Unit, PAU = Para-autochthonous Unit, EU = Upper Unit, GU / TPU / St SU = Thyviers Payzac- Genis Unit-St Savadour, PFTB = Paleozoic Fold Thrust Belt (Mt Noire) . La pression est exprimée en kbar, la température en degrés Celsius et les âges sont donnés en Ma. En gras sont U-Pb sur le zircon, en italique sont les âges Ar-Ar sur les micas, les âges soulignés sont les âges Rb-Sr de la roche entière et les âges doublement soulignés sont les âges U-Th-Pb sur la monazite. 1 = Costa et Maluski, 1988 ; 2 = Burg *et coll.*, 1989a, 1989b ; 3 = Boutin et Montigny, 1993 ; 4 = Bergeret *et al.*, 2010a; 5 = Berger *et al.*, 2010b; 6 = Santallier, 1981; 7 = Ducrot *et al.*, 1983; 8 = Bellot and Roig, 2007; 9 = Gêbelin, 2004; 10 = Costa, 1992; 11 = Melleton *et al.*, 2009; 12 = Lafon, 1986; 13 = Godard, 1990; 14 = Audren *et al.*, 1987; 15 = Schulz *et al.*, 2001; 16 = Schulz, 2009; 17 = Do Couto *et al.*, 2016; 18 = Delor *et al.*, 1986; 19 = Lotout *et al.*, 2018; 20 = Faure *et al.*, 2008; 21 = Delor *et al.*, 1986; 22 = Joanny *et al.*, 1989; 23 = Bodinier et Burg, 1981 ; 24 = Burg *et al.*, 1986; 25 = Delor *et coll.*, 1987 ; 26 = Burg and Leyreloup, 1989; 27 = Costa, 1990; 28 = Mercier *et al.*, 1991a, 1991b; 29 = Briand *et al.*, 1988; 30 = Lardeaux *et al.*, 2001; 31 = Dufour, 1985; 32 = Pin and Lancelot, 1982; 33 = Costa *et al.*, 1993; 34 = Gardien, 1990; 35 = Gardien and Lardeaux, 1991; 36 = Gardien, 1993; 37 = Gardien *et al.*, 2011; 38 = Schulz, 2014; 39 = Schulz *et coll.*, 1996 ; 40 = Santallier 1981 ; 41 = Bellot, 2001; 42 = Gêbelin *et al.*, 2007; 43 = Caen-Vachette *et al.*, 1984; 44 = Vitel, 1988; 45 = Briand et Gay, 1978 ; 46 = Briand, 1978; 47 = Burg *et al.*, 1984; 48 = Costa, 1989; 49 = Montel *et al.*, 1992; 50 = Barbey *et al.*, 2015; 51 = Monier, 1980; 52 = Autran and Guillot, 1978; 53 = Caron, 1994; 54 = Arnaud *et al.*, 2004; 55 = Faure *et al.*, 2010; 56 = Faure *et al.*, 2014; 57 = Roger *et al.*, 2015; 58 = Maluski *et al.*, 1991; 59 = Matte *et al.*, 1998; 60 = Rabin *et al.*, 2015.

[↑ Dans le texte](#)

Tous les chiffres

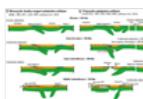
Fig. 1



Carte tectonique de la ceinture variscaine en Europe occidentale. Les terranes continentales, Avalonia, Saxo-Thuringia, Armorica-Barandia, Brunia, sont séparées par des sutures ophiolitiques, à savoir la suture rhéique et la suture médio-européenne, respectivement au nord et au sud de l'Armorique. La zone interne de la ceinture variscaine comprend des nappes de haute qualité recouvrant une unité parautochtone appartenant à la marge nord du Gondwana.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 2



Modèles géodynamico-tectoniques et reconstructions paléogéographiques pour l'évolution de la ceinture variscaine d'Europe occidentale. A. Le modèle de double subduction (modifié après Matte, 1986, 1991, 2001). B. Le modèle polycyclique (modifié d'après Faure *et al.*, 1997, 2002, Faure *et al.*, 2009a, 2009b and Lardeaux *et al.*, 2014). C. Single (Rheic) Ocean model of Paris and Robardet (1990); Martínez Catalán *et al.* (2001); Nance *et al.* (2010). D. Multiple Oceans (Rheic, Medio-European, ...) model of Tait *et al.* (1997); Matte (2001); Stampfli and Borel (2004); Domeier and Torsvik (2014).

[↑ Dans le texte](#)

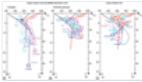
Fig. 3



Carte géologique du Massif central français (modifiée d'après [Chantraine et al. , 2003](#)). Les roches métamorphiques comprennent (i) une séquence métasédimentaire à faible teneur attribuée au Paléozoïque inférieur (du Cambrien au Carbonifère inférieur), (ii) des micaschistes et des paragneiss d'âge incertain mais considérés comme des dépôts du Néoprotérozoïque au Paléozoïque inférieur, (iii) des orthogneiss avec un cambrien ou Âge ordovicien. L'unité allochtone moyenne, l'unité parautochtone et l'unité inférieure du gneiss sont constituées de ces roches métasédimentaires et orthogneiss. L'unité Upper Gneiss est caractérisée par des vestiges de métamorphisme du faciès granulitique et par des enclaves-boudins de roches mafiques et ultramafiques affectées par le métamorphisme du faciès éclogite, désigné sous le nom de Complexe Leptynite-Amphibolite (LAC). La palette de couleurs des roches magmatiques est indicative de leur âge. Les granitoïdes se distinguent selon leurs types pétrologiques sur la [figure 6](#).

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 4



Chemins PTt synthétiques de l'unité de gneiss supérieur, de l'unité allochtone moyenne et de l'unité de gneiss inférieur. L'unité Gneiss Supérieure est constituée de migmatites granulitiques renfermant des enclaves mafiques et ultramafiques du Complexe Leptynite-Amphibolite, alors que l'Allochtone moyen n'est pas migmatitique. A. Le complexe leptynite-amphibolite contient des reliques UHP et éclogitiques datées de la transition du Silurien tardif au Dévonien tardif, comme indiqué par les nombres dans les cercles (d'environ 432 à environ 377 Ma). B. Ces roches sont rétrogradées dans le faciès granulitique daté du Dévonien moyen au Dévonien tardif (d'environ 384 à environ 360 Ma) dans les gneiss migmatitiques de l'Unité Gneiss Supérieure. C. L'unité Lower Gneiss comprend des roches HP / LT rares du Limousin datées de c. 376 Ma.

[↑ Dans le texte](#)

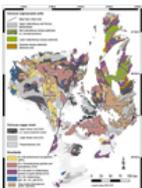
Fig. 5



Contraintes géochronologiques sur la mise en place et les âges de dépôt des roches pré-variscales. Pour les orthogneiss, l'âge de mise en place correspond à l'âge isochrone de la roche entière Rb-Sr (cercles) ou au plus jeune âge U-Pb, U-Th-Pb obtenu sur zircon magmatique ou monazite. Pour les paragneiss, un âge maximal de dépôt est fourni par le plus jeune âge héréditaire. Les orthogneiss du Cambrien et de l'Ordovicien n'apparaissent pas associés à une nappe donnée mais se retrouvent dans tout le Massif central français.

[↑ Dans le texte](#)

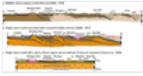
Fig. 6



Pétrologie des granitoïdes du Massif Central français. Les plutons se distinguent sur la base de la pétrologie de leur faciès dominant selon la classification de [Barbarin \(1999\)](#). Les granites de type ACG (granites calc-alcalins) sont interprétés comme des magmas d'arc provenant d'une marge continentale de type andin par fusion partielle d'un manteau enrichi contaminé par la croûte de la plaque supérieure et / ou mélangé à des magmas crutaux. Les granites peralumineux de type MPG (ou contenant de la muscovite) sont attribués à la déshydratation de la muscovite ou à la fusion à l'eau d'une source principalement métasédimentaire. Le type CPG (ou granites peralumineux à cordiérite) est attribué à la fusion par déshydratation de la biotite des orthogneiss. Le type KCG (ou granites calc-alcalins riches en K) contient généralement d'abondantes enclaves micromafiques et est attribué au mélange entre les magmas générés par la fusion partielle de la croûte et un magma généré par la fusion partielle d'un manteau lithosphérique enrichi représenté par des diorites Mg-K (les soi-disant vagnérites).

[↑ Dans le texte](#)

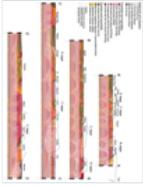
Fig. 7



Coupes transversales illustrant la structure de nappe proposée précédemment. A. Modèle de sutures-nappe multiples (modifié d'après [Burg et Matte, 1978](#)). B. Modèle de suture unique associé à une structure duplex de sous-sol ([Matte, 1991](#)). C. Modèle de suture unique associé à un empilement de trois couches et à un « socle protérozoïque inconnu » ([Faure et al., 2009a, 2009b](#)).

[↑ Dans le texte](#)

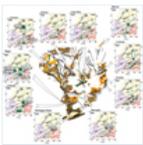
Fig. 8



Coupes transversales du Massif central français. L'emplacement des coupes transversales (A-A', B-B', C-C' et D-D') est indiqué sur la carte géologique [Figure 2](#). Même légende que la [figure 3](#) avec l'ajout d'une croûte inférieure granulitique envahie par des magmas mafiques dérivés du manteau. La partie supérieure des sections est limitée par les observations de terrain. La partie inférieure ombragée des coupes est moins contrainte et est basée sur des données géophysiques rares qui permettent le prolongement de certaines structures en profondeur et sur des sections exposées de la croûte inférieure varisque dans les Alpes du Sud (zone Ivrea) et en Calabre.

[↑ Dans le texte](#)

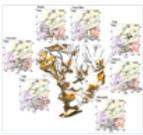
Fig. 9



Contraintes PTt sur l'histoire métamorphique de l'Unité Gneiss Supérieur et de l'Unité Allochtone Moyenne. Le Complexe Leptynite-Amphibolite est caractérisé par un métamorphisme au faciès écoligite HT rétrogradé au faciès granulite par décompression isotherme puis au faciès amphibolite par une diminution de la température. Le métamorphisme du faciès granulite au faciès amphibolite est également enregistré dans les gneiss migmatitiques abritant le LAC. Le trajet PT est représenté par les flèches blanches et les nombres correspondent aux âges radiométriques.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 10



Contraintes PTt sur l'histoire métamorphique de l'unité Gneiss inférieur. Les trajectoires PTt des orthogneiss et des paragneiss de la LGU indiquent d'abord une augmentation de température suivie d'un refroidissement isobare. Ceci est particulièrement bien illustré par le chemin PTt du Velay sud qui est caractérisé par un gradient HT / LP. Le trajet PT est représenté par les flèches blanches et les nombres correspondent aux âges radiométriques.

[↑ Dans le texte](#)

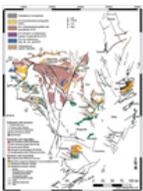
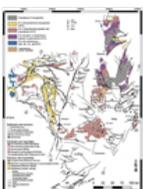


Fig. 11

Magmatisme du Dévonien tardif au Carbonifère précoce. La partie ouest du Massif central français est dominée par des roches plutoniques de type ACG et de type CPG tandis que la partie orientale du Massif central français comprend également des volcanites à signature tholéiitique à calc-alcaline.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 12



Magmatisme du Carbonifère moyen. Roches magmatiques avec des âges allant de c. 345 à c. 310 Ma sont répandus dans toute la partie nord du Massif central français indiquant la présence d'une source partiellement fondue en profondeur pendant cette période. Les roches plutoniques affichent une variété de signatures géochimiques englobant le type MPG, le type CPG et le type KCG indiquant la contribution des sources crustales et du manteau.

Fig. 13

Géochimie des roches magmatiques du Massif central français. a) Deux sources mantelliques dans le Massif Central (calculées à 315 Ma, moyenne entre les laves d'environ 335 Ma et les lamprophyres et vagnérîtes de 305 Ma): notez la nette différence entre les magmas mafiques pré-335 (laves de Brévenne Unit (Pin et Paquette, 1997) et diverses laves du NE Massif Central (Pin et Paquette, 2002)), et les laves post-335 Ma (lamprophyres: (Agranier 2001); enclaves en granites (Pin, 1990) et vagnérîtes (Williamson et al. , 1992); magmas mafiques sous-plaqués (ou cumulats) trouvés sous forme d'enclave dans le volcan cénozoïque de Bournac (Downes et al. , 1990)). b) Changement de la nature des laves, dans les diagrammes de Shand (1943) A / CNK vs. A / NK et Peccerillo et Taylor (1976) SiO₂ -K₂O. Les laves pré-335 Ma sont mafiques et métallumineuses, tandis que les laves post-335 Ma sont felsiques, à haute teneur en K et péralumineuses, essentiellement similaires aux granites MPG se formant au même âge.

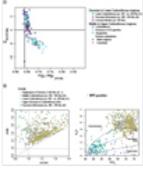


Fig. 14

Caractéristiques géochimiques des roches magmatiques exposées dans le Massif Central Est de la France. Résumé des caractéristiques géochimiques des granitoïdes E-FMC, dans un A / CNK (diagramme molaire Al₂O₃ / CaO + Na₂O + K₂O, Shand 1943) vs. FSMB ((FeO + MgO) × (Sr (wt.%) + Ba (wt.%)) diagramme (Laurent et al. , 2014). Ce diagramme sépare les granitoïdes liés à différentes sources (Moyen et al. , 2017), et montre que les KCG sont principalement liés à la différenciation des vagnérîtes (avec des composants crustaux mineurs occasionnellement); Les MPG sont liés à une source métasédimentaire; Les CPG sont générés à partir d'une source dominée par les orthogneiss, mais avec une implication plus courante soit d'un composant métasédimentaire (particulièrement prononcé dans le complexe du Velay) ou d'un composant mafique (par exemple le granite de la Margeride).

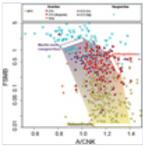


Fig. 15

Magmatisme du Carbonifère-Permien tardif. Roches magmatiques avec des âges allant de c. 305 à c. 295 Ma sont localisés le long du Sillon Houiller et sont présents sous forme de plutons et au cœur de grands dômes de migmatite (Velay, Montagne Noire) dans la partie orientale du Massif central français. La présence de roches plutoniques au sud du Massif Central français suggère que la source partiellement fondue a migré depuis le Carbonifère inférieur de la zone interne vers la zone externe de la ceinture variscaine. La combinaison de granites de type MPG, de type CPG et de type KCG mis en place au cours de cette période est cohérente avec la contribution des sources crustales et du manteau et est interprétée comme reflétant l'impact du recul des dalles vers le sud qui est plus prononcé sous la partie orientale du Massif central français.

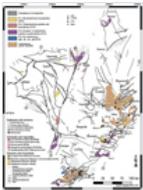


Fig. 16

Configuration géodynamique pré-variscaine. A. Au Cambrien, la marge du Gondwana est marquée par la mise en place de magmas calc-alcalins attribués à une source de manteau enrichi au-dessus d'une dalle de subduction. La taille de l'apetus est d'environ 2 000 à 3 000 km de large. B. Pendant l'Ordovicien, les rubans continentaux Avalonia et Armorica sont séparés de la marge du Gondwana. L'océan rhéique correspond à la future suture rhéique exposée dans le sud de la Grande-Bretagne. L'océan médio-européen correspond au complexe de leptynite-amphibolite formant des boudins et des enclaves dans des nappes de haute qualité du terrane allochtone moldanubien (voir Fig.3). La signature tholéiitique à calc-alcaline du LAC est

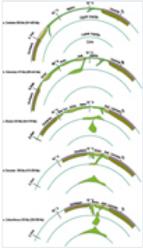


interprétée comme reflétant une mise en place des protolithes magmatiques dans un contexte océanique en arrière-arc ou immature. Les magmas alcalins intrusifs dans les séquences sédimentaires édiacariennes correspondent aux orthogneiss conservés dans la LGU et la PAU et sont attribués à l'ouverture d'une série de rifts conduisant à une hyperextension de la marge du Gondwana. Ces caractéristiques sont cohérentes avec le recul de la dalle d'Iapetus plongeant vers le sud qui conduira éventuellement à l'accrétion tectonique d'Avalonia au craton Laurussia.

[↑ Dans le texte](#)

Fig. 17

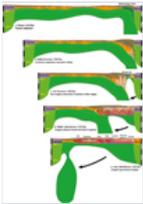
Reconstruction géodynamique à l'échelle de la plaque pour le Paléozoïque (modifié d'après Domeier, 2016 ; Domeier et Torsvik, 2014 ; Matte, 2001). A. Cambrien 500 Ma (541–485 Ma). La marge du Gondwana est au pôle Sud, la Laurentie est à l'équateur et l'océan Iapetus mesure au moins 3000 km de large. La marge du Gondwana est une frontière de plaque active marquée par la subduction de l'Iapetus. B. Ordovicien 470 Ma (485–444 Ma). La marge du Gondwana est marquée par une hyperextension entraînant la séparation de l'Avalonia et de l'Armorique et l'ouverture des océans rhéique et médio-européen. C. Silurien 430 Ma (444–419 Ma). L'océan Iapetus a fermé et Avalonia a été accrétée tectoniquement en Laurussia. L'océan rhéique a commencé à se subduire sous la marge de la Laurussia et de l'océan médio-européen, entre l'Armorique et le Gondwana est à sa largeur maximale. D. Dévonien 380 Ma (419–359 Ma). L'Armorique est délimitée par des zones de subduction avec une vergence opposée aboutissant à la formation de la ceinture variscaïenne. E. Carbonifère 330 Ma (359–299 Ma). Le front orogénique variscaïen progresse de l'arrière-pays vers l'avant-pays en association avec le recul des dalles.



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 18

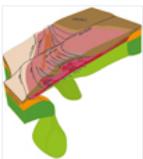
Modèle géodynamico-tectonique du bel variscaïen exposé dans le Massif central français. A. Subduction silurienne (environ 420 Ma) de l'océan médio-européen. B. Subduction du Dévonien moyen (environ 385 Ma) et fonte partielle de la marge continentale nord hyper-étendue du craton du Gondwana. C. Retrait des dalles du Dévonien supérieur (c. 365 Ma), ouverture du rift de Brévenne et exhumation syn-orogénique de nappes partiellement fondues de haute qualité. D. Développement du Carbonifère inférieur (environ 330 Ma) d'un plateau orogénique par écoulement latéral de racine orogénique partiellement fondue dans un contexte de convergence des plaques et de retrait des dalles vers le sud. E. Effondrement gravitationnel du Carbonifère tardif (environ 300 Ma) de la ceinture variscaïenne dans un contexte de délaminage de la dalle vers le sud accommodé par l'écoulement latéral et ascendant de la racine orogénique partiellement fondue concomitante à l'extension fragile de la croûte supérieure.



[↑ Dans le texte](#)

Fig. 19

Modèle 3D de la structure crustale et lithosphérique du Carbonifère tardif de la ceinture varisque sous le Massif central français. L'effondrement gravitationnel est accommodé par (i) l'écoulement latéral de la racine orogénique partiellement fondue de l'ouest vers l'est du Massif central français et de la zone interne vers la zone externe vers le sud, et (ii) l'écoulement vers le haut pour former des dômes de migmatite dans les complexes centraux métamorphiques. Le Sillon Houiller accueille des retraits différentiels de dalles entre les parties est et ouest du Massif central français.



[↑ Dans le texte](#)

