

# Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des leucogranites sous couverture du complexe plutonique de Charroux–Civray (Vienne)

Paul Alexandre<sup>a</sup>, Christian Le Carlier de Veslud<sup>a,\*</sup>, Michel Cuney<sup>b</sup>, Gilles Ruffet<sup>c</sup>, Denis Virlogeux<sup>d</sup>, Alain Cheilletz<sup>a</sup>

<sup>a</sup> CRPG–CNRS et ENSG–INPL, BP 20, 54501 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

<sup>b</sup> Cregu, UMR–G2R, université Henri-Poincaré, BP 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

<sup>c</sup> Géosciences Rennes, université de Rennes, 1, avenue du Général-Leclerc, 35042 Rennes cedex, France

<sup>d</sup> Andra, 1–7 rue Jean Monnet, 92298 Châtenay-Malabry cedex, France

Reçu le 29 octobre 2001 ; accepté le 22 octobre 2002

Présenté par Jacques Touret

---

**Abstract** –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of leucogranites in the sediment-covered Charroux–Civray complex (Vienne).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on muscovites, performed on leucogranitic intrusions of Charroux–Civray plutonic complex, points out the existence of two peraluminous magmatic activities, whose equivalents are known in the Limousin: (1) garnet-bearing leucogranitic veins at ca. 340 Ma; (2) a specialised leucogranite associated with W ± Sn deposits at ca 310 Ma. However, available  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data do not allow us to provide further data concerning the age and the geometry at depth of a large leucogranitic body identified by geophysics. **To cite this article:** P. Alexandre et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 1141–1148.

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Variscan leucogranites / ‘Seuil du Poitou’ /  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology / France

**Résumé** – Des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovites, réalisées sur des intrusions leucogranitiques du complexe plutonique de Charroux–Civray, mettent en évidence deux périodes d’activité magmatique peralumineuse, dont des équivalents sont connus dans le Limousin : (1) vers 340 Ma, exprimée sous la forme de leucogranites à grenat en filon ; (2) vers 310 Ma, exprimée sous la forme d’un leucogranite spécialisé, associé à des minéralisations W ± Sn. L’ensemble des données  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  disponibles ne permet cependant pas de préciser l’âge et la géométrie en profondeur d’un corps leucogranitique de grande taille identifié en géophysique. **Pour citer cet article :** P. Alexandre et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 1141–1148.

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

leucogranites hercyniens / seuil du Poitou / datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  / France

---

## Abridged version

### 1. Introduction

The ‘Seuil du Poitou’ area (Fig. 1) was selected by the French National radioactive waste management agency (ANDRA) as a potential site for building an underground laboratory in granites. Seventeen cored boreholes, completed by petrographical, geochemical, geophysical and structural studies [9, 26], allowed us to characterise the

Charroux–Civray plutonic complex, concealed under Jurassic sediments. Three main types of granitoids were distinguished: medium and high-K calc-alkaline, and peraluminous ones. The aim of this work is to constrain the timing of peraluminous magmatism using muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. The closure temperatures of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic systems have been assumed to be  $300 \pm 30$  °C for biotites,  $325 \pm 30$  for muscovites and  $500 \pm 50$  °C for amphiboles [16, 25].

---

\* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : carlier@ensg.inpl-nancy.fr (C. Le Carlier de Veslud).

## 2. The granitoids of the Charroux–Civray plutonic complex

Geophysical, geological, and geochemical studies have shown that the Charroux–Civray complex is composite and dominated by deeply rooted medium- to high-K calc-alkaline granitoids. Geophysical data indicated the occurrence of a low density and magnetic susceptibility body, below these granitoids. This body was interpreted as corresponding to a large leucogranite pluton (about 30 km long, 10 to 15 km large and 5 to 10 km thick) [26].

The medium- and high-K calc-alkaline granitoids belong to the ‘Limousin Tonalitic line’ [18]. Their emplacement ages range from  $356 \pm 5$  Ma to  $349 \pm 6$  Ma (U/Pb dating on zircon [2]), at an estimated depth of  $14 \pm 2$  km [13].  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on amphibole and biotite of these granitoids [1] indicates a fast global cooling ( $> 100$  °C  $\text{Ma}^{-1}$ ) between 350 and 340 Ma, which is interpreted as corresponding to the thermal equilibration of the last intrusions (around 350 Ma) with surrounding metamorphic rocks.

Peraluminous magmatism has been encountered in two boreholes: (i) the CHA109 borehole, as a muscovite  $\pm$  biotite, highly fractionated leucogranite, to which wolframite–cassiterite veinlets and greisens are associated; (ii) the CHA111 borehole, as a muscovite–garnet leucogranite, belonging to a set of decimetric to metric leucogranitic veins, aplites and pegmatites cross-cutting a monzogranite. However, the main leucogranitic body (hereafter referred in French as CLP, ‘corps leucogranitique principal’), indicated by geophysical studies, has not been reached by any of the boreholes.

## 3. Samples and results

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating was performed on three samples: a muscovite from the CHA111 borehole (sample 111), and two muscovites from the CHA109 borehole, one from the main facies (sample 109), another one from a wolframite–cassiterite greisen (sample 109g).

The three muscovite single grains analysed gave plateau ages (Table 1):  $311.6 \pm 0.3$  and  $309.3 \pm 0.4$  Ma respectively for samples 109 and 109g,  $338.8 \pm 0.4$  Ma for sample 111.

## 4. Discussion and conclusion

Assuming a conductive regime, a leucogranitic intrusion, whose size ranges from some hundreds of metres to some kilometres, will reach thermal equilibrium with enclosing rocks respectively in few tens of kiloyears to few megayears.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Late Devonian granitoids [1] indicates that a regional isotherm of  $300 \pm 30$  °C was reached at ca 345–340 Ma. Therefore, taking into account the small size of both leucogranitic intrusions, the obtained  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages should be close to the emplacement ages.

The obtained data highlight the occurrence of two episodes of peraluminous leucogranitic magmatic activity. The first one, at ca 339 Ma, corresponding to the age of the muscovite garnet vein, is synchronous with sev-

eral leucogranitic intrusions known in the Limousin area (100 km to the southeast): a vein in the Tulle antiform ( $338 \pm 4$  Ma by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , [21]) and two granite intrusions belonging to the Millevaches plutonic complex (ca 335 Ma, [17]). Systematic  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of metamorphic rocks along more than 100 km in the northern Limousin [1] indicates that this Mid-Carboniferous leucogranite magmatism could be synchronous with a regional exhumation stage.

A second one, at ca 312 Ma, corresponds to the age of the muscovite  $\pm$  biotite leucogranite. Interestingly, this age is similar to the age of all Rare Metal Granite intrusions dated in the northern French Massif Central [1, 6, 10]. The onset of this specialised magmatism has been attributed to the thermal anomaly created by the delamination of the lower lithosphere, occurring by the end of the Variscan orogeny [7, 19].

The interpretation of geophysical data [26] indicating the existence of the ‘CLP’ may be re-visited using the new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on the leucogranites and those obtained recently [1] on the Late Devonian granitoids (amphibole and biotite ages ranging from 348 to 343 Ma, Fig. 1). Several scenarios may be suggested.

(1) The ‘CLP’ emplacement occurred between 350 and 340 Ma. In this case,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating obtained on Late Devonian granitoids would correspond to a nearly synchronous cooling of these granitoids and the ‘CLP’. Several peraluminous intrusions of similar age are known in the Millevaches massif (French Massif Central, [17]) and Vendée [8]. However, a leucogranitic intrusion with a thickness similar to the one proposed for the ‘CLP’ (5 to 10 km thick) is unknown in the French Massif Central during the Early Carboniferous. Thus, the CLP emplacement may have occurred at 340 Ma, at the same age as the muscovite–garnet leucogranite vein from borehole CHA111, which could represent a distal injection from the CLP.

(2) The emplacement of the ‘CLP’ occurred after 340 Ma, and thus may be synchronous with the main peraluminous magmatism episode in Limousin. It could have occurred at ca 312 Ma, in relation with the muscovite  $\pm$  biotite leucogranite of borehole CHA109. In this case, a simplified numerical model of the ‘CLP’ cooling (Annex) shows that Late Devonian granitoids should have been reheated by the thermal aureole of the ‘CLP’ at ca 300–400 °C (Fig. 4). The lack of biotite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age disturbance in the Late Devonian granitoids [1] may imply, either (i) that the amplitude and time duration of the thermal perturbation indicated by the model was not high enough to re-open significantly the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic system of biotites, or (ii) that the estimated thermal perturbation was indeed overestimated for several reasons, such as the depth location of the ‘CLP’, the span of time during which the leucogranitic magmas composing the ‘CLP’ have been emplaced. However, the new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results do not allow us to give more precise information concerning the age and the geometry at the depth of the large leucogranitic body shown by geophysics.

## 1. Introduction

Le complexe plutonique de Charroux–Civray (Vienne) (Fig. 1) appartient au socle cristallin sous couverture mésozoïque du seuil du Poitou. Les 17 sondages carottés réalisés par l'Agence nationale de gestion de déchets radioactifs (Andra) ont fait l'objet de nombreuses études scientifiques, afin de reconnaître les caractéristiques de ce complexe. Trois types de granitoïdes (calco-alkalin moyennement et fortement potassique, ou encore peralumineux) ont été identifiés [9]. Ce travail apporte de nouvelles données thermochronométriques sur les intrusions peralumineuses de ce complexe par datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovite.

En se basant sur les paramètres thermochronologiques de Dodson [11], des températures de fermeture isotopique de  $300 \pm 30$  °C pour les biotites,  $325 \pm 30$  °C pour les muscovites et  $500 \pm 50$  °C pour les amphiboles ont été utilisées [16, 25].

## 2. Les complexe magmatique de Charroux–Civray

### 2.1. Les granitoïdes fini-dévonien

Les granitoïdes calco-alkalins moyennement à fortement potassiques du complexe magmatique de Charroux–Civray appartiennent à la « ligne tonalitique limousine » [18]. La mise en place de ces granitoïdes s'étale de  $356 \pm 5$  Ma à  $349 \pm 6$  Ma (U–Pb sur zircon [2]), à une profondeur qui a été estimée à  $14 \pm 2$  km (barométrie sur amphibole [13]). Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur amphibole et biotite des granitoïdes calco-alkalins [1] suggèrent un refroidissement global rapide ( $> 100$  °C  $\text{Ma}^{-1}$ ) entre 350 et 345 Ma. Ceci pourrait traduire la remise à l'équilibre thermique des dernières intrusions avec leur encaissant, à la fin de l'activité magmatique vers 350 Ma.

### 2.2. Le magmatisme peralumineux

Des leucogranites peralumineux ont été recoupés : (i) dans le sondage CHA109 sous la forme d'un leucogranite à muscovite dominante et biotite accessoire très fractionné (riche en Sn, Rb, Ta, U, W), associé à des filons à wolframite et cassitérite à épontes greisenisées ; (ii) dans le sondage CHA111, sous forme d'un ensemble de filons décimétriques à métriques recoupant un monzogranite. Cet ensemble est constitué de leucogranite à muscovite et grenat, leucogranites à deux micas, aplites et pegmatites, qui ne présentent, en revanche, aucun enrichissement significatif en éléments incompatibles.

Par ailleurs, l'inversion couplée des données gravimétriques et magnétiques [26] suggère la présence d'un corps léger et peu magnétique, de 5 à 10 km

d'épaisseur, 10 à 15 km de large et 30 km de long, sous le complexe de Charroux–Civray (Fig. 2). Il a été interprété comme correspondant à un massif leucogranitique peralumineux, dont le toit serait à une profondeur minimale de l'ordre du kilomètre [26], car il n'a pas été atteint par les forages les plus profonds. Ce corps leucogranitique principal sera appelé CLP. Il est à noter que l'épaisseur suggérée pour le CLP est très importante pour un leucogranite. Le corps de faible densité indiqué par les données gravimétriques pourrait aussi correspondre à des formations de type « Unité inférieure des gneiss », mais les caractéristiques très magnétiques de cette dernière (orthogneiss à magnétite, amphibolites) ne permettent pas de rendre compte de la faiblesse de l'anomalie magnétique couplée à l'anomalie gravimétrique négative. Seul un corps de type leucogranitique peut rendre compte des anomalies géophysiques observées. Il pourrait s'agir là de l'un des plus volumineux massifs leucogranitiques de l'Ouest du Massif central, qui serait toutefois de puissance équivalente au massif leucogranitique de Mortagne, en Vendée.

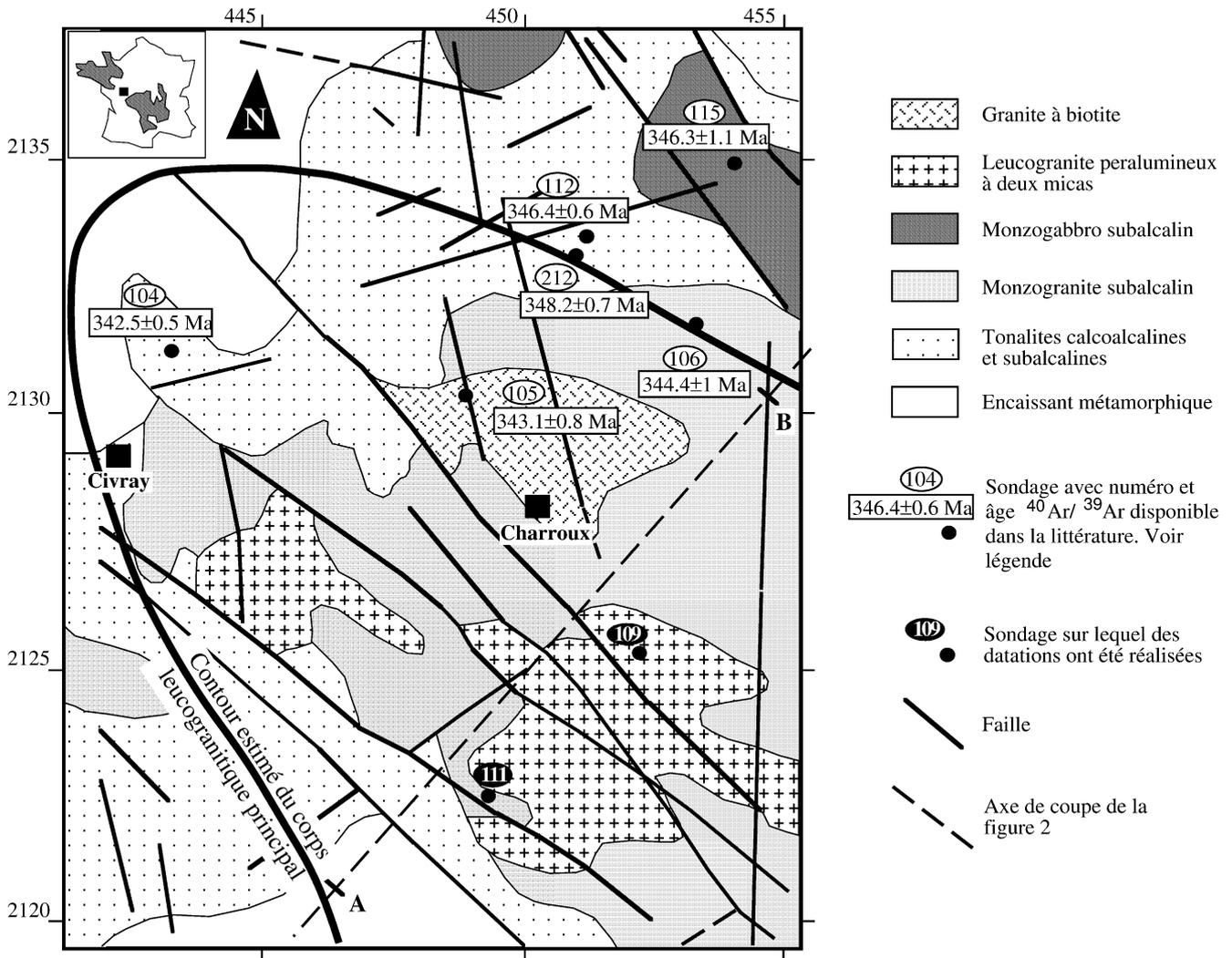
Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des filons à grenat–muscovite du sondage CHA111 ne permettent donc pas de les considérer comme des apophyses du leucogranite à deux micas du CHA109, malgré sa proximité géographique. Il pourrait, en revanche, représenter une émission distale du CLP [9]. Afin de préciser les relations spatio-temporelles de ces deux unités entre elles et avec le CLP, des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ont été effectuées sur une muscovite d'un filon de leucogranite du sondage CHA111 (échantillon 111) et sur deux muscovites du CHA109, l'une provenant du faciès principal (échantillon 109) et l'autre d'un greisen (échantillon 109g).

## 3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

### 3.1. Méthodologie

Après broyage et tamisage, les grains à analyser ont été prélevés dans la fraction 0,3–0,8  $\mu\text{m}$  par sélection sous la loupe binoculaire. Les analyses isotopiques ont été réalisées sur grains individuels. La méthode analytique est décrite dans [1] et [22]. Les échantillons ont été irradiés à Mc Master (Hamilton, Canada, flux total reçu :  $9 \times 10^{18}$   $\text{n cm}^{-2}$ ) et le moniteur de flux utilisé est l'amphibole Hb3gr (âge : 1072 Ma ; [20]).

Les rapports isotopiques mesurés sont corrigés du bruit de fond, des valeurs du blanc, des interférences dues à K, Ca et Cl, de la contamination atmosphérique et de la discrimination de masse, les erreurs sur ces différents paramètres étant propagées dans le calcul d'erreur sur l'âge de l'échantillon. Le calcul d'erreur inclut l'erreur sur le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  du moniteur,



**Fig. 1.** Carte géologique interprétative du socle de la région de Charroux–Civray, d’après [9], à laquelle est superposée l’extension latérale estimée du CLP d’après les données géophysiques [26]. La couverture sédimentaire n’est pas représentée. L’emplacement et le numéro des sondages (entourés) est indiqué, ainsi que les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur biotites de plusieurs granitoïdes calco-alcalins fini-dévoïens, d’après [1].

**Fig. 1.** Interpretative geological map of the basement in the Charroux–Civray area, from [9], to which is superimposed the lateral extent of the CLP from geophysical data [26]. The sedimentary cover is not represented. The location and the number of the boreholes (circled) is indicated, as well as the biotite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of several Late Devonian calco-alkaline granitoids from [1].

mais non l’erreur sur son âge. Toutes les erreurs reportées sont à  $1\sigma$ .

### 3.2. Résultats

L’échantillon 111 présente un spectre d’âge très plat (Fig. 3), définissant un âge plateau de  $338,8 \pm 0,4$  Ma (93% de  $^{39}\text{Ar}$ , Tableau 1). Les deux premières étapes sont légèrement plus jeunes, mais cette perte limitée d’argon radiogénique reste négligeable vis-à-vis de la qualité de l’âge plateau défini sur la majeure partie du spectre.

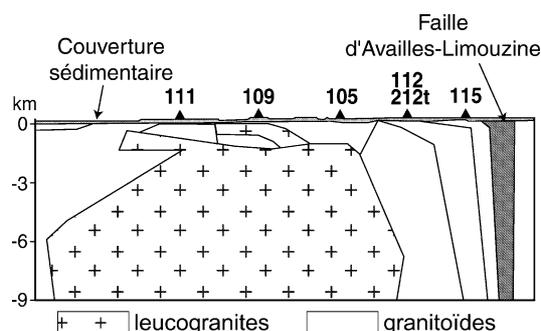
Pour l’échantillon 109, deux étapes présentent des marges d’erreur plus élevées, qui correspondent à des

analyses sur la cage de Faraday. Ces deux étapes ont été exclues pour préserver l’homogénéité du calcul de l’âge plateau, et seules les étapes sur photomultiplicateur ont été utilisées. Ceci a permis de définir un âge plateau à  $311,6 \pm 0,3$  Ma (sur 54% de  $^{39}\text{Ar}$ , Tableau 1). L’échantillon 109g permet de définir un excellent âge plateau (100% de  $^{39}\text{Ar}$  mesuré) (Fig. 3, Tableau 1) à  $309,3 \pm 0,4$  Ma. Si l’on exclut les deux premières étapes (plateau sur 82% des gaz), un âge à  $309,5 \pm 0,3$  Ma peut être obtenu. Ces deux âges étant très proches ; c’est l’âge présentant la plus grande marge d’erreur ( $309,3 \pm 0,4$  Ma) qui a été choisi pour l’échantillon 109g.

**Tableau 1.** Résultats des datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des muscovites des leucogranites et greisen du complexe de Charroux–Civray. Les résultats sont présentés avec des marges d’erreur à  $\pm 1\sigma$ .

**Table 1.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data on muscovites of the leucogranites and the greisen of the Charroux–Civray complex. The results are presented with a  $\pm 1\sigma$  error.

Échantillon	Profondeur	Âge plateau	% de $^{39}\text{Ar}$ sur plateau	Âge isochrone	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ à l’origine	Âge intégré
109	171 m	<b>311,6 ± 0,3</b>	50	313,0 ± 2,9	289	314,9 ± 1,1
109g	171 m	<b>309,3 ± 0,4</b>	100	308,9 ± 2,9	289	308,8 ± 0,6
111	162 m	<b>338,8 ± 0,4</b>	93	338,2 ± 1,6	279	330,2 ± 0,2



**Fig. 2.** Modèle géométrique du complexe plutonique de Charroux–Civray, d’après l’inversion des données gravimétriques et magnétiques [26], selon le plan de coupe indiqué sur la Fig. 1. En gras, les numéros des sondages qui sont proches de cette coupe.

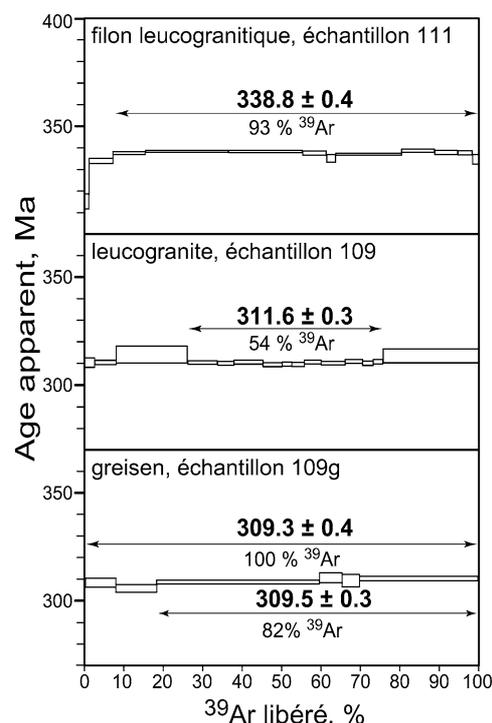
**Fig. 2.** Geometrical model of the plutonic complex of Charroux–Civray from the inversion of gravimetric and magnetic data [26], along a cross section indicated in Fig. 1. In bold, the borehole numbers that are close to that cross section.

## 4. Discussion

### 4.1. Interprétation géodynamique des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Une intrusion leucogranitique, dont la taille pourrait varier de celle des filons du sondage CHA111 à celle du corps leucogranitique principal (CLP), s’équilibre thermiquement avec l’encaissant entre quelques dizaines de ka à environ 5 Ma selon sa taille et le mode de dissipation de la chaleur [5, 14]. Or, les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des biotites du complexe de Charroux–Civray [1] suggèrent que la température régionale était inférieure à  $300 \pm 30$  °C après 340 Ma. De ce fait, l’âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des micas des leucogranites devrait donc être proche, à quelques millions d’années près, au plus, de l’âge de leur mise en place.

L’âge de mise en place du filon leucogranitique du sondage CHA111, à 339 Ma, est à rapprocher de celui d’intrusions leucogranitiques connues 100 km au sud-est. Dans l’antiforme de Tulle [21], un âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovite à  $337 \pm 4$  Ma a été obtenu sur un filon leucogranitique, interprété comme étant proche de l’âge de mise en place. Dans le complexe granitique du Millevaches, les leucogranites de Saint Julien ( $15 \times 7$  km) et de Gouilles ( $20 \times 8$  km) ont été datés



**Fig. 3.** Spectres d’âge  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des échantillons du complexe plutonique de Charroux–Civray.

**Fig. 3.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of samples of the Charroux–Civray plutonic complex.

respectivement à  $332 \pm 6,5$  Ma et  $336 \pm 7$  Ma, par la méthode Rb/Sr sur roche totale [17]. De plus, les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des micas des métamorphites du Limousin sont constants à ca 340 Ma sur plus de 100 km et interprétés comme traduisant une exhumation du socle au Carbonifère moyen [1]. Ainsi, un épisode magmatique leucogranitique, datant du Carbonifère moyen à l’échelle du Limousin, synchrone d’une phase d’exhumation, est mis en évidence.

Les deux muscovites du sondage 109 (leucogranite et greisen) ont fourni des âges voisins (Tableau 1), de l’ordre de 312 et 309 Ma. Comme pour l’échantillon 111, l’âge de la muscovite du leucogranite peut être interprété comme étant très proche de l’âge de mise en place. L’âge du greisen pourrait indiquer des circulations hydrothermales (1–2 kbar, 300–400 °C [4, 12])

légèrement plus tardives, associées aux intrusions leucogranitiques lors d'un second épisode d'exhumation du socle, ayant conduit à des minéralisations à Sn et W [10].

Il est intéressant de noter que cet âge à environ 310 Ma est commun aux intrusions leucogranitiques à métaux rares du Nord du Massif central français (Chédeville et Beauvoir [6], Richemont [1], Montebbras [10]) et au gisement de tungstène de Vaulry [10]. En outre, l'étude des inclusions fluides [4] postérieures à la formation du greisen indique une décompression, liée à la remontée rapide du bâti hercynien, similaire à celle proposée au Stéphanien dans le Limousin [12, 24]. Le complexe de Charroux–Civray semble donc avoir eu une évolution semblable à celle du Nord-Ouest du Massif central entre 310 et 300 Ma, avec la mise en place de magmas leucogranitiques spécialisés, lors du passage à un régime d'extension généralisé, en relation avec une possible délamination de la lithosphère inférieure [7, 19].

En résumé, dans le complexe de Charroux–Civray comme dans le Limousin, la période 340–310 Ma semble marquer les limites d'un ensemble d'épisodes leucogranitiques, de plus en plus fractionnés lorsque l'on se rapproche de 310 Ma. Cette évolution magmatique pourrait traduire les changements tectoniques survenus dans l'Ouest du Massif central, lors d'une phase d'extension synconvergence [3], transition entre la fin de la l'épaississement crustal vers 350–360 Ma et l'effondrement généralisé de la chaîne vers 300 Ma [3, 15].

#### 4.2. Relations entre les intrusions leucogranitiques et le corps leucogranitique principal (CLP)

L'interprétation des données géophysiques [26] suggérant l'existence d'un CLP sous les granitoïdes dévoniens peut être rediscutée à la lumière des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur les leucogranites et sur les granitoïdes du complexe de Charroux–Civray (donnant des âges de fermeture sur biotite de 348 à 343 Ma [1], Fig. 1). Plusieurs scénarios peuvent être envisagés.

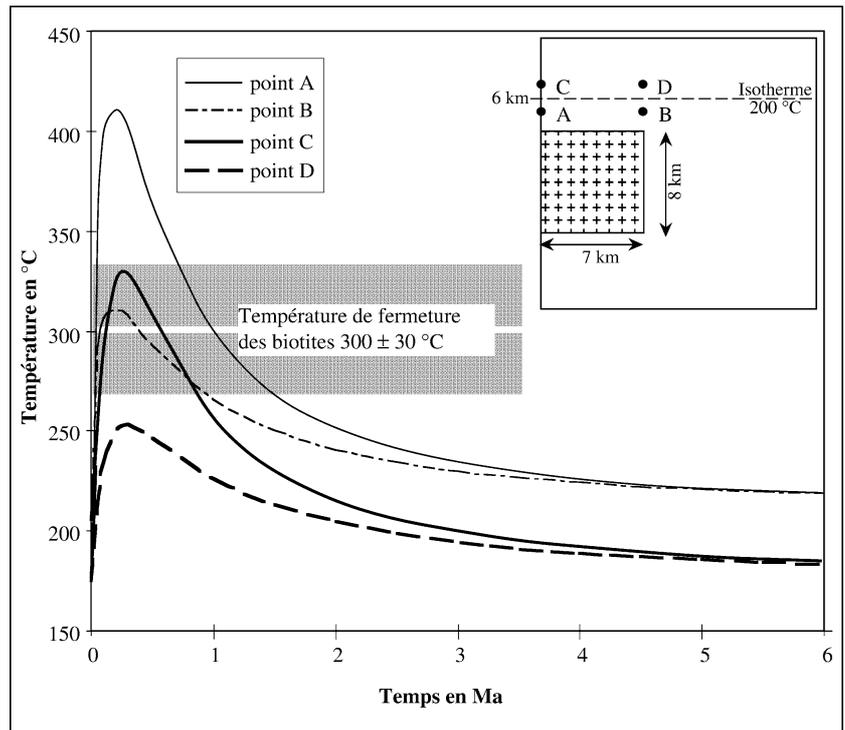
(1) La mise en place du CLP se situe entre 350 et 340 Ma. Dans ce cas, les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus sur les granitoïdes dévoniens [1] traduiraient un refroidissement de ces derniers de manière sub-synchrone à celui du CLP. Des intrusions peralumineuses de taille pluri-kilométrique et d'âge voisin sont connues à 100 km au sud-est, dans le complexe granitique du Millevaches (cf. ci-dessus) et en Vendée (âge U–Pb sur zircon à  $340 \pm 4$  Ma pour le granite de Largeasse, de type Guéret [8]). De ce fait, la mise en place du CLP pourrait avoir eu lieu vers 340 Ma, âge du filon de leucogranite à muscovite–grenat du sondage CHA111, qui en serait ainsi un émissaire. Cependant,

une intrusion leucogranitique d'une épaisseur semblable à celle proposée pour le CLP (5 à 10 km) n'a jamais été signalée dans le Massif central au Carbonifère Inférieur.

(2) La mise en place du CLP est postérieure à 340 Ma, par exemple vers 312 Ma, synchrone du leucogranite à muscovite  $\pm$  biotite du sondage CHA109, en conformité avec l'âge de la fin de l'épisode majeur de magmatisme leucogranitique en Limousin. Dans ce cas, un modèle simplifié de l'influence thermique du CLP (annexe) montre que des points situés dans les granitoïdes calco-alcalins dévoniens à environ 1000 à 2000 m du contact avec le CLP, initialement à une température de 200 °C environ (Fig. 4), devraient avoir été réchauffés à des températures allant de 300 à 400 °C (Fig. 4). Ces températures sont conformes à celles dérivant de l'étude des paragenèses d'altération et des inclusions fluides dans ces granitoïdes, qui indiquent une phase de circulations fluides microfissurales, à des températures minimales de 130 à 350 °C, attribuées à la mise en place de magmas leucogranitiques [4]. Or, les systèmes isotopiques  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des minéraux des granitoïdes calco-alcalins sus-jacents au CLP (notamment la biotite) ne semblent pas avoir été perturbés [1]. Ceci pourrait signifier, soit (i) que l'amplitude et la durée de la perturbation thermique indiquée par le modèle (température maximale de 300 à 400 °C, pour une durée inférieure à 1,5 Ma, quelle que soit la distance retenue, Fig. 4), n'ont pas été suffisantes pour ré-ouvrir de façon significative le système isotopique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des biotites, soit (ii) que la perturbation thermique a été plus faible que celle indiquée par le modèle (par exemple, à cause d'une mise en place du CLP sous forme d'intrusions multiples étagées dans le temps, ou bien à une profondeur légèrement plus grande, hypothèses qui restent compatibles avec les incertitudes des données géophysiques). Ainsi, les données disponibles ne permettent pas de trancher entre ces différents scénarios.

## 5. Conclusion

Les données obtenues dans cette étude permettent de mettre en évidence deux épisodes magmatiques peralumineux de type leucogranitique dans le complexe de Charroux–Civray. Un premier épisode s'est exprimé à 340 Ma, sous la forme d'un filon de leucogranite à muscovite–grenat (sondage CHA111). Ce magmatisme, que l'on retrouve à la même époque dans le Limousin, pourrait être synchrone d'une première phase d'exhumation du socle varisque. Un second épisode (sondage CHA109) s'est exprimé vers 310 Ma sous la forme d'un leucogranite à muscovite  $\pm$  biotite spécialisé, associé à des minéralisations W  $\pm$  Sn. Cet âge est caractéristique de toutes les intrusions de granite à métaux rares du Nord du Mas-



**Fig. 4.** Évolution des températures en fonction du temps après mise en place du CLP, pour plusieurs points localisés au-dessus de celui-ci, d’après un modèle détaillé dans l’annexe.

**Fig. 4.** Evolution of temperature versus time after emplacement of the ‘CLP’, for several points located above the ‘CLP’, from the model detailed in the appendix.

**Tableau 2.** Paramètres physiques du modèle 2D des transferts de chaleur (voir annexe).

**Table 2.** Physical parameters used for the 2D model of heat transfer (see appendix).

Lithologie	Conductivité thermique ( $W m^{-1} K^{-1}$ )	Production de chaleur ( $\mu W m^{-3}$ )	Chaleur spécifique ( $J m^{-3} K^{-1}$ )
Encaissant	2,5	1	$3 \times 10^6$
Leucogranites	3	3,5	$3,5 \times 10^6$

sif central et semble marquer le passage à un régime d’extension généralisé. En revanche, l’ensemble des données disponibles ne permet pas de préciser l’âge et

la géométrie du complexe leucogranitique profond intrusif dans les granitoïdes dévoniens, mis en évidence par la géophysique.

**Remerciements.** Les auteurs remercient les deux rapporteurs (M. Pichavant et P. Monié) pour leurs remarques constructives. Ce travail a bénéficié d’un financement de l’Andra. Les mesures  $^{40}Ar/^{39}Ar$  ont été effectuées au laboratoire du CNRS 6526 Geosciences Azur de l’université de Nice–Sophia Antipolis. Contribution CRPG n° 1613.

### Annexe A

Pour étudier l’influence de la mise en place du CLP sur son encaissant, un modèle au premier ordre des transferts de chaleur en régime conductif transitoire a été réalisé par une méthode d’éléments finis 2D. Le calcul est effectué sur une grille non uniforme, de dimensions globales 40 km  $\times$  20 km de profondeur, représentant une coupe simplifiée du complexe de Charroux–Civray selon un axe SW–NE. Il est supposé que le CLP puisse être représenté en moyenne par un corps de 10 km de largeur sur 8 km d’épaisseur (Fig. 4, [26]), se mettant en place en une seule fois. De ce fait, ce modèle ne pourra donner qu’une estimation

de la durée maximale de la perturbation thermique induite par la mise en place du CLP.

Les paramètres physiques des ensembles lithologiques simplifiés (encaissant indifférencié, d’une part, et CLP, d’autre part) sont donnés dans le Tableau 2, d’après [14].

Les conditions aux limites sont les suivantes : en surface, une température imposée à 10 °C ; sur les frontières latérales, conditions adiabatiques (flux latéral nul) ; à la base, à 20 km, un flux de 45 mW m<sup>-2</sup> a été imposé. Le champ de température initial utilise un gradient moyen au niveau de l’intrusion de 30 °C km<sup>-1</sup>, en accord avec les données thermométriques [13]. La nature supposée du CLP suggère des

températures du magma de l'ordre de 700 °C [23]. Celle-ci a été augmentée de 5 à 10%, pour simuler l'effet de la chaleur latente de cristallisation [14], ce qui conduit à une température du magma de l'ordre de 750 °C.

Pour évaluer l'influence des incertitudes géométriques (position des points de données par rapport au CLP) sur l'évolution du champ de température, quatre points repères dans l'encaissant ont été choi-

sis (Fig. 4b). Les deux premiers (points A et B) sont à 1000 m au-dessus du CLP, respectivement sur son axe central et à sa périphérie. Les deux derniers points (C et D) ont le même positionnement horizontal, mais sont situés 2000 m au-dessus du CLP. Les profondeurs de ces quatre points sont respectivement de 5,5 km et 6,5 km, correspondant à une température avant intrusion de  $200 \pm 15$  °C, en accord avec les données thermiques [4, 13].

## Références

- [1] P. Alexandre, Géochronologie U/Pb et  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de deux segments calédoniens et hercyniens de la chaîne Varisque : haut Limousin et Pyrénées orientales, thèse, INPL, Nancy, 2000, 177 p.
- [2] J.-M. Bertrand, J. Leterrier, M. Cuney, M. Brouand, J.-M. Stussi, E. Delaperrière, D. Virlogeux, Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil de Poitou) et de Vendée, Géol. France (2001) 167–181.
- [3] J.-P. Burg, J. Van Den Driessche, J.-P. Brun, Syn- to post-thickening extension: mode and consequences, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 319 (1994) 1019–1032.
- [4] M. Cathelineau, M. Cuney, M.-C. Boiron, Y. Coulibaly, M. Ayt Ougougdal, Paléocirculations et paléointeractions fluides/roches dans les plutonites de Charroux-Civray, in : Études du massif de Charroux-Civray, journées scientifiques CNRS/Andra, Poitiers, EDP sciences, Les Ulis, 1999, pp. 159–179.
- [5] L.M. Cathles, A.H. Erendi, How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?, Econ. Geol. 92 (1997) 766–771.
- [6] A. Cheilletz, D. Archibald, M. Cuney, B. Charoy, Âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  du leucogranite à topaze-lépidolite de Beauvoir et des pegmatites sodolithiques de Chédeville (Nord Massif Central, France). Signification pétrologique et géodynamique, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 315 (1992) 329–336.
- [7] S. Costa, P. Rey, Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insight from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex, Geology 23 (1995) 905–908.
- [8] M. Cuney, J.-M. Stussi, M. Brouand, D. Dautel, A. Michard, Y. Gros, D. Poncet, P. Bouton, M. Colchen, J.-P. Vervialle, Âge U/Pb du granite de Largeasse, un épisode magmatique peralumineux viséen dans le haut Bocage vendéen, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 316 (1993) 1383–1390.
- [9] M. Cuney, M. Brouand, J.-M. Stussi, C. Gagny, Le massif de Charroux-Civray, un exemple caractéristique des premières manifestations plutoniques de la chaîne hercynienne, in : Études du massif de Charroux-Civray, journées scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers, EDP sciences, Les Ulis, 1999, pp. 63–104.
- [10] M. Cuney, P. Alexandrov, C. Le Carlier, A. Cheilletz, L. Raimbault, G. Ruffet, The Sn-W-rare metals mineral deposits of the western Variscan chain in their orogenic setting: the case of the Limousin area (French Massif Central), in : D. Blundell, F. Neubauer, A. von Quadt (Eds.), The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 206 (2002) 213–228.
- [11] M. Dodson, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, Contrib. Mineral. Petrol. 40 (1973) 259–274.
- [12] A. El Jarray, Circulations fluides et altérations hydrothermales associées aux minéralisations à U (As, F) dans le massif de Saint-Sylvestre (NW du Massif central français), thèse, université de Nancy, 1993, 324 p.
- [13] R. Freiberger, L. Hecht, M. Cuney, G. Morteani, Secondary Ca-Al silicates from Mid-European Hercynian granitoids: implication for the cooling history of granitic plutons, Contrib. Mineral. Petrol. 141 (2001) 415–429.
- [14] K. Furlong, B. Hanson, J. Bowers, Modelling thermal regime, in : D.M. Kerrick (Ed.), Contact Metamorphism, Reviews in Mineralogy, Miner. Soc. Amer. 26 (1991) 437–505.
- [15] P. Matte, La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, Bull. Soc. géol. France 8 (1986) 9–24.
- [16] M. McDougall, T.M. Harrison, Geochronology and thermochronology by the  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  method, Oxford University Press, New York, 1999.
- [17] G. Monier, Pétrologie des granitoïdes du Sud-Millevaches (Massif central français). Minéralogie, géochimie, géochronologie, thèse, université de Clermont-Ferrand, 1980, 288 p.
- [18] M.T. Peiffer, Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les « diorites quartziques » qui la composent, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 300 (1985) 345–348.
- [19] C. Pin, Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe, thèse d'État, université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 1989, 470 p.
- [20] J.C. Roddick, High-precision intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standards, Geochim. Cosmochim. Acta 47 (1983) 887–898.
- [21] J.Y. Roig, M. Faure, H. Maluski, Superimposed tectonic and hydrothermal events during the Late-Orogenic extension in the western French Massif Central: a structural and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study, Terra Nova 14 (2002) 25–32.
- [22] G. Ruffet, G. Féraud, D. Amouric, Comparison of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  conventional and laser dating of biotites from the North Tregor batholith, Geochim. Cosmochim. Acta 55 (1991) 1675–1688.
- [23] B. Scaillet, M. Pichavant, J. Roux, Experimental crystallization of leucogranite magmas, J. Petrol. 36 (1995) 663–705.
- [24] S. Scaillet, M. Cuney, C. Le Carlier de Veslud, A. Cheilletz, J.J. Royer, Cooling pattern and mineralisation history of the Saint-Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central. II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of U-mineralization, Geochim. Cosmochim. Acta 60 (1996) 4673–4688.
- [25] I. Villa, Isotopic closure, Terra Nova 10 (1998) 42–47.
- [26] D. Virlogeux, J. Roux, D. Guillemot, Apport de la géophysique à la connaissance du massif de Charroux-Civray et du socle poitevin, in : Études du massif de Charroux-Civray, journées scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers, 13 et 14 octobre 1997, EDP sciences, Les Ulis, 1999, pp. 33–62.