

Forage scientifique de Sancerre-Couy :

Géochronologie Sm-Nd, U-Pb, ^{40}Ar - ^{39}Ar , K-Ar, Rb-Sr et chronothermométrie par traces de fission sur le socle

Maurice PAGEL ⁽¹⁾, Sylvie COSTA ⁽²⁾, Françoise GALIBERT ⁽³⁾, Joël LANCELOT ⁽³⁾,
Henri MALUSKI ⁽²⁾, Arnaud MEYER ⁽¹⁾, Laurent TURPIN ⁽⁴⁾

Mots-clés : Datation, Sm-Nd, U-Pb, Ar-Ar, K, Ar, Rb-Sr, Trace fission, Roche métamorphique, Socle, Primaire, Métamorphisme, Protolithe, Altération hydro-thermale, Géothermométrie (Épisode thermique), Jurassique, Éocène. Cher département (Sondage GPF Sancerre-Couy), Bassin parisien.

Introduction

Le forage de Sancerre-Couy a permis de prélever des témoins des formations métamorphiques du socle du bassin de Paris. Les formations tectono-métamorphiques sont atteintes à la profondeur de 942 mètres sous la couverture sédimentaire Permo-Jurassique. La base de celle-ci est caractérisée par un niveau de trachyandésite à phénocristaux de biotite. Le socle est essentiellement constitué d'amphibolites, d'orthogneiss (métadiorite) et de paragneiss à silicates d'alumine. Des études géochronologiques Sm-Nd, U-Pb, K-Ar, Rb-Sr, ^{40}Ar - ^{39}Ar et chronothermométriques par traces de fission ont donc été entreprises par différents laboratoires (BRGM, CEA, CREGU, Université de Montpellier II) afin de déterminer l'âge des différents épisodes magmatiques, métamorphiques et thermiques, dans le but de contribuer à la définition du contexte géodynamique de ces faciès par rapport à des événements connus dans le Massif central, au sud et le Massif armoricain, à l'ouest et d'apporter des contraintes sur l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Résultats et discussion

La localisation, la nature du matériel étudié et les âges obtenus par les différentes méthodes géochronologiques ont été rassemblés dans le tableau 1. Les techniques analytiques ne sont pas détaillées dans cette note synthétique. Le lecteur intéressé pourra trouver des renseignements dans les travaux suivants : U-Pb (F. Galibert *et al.*, 1988) ; Sm-Nd et Rb-Sr (L. Turpin, 1990), ^{40}Ar - ^{39}Ar (S. Costa et H. Maluski, 1988, S. Costa, 1990), K-Ar (A.-M. Hottin et J.-Y. Calvez, 1988). Les cristaux d'apatite séparés des différents faciès (tabl. 4) ont été datés en traces de fission par la technique du détecteur externe avec détermination de la valeur de la fluence neutronique (A. Meyer, 1990).

Age des protolithes des métadiorites et des amphibolites

Les données isotopiques U-Pb obtenues sur quatre fractions de cristaux de zircon non-magnétiques, limpides, sub-automorphes et sans cœur hérité d'une métadiorite (tabl. 2) ont été reportées dans un diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, fig. 1). Elles définissent un alignement permettant de déterminer un âge par intersection supérieure avec la courbe Concordia de 497 ± 13 Ma (MSWD = 5,5). L'intersection inférieure fournit un âge de 52 ± 30 Ma sans signification géologique précise. Cet âge et la disposition des points expérimentaux dans le diagramme Concordia indiquent une ouverture partielle hercynienne et post-hercynienne du système U-Pb des zircons par perte en plomb radiogénique (F. Galibert *et al.*, 1988).

Huit amphibolites ont été datées en roche totale par Sm-Nd (tabl. 3). Dans un diagramme isochrone ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, fig. 2), sept points s'alignent sur une isochrone qui permet de calculer un âge de 494 ± 17 Ma avec $\varepsilon\text{Nd} = +0,64 \pm 0,37$. L'échantillon situé à 984,85 mètres est en dehors de l'isochrone ; il est beaucoup plus riche en U, Th et Terres Rares que les autres amphibolites. De plus, en éliminant les deux échantillons encaissés dans l'unité des gneiss, de signature différente de celle des metabasites (B. Cabanis et D. Thiéblemont, 1993), l'âge est de 483 Ma. Par contre, les métadiorites ne s'alignent pas sur cette isochrone, ceci en raison d'une plus grande sensibilité aux perturbations en partie due à leur texture et composition minéralogiques, et peut-être à une certaine hétérogénéité initiale (L. Turpin, 1990). A 495 Ma, les valeurs de εNd calculées sur les métadiorites sont identiques à celles des amphibolites (tabl. 3).

Cet âge de 495 Ma obtenu en U-Pb sur zircon et Sm-Nd sur roche totale situe donc la mise en place des protolithes magmatiques à la limite Cambrien-Ordovicien et représente un nouveau témoin de l'activité magmatique caractérisant l'évolution anté-varisque de

(1) CREGU et GS CNRS-CREGU, Vandœuvre-les-Nancy.

(2) Université de Montpellier, Laboratoire de Géologie Structurale, Montpellier.

(3) Université de Montpellier, Laboratoire de Géochimie Isotopique, Montpellier.

(4) Centre des Faibles Radioactivités, laboratoire mixte CNRS-CEA, Gif-sur-Yvette.

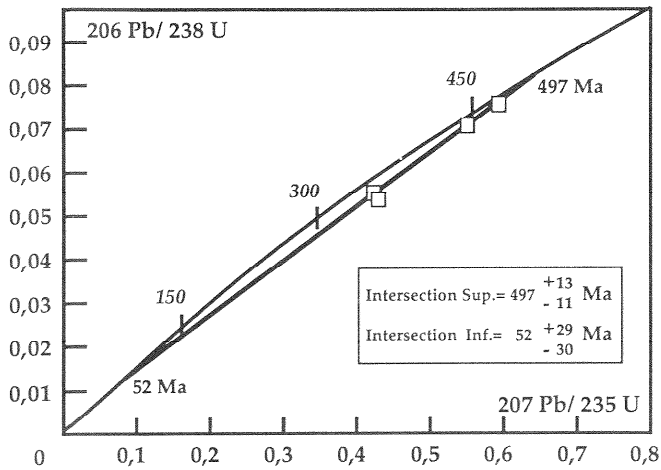


Fig. 1. - Diagramme Concordia avec report des analyses réalisées sur des lots de zircon issus d'une méta-diorite (F. Galibert *et al.*, 1988).

l'Europe occidentale entre 480 et 510 Ma. Ces âges ont été préservés dans les systèmes isotopiques (U-Pb, Sm-Nd) dont les radio-isotopes se localisent dans des minéraux accessoires, pouvant résister à l'altération et aux événements thermiques et montrant une immobilité des terres rares durant le métamorphisme.

Métamorphisme dévonien

Des plateaux $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ obtenus sur des cristaux d'amphibole prélevés dans des amphibolites litées (hornblende, plagioclase, clinopyroxène, épidote \pm grenat, \pm quartz + zircon) et sur des cristaux de biotite prélevés dans un orthogneiss à biotite et grenat (plagioclase, orthose, quartz, zircon) donnent un âge de 385 Ma (tabl. I et fig. 3) (S. Costa et H. Maluski, 1988). Il est intéressant de noter que cet âge se retrouve en isochrone Rb-Sr de roches totales (387 ± 2 Ma, fig. 2) sur des amphibolites dont les âges Sm-Nd sont de

Profondeur en mètres	Formations	Matériel étudié	Méthode de datation	Age en Ma	Réf.
Stéphanien					
937	Trachy-andésite	Biotite	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	302 ± 6	(1)
Socle					
964	Amphibolite litée	Amphibole	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	386 ± 8	(1)
987	Amphibolite litée	Amphibole	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	380 ± 8	(1)
967.2					
976.4					
996.5	Amphibolites	Roche totale	Sm/Nd	494 ± 17	(2)
1256			Rb-Sr	387 ± 2	(2)
1278					
1135	Gneiss à biotite et grenat	Biotite	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	383 ± 8	(1)
1142	Métadiorite	Zircon	U-Pb	497 ± 13	(3)
1144.8					
1346	Gneiss amphibolitique mylonitique	Biotite	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	393 ± 8	(1)
3060.5	Gneiss rubané à biotite et grenat	Biotite	K-Ar	336	(4)
3312.2	Lamprophyre	Biotite	K-Ar	292	(4)
3374.5	Roche cataclasée et hydrothermalisée	Amphibole	K-Ar	297	(4)
3453	Lamprophyre	Biotite	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	302 ± 6	(5)
3454	Gneiss mylonitique	Biotite	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$	317 ± 6	(5)

Tabl. 1. - Résultats géochronologiques K-Ar, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr, et U-Pb sur le forage de Sancerre-Couy.

- (1) Costa et Maluski, 1988
- (2) Turpin, 1990
- (3) Galibert *et al.*, 1988
- (4) Hottin et Calvez, 1988
- (5) Costa, 1990

Fraction	Poids mg	U ppm	Pb* ppm	206Pb/204Pb (1)	207Pb/235U (2)	206Pb/238U (2)	207Pb/206Pb (2)
23	3,01	456	32	1845	0,54958	0,07043	0,05659
21	3,67	557	40	2479	0,59214	0,07497	0,05728
20	2,44	862	44	2625	0,42811	0,05333	0,05822
18	1,66	831	42	3393	0,42467	0,05447	0,05654

1 - Rapports mesurés.
 2 - Rapports corrigés du plomb de pollution : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,03$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,49$;
 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,36$.
 Pb* = Plomb radiogénique.

Tabl. 2. - Données isotopiques U-Pb (F. Galibert *et al.*, 1988).

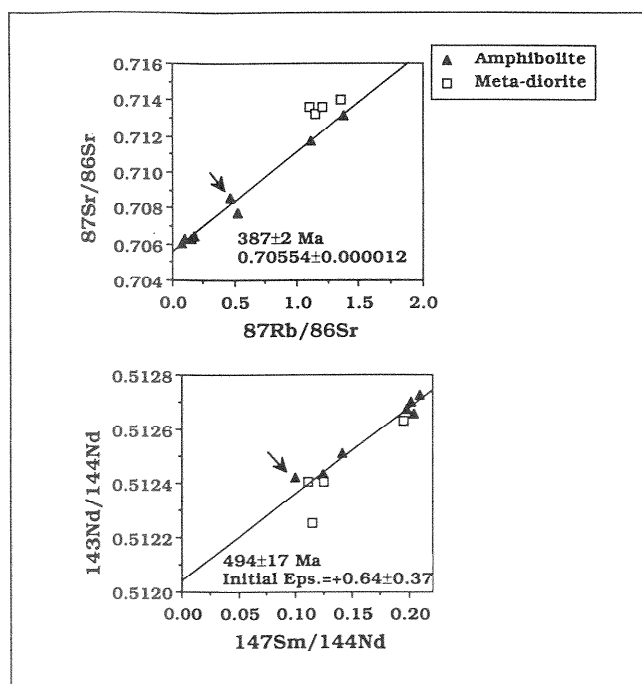


Fig. 2. - Isochrones Rb-Sr et Sm-Nd obtenues sur les amphibolites du forage de Sancerre-Couy. Les droites de régression ont été calculées en utilisant un algorithme de type « Jackknife » qui a conduit à l'exclusion d'un des points (flèche) sur la base d'un test statistique. Les métadiorites ne sont pas prises en considération dans les calculs (L. Turpin, 1990).

494 Ma (Turpin, 1990). Lors de l'homogénéisation isotopique des roches provoquée par le métamorphisme amphibolite à 385 Ma, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial est de $0,70554 \pm 0,00001$. Les métadiorites, par contre, ne permettent pas d'obtenir d'informations géochronologiques, soit parce qu'elles ont été plus sensibles aux perturbations dues à leur texture et composition minéralogique, soit parce qu'elles présentaient une hétéro-

généité initiale. Elles ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés que ceux des amphibolites.

Cet âge de 385 Ma est enregistré, quant à lui, par les systèmes isotopiques (Rb-Sr et K-Ar) dont les radioisotopes sont localisés dans les minéraux majeurs marqueurs des déformations principales et du métamorphisme associé.

Magmatisme et hydrothermalisme tardi-varisques

Dans le forage de Sancerre-Couy, la base de la série sédimentaire est caractérisée par un niveau de trachy-andésite de 4 mètres de puissance, qui repose par l'intermédiaire de cataclasites sur les premiers niveaux d'amphibolite de la série métamorphique. L'âge plateau $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur les phénocristaux millimétriques de biotite est de 302 ± 6 Ma (fig. 3) et situe la mise en place de la trachy-andésite à la base du Stéphanien si l'on se réfère à l'échelle stratigraphique proposée par G.S. Odin *et al.*, 1982 (S. Costa et H. Maluski, 1988). Cette valeur est proche de l'âge K-Ar de 292 Ma obtenu sur les cristaux de biotite d'un lamprophyre à la profondeur de - 3 312 mètres et d'un âge $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 302 ± 6 Ma sur un lamprophyre situé à - 3 453 mètres. Enfin une valeur de 297 Ma a été obtenue sur des cristaux d'amphibole issus d'une roche rubanée, cataclasiée et hydrothermalisée avec biotite et amphibole secondaires (A.-M. Hottin et J.-Y. Calvez, 1988).

L'âge de 317 Ma obtenu en $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ sur une biotite d'une zone mylonitique peut être interprété de deux manières car l'échantillon est localisé près d'un filon de lamprophyre daté à 297 Ma.

1) Pour S. Costa (1990), cet âge est celui des cisaillements tardifs, froids, post déformation majeure. Elle considère que les biotites sont syn- à post-tectoniques et que cet âge doit être interprété comme un âge minimum pour la déformation mylonitique et la rapproche d'un âge K-Ar de 336 Ma obtenu par A.-M. Hottin et

Profondeur		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		ϵ_{Nd}^T	495 Ma	TNd D.M.	
		87Rb/86Sr	147Sm/144Nd	Actuel	380 Ma	495 Ma				380 Ma
959,4	aa	0,527	0,2092	0,707675	0,70482	0,70396	0,512726	1,07	0,89	4,57
980	aa	0,166	0,1235	0,706289	0,70552	0,70544	0,512432	0,36	0,57	1,06
984,85	aa	0,470	0,0996	0,708600	0,70643	0,70619	0,512422	1,16	1,89	0,86
967,2	a	0,102	0,2005	0,706285	0,70581	0,70576	0,512701	2,42	0,95	2,91
976,4	a	0,077	0,1969	0,706050	0,70569	0,70566	0,512674	2,04	0,65	2,66
996,5	a	0,185	0,2034	0,706410	0,70555	0,70546	0,512656	1,42	-0,11	3,72
1256	a	1,375	0,1412	0,713146	0,70679	0,70610	0,512512	1,19	1,01	1,13
1278	a	1,120	0,1253	0,711753	0,70657	0,70601	0,512429	0,23	0,40	1,08
1149	md	1,206	0,1948	0,713650	0,70807	0,70747	0,512631	1,29	-0,05	2,69
1150	md	1,362	0,1110	0,714025	0,70772	0,70704	0,512404	0,34	0,82	0,97
1212	md	1,147	0,1156	0,713268	0,70796	0,70739	0,512250	-2,86	-2,48	1,24
1283	md	1,103	0,1253	0,713633	0,70853	0,70798	0,512405	-0,24	-0,07	1,12
1293	g	2,178	0,1692	0,720761	0,71069	0,70960	0,512323	-3,66	-4,45	2,27
1321	g	2,392	0,1247	0,722860	0,71179	0,71060	0,512424	0,16	0,34	1,08

Profondeur en mètres ; aa : amphibolite "alcaline" ; a : amphibolite ; md : metadiorite ; g : gneiss
 Incertitudes sur les rapports isotopiques $\pm 0,00001$ sur $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\pm 0,00002$ sur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2σ), rapport d'éléments $\pm 0,5\%$.

Tabl. 3. - Données isotopiques Nd-Sr (L. Turpin, 1990).

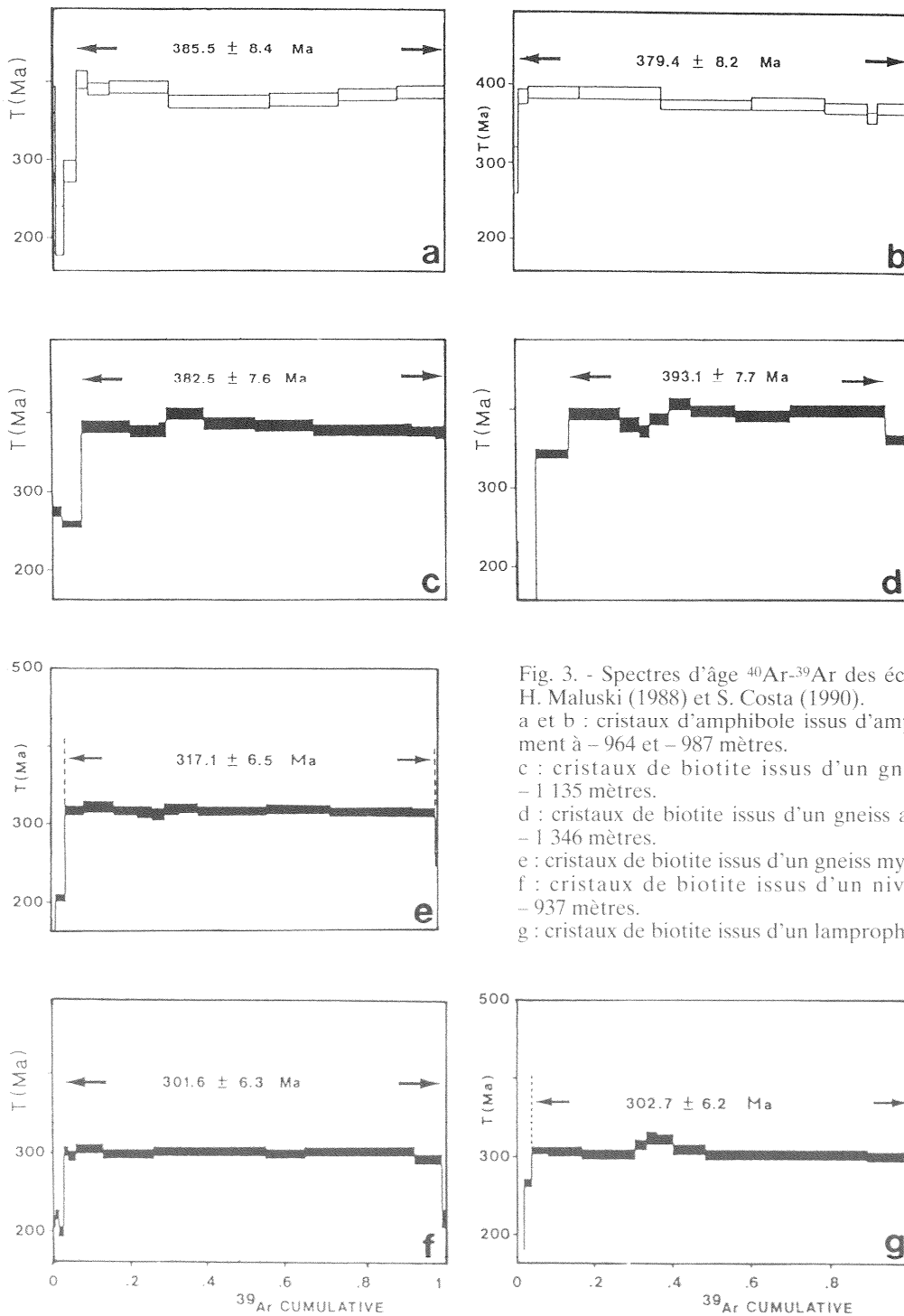


Fig. 3. - Spectres d'âge ^{40}Ar - ^{39}Ar des échantillons analysés par S. Costa et H. Maluski (1988) et S. Costa (1990).

a et b : cristaux d'amphibole issus d'amphibolites litées situées respectivement à -964 et -987 mètres.

c : cristaux de biotite issus d'un gneiss à biotite et grenat situé à -1 135 mètres.

d : cristaux de biotite issus d'un gneiss amphibolitique mylonitique situé à -1 346 mètres.

e : cristaux de biotite issus d'un gneiss mylonitique situé à -3 454 mètres.

f : cristaux de biotite issus d'un niveau trachy-andésitique situé à -937 mètres.

g : cristaux de biotite issus d'un lamprophyre situé à -3 453 mètres.

J.-Y. Calvez (1988) sur des cristaux de biotite secondaire d'un gneiss mylonitique. Elle compare cet âge à celui des déformations ductiles associées au fonctionnement de grands décrochements dextres dans le nord-ouest de la France : 315 Ma en Rb-Sr pour le décrochement sud-armoricain (Ph. Vidal, 1980) et 320 Ma en ^{41}Ar - ^{36}Ar pour le décrochement du Pays de Bray (Ph. Matte *et al.*, 1986).

2) Il est également possible que cet âge de 317 Ma corresponde à un rajeunissement par perte d'argon radiogénique dû à l'intrusion du lamprophyre situé à moins d'un mètre de l'échantillon étudié.

Événements thermiques d'âges jurassique et éocène

Les âges apparents obtenus en traces de fission sur des cristaux d'apatite décroissent progressivement en fonction de la profondeur de l'échantillon (tabl. 4). L'âge obtenu à -805 mètres dans les grès du Trias basal, est de 70 Ma, tandis que l'âge à -3 455 mètres est de 2.5 Ma pour les grains d'apatite qui contiennent encore des traces de fission. Les températures actuelles pour les échantillons les plus profonds atteignent la température de recuit total des traces de fission pour

échantillon	profondeur (m)	nombre de grains	ρ_s (10^6 t.cm ⁻²)	ρ_i (10^6 t.cm ⁻²)	âge (Ma) ($\pm 1\sigma$)	Température actuelle (°C)
SC1	805	15	2,11 (1558)	0,91 (1036)	70 \pm 4	48
SC2	1356	17	1,25 (1468)	0,81 (673)	47 \pm 3	55
SC3	1487	13	2,91 (1410)	0,20 (862)	43 \pm 3	68
SC4	1796	4	0,03 (17)	0,04 (13)	31 \pm 8	77
SC6	2369	8	0,11 (130)	0,24 (181)	15 \pm 2	93
SC7	2527	10	0,29 (358)	0,71 (613)	13 \pm 1	97
SC8*	2787	5	0,08 (56)	0,21 (102)	12 \pm 2	104
SC9*	3060	14	0,18 (134)	0,12 (513)	4,8 \pm 0,5	112
SC11*	3455	5	0,02 (15)	0,26 (123)	2,6 \pm 0,3	123

Tabl. 4. - Ages apparents obtenus sur le sondage de Sancerre-Couy par les traces de fission sur apatites (d'après les données de densité de traces de fission, de A. Meyer, 1990).

ρ_s : densité de traces spontanées

ρ_i : densité de traces induites

Le nombre de traces comptées est indiqué entre parenthèses

$\Phi = 9,9 \pm 0,5 \cdot 10^{14}$ n.cm⁻²

* Les âges à 0 Ma ne sont pas comptabilisés dans la moyenne.

Echantillons	Age apparent (Ma)	L/Lo	P/Po	Age corrigé (Ma)
SC1	70 \pm 4	0,70 \pm 0,02	0,47 \pm 0,03	149 \pm 13
SC2	47 \pm 3	0,76 \pm 0,02	0,55 \pm 0,03	85 \pm 7
SC3	43 \pm 3	0,69 \pm 0,02	0,46 \pm 0,03	93 \pm 7
SC4	31 \pm 8	0,80 \pm 0,02	0,62 \pm 0,03	50 \pm 13
SC6	15 \pm 2	0,64 \pm 0,03	0,40 \pm 0,03	37 \pm 6
SC7	13 \pm 1	0,57 \pm 0,03	0,33 \pm 0,03	39 \pm 5

Tabl. 5. - Ages apparents, taux de réduction des longueurs (L/Lo) et des densités (P/Po) des traces de surface dans les cristaux d'apatite des échantillons du forage de Sancerre-Couy (d'après les données de réduction de longueur des traces de fission, de A. Meyer, 1990).

les grains d'apatite fluorée. Les âges apparents n'ont pas de signification géologique car les traces ont été réduites. Ils peuvent être corrigés en fonction du taux de réduction des densités, déduit du taux de réduction des longueurs des traces projetées.

L'âge corrigé obtenu pour l'échantillon situé à - 805 mètres est de 150 Ma. Il traduit le fait qu'une température supérieure à 130 \pm 10 °C, nécessaire à la cicatrisation totale des traces, a été enregistrée au Jurassique.

A partir de 1 796 mètres et jusqu'à une profondeur de - 2 527 mètres, les âges corrigés sont identiques et convergent vers une valeur de 40 Ma (tabl. 5). Durant l'Éocène, ces roches ont été portées à une température supérieure à 130 \pm 10 °C alors que les températures actuelles sont comprises entre 77 et 97 °C.

En revanche, les âges déterminés dans les échantillons prélevés entre - 2 787 et - 3 455 mètres sont plus jeunes et décroissent avec la profondeur mais ces âges sont alors difficiles à corriger pour de telles réductions de densité.

Conclusions

L'application de différentes méthodes isotopiques sur les formations métamorphiques du forage de Sancerre-Couy a permis de préciser, grâce aux comportements différents des systèmes isotopiques lors des événements métamorphiques et hydrothermaux, l'histoire des principaux événements qui ont affecté cette partie du socle du Bassin parisien.

L'âge de 495 Ma des protolithes des orthogneiss (meta-diorites) et des amphibolites (meta-gabbros) est comparable à celui :

— des termes acides et basiques du groupe leptyno-amphibolitique de Marvejols (C. Pin et J.-R. Lancelot, 1982),

— des formations ophiolitiques ou d'affinité tholéitique de la chaîne Varisque en général (D. Gebauer *et al.*, 1981 ; J. Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; C. Pin et F. Carme, 1987),

— des orthogneiss à tendance alcaline et hyperalcaline de la chaîne Varisque dans sa partie méridionale (H.-N. Priem *et al.*, 1970 ; J. Ducrot *et al.*, 1979 ; J.-R. Lancelot et A. Allegret, 1982 ; J.-R. Lancelot *et al.*, 1985).

L'âge de 385 Ma enregistré par les systèmes ⁴⁰Ar-³⁹Ar et Rb-Sr date vraisemblablement un refroidissement en deçà de l'isotherme 600 °C ce qui implique que le bati était déjà très érodé dès le Dévonien moyen. Cet âge implique aussi que la schistosité mylonitique (S₂) et HT et MT qui affecte les roches à faciès granulite initial (épisode D1) est, elle aussi, intradévonienne ; c'est d'ailleurs ce même type d'évolution qui est connu dans le nord-ouest du Massif central. Cet âge intradévonien de la culmination du métamorphisme de Haute Température est bien établi dans le nord et l'ouest du Massif central ainsi que dans le sud du Massif armoricain (C. Pin et J.-J. Peucat, 1986).

Au Stéphanien inférieur, se produit une activité magmatique qui se marque par la mise en place de faciès volcaniques alcalins et l'intrusion de lamprophyres. Durant cette période, des altérations hydrothermales importantes entraînent un rééquilibrage du système K-Ar dans les biotites et les muscovites.

A la fin du Jurassique, un épisode thermique affecte le socle et la couverture sédimentaire. Cet âge est en bon accord avec les âges K-Ar sur illite obtenus par J.-R. Mossman *et al.* (1987) montrant l'existence d'un

hydrothermalisme dans la couverture sédimentaire du Bassin parisien. Un second événement thermique est enregistré à la fin de l'Éocène. Il est tentant de relier cet épisode à la formation des grands fossés d'effondre-

ment, orientés N-S rencontrés sur toute la bordure nord du Massif central, mais les études d'inclusions fluides et de traces de fission en cours sur le Trias du bassin de Paris montre que cet épisode est régional.

Références

- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHE J., IGLESIAS PONCE DE LEON M., GIL IBARGUCHI I. (1985). - U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol.*, **52**, pp. 217-225.
- CABANIS B., THIÉBLEMONT D. (1993). - Les formations orthodérivées du forage GPF de Couy-Sancerre : leurs caractéristiques géochimiques et leur place dans l'évolution du domaine interne varisque au Paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, n° 1, pp. 27-28.
- 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 . Thèse Univ. Montpellier, 240 p.
- 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 (Programme GPF). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **306**, (?), pp. 351-356.
- DUROT J., LANCELOT J.-R., REILLE J.-L. (1979). - Datation en Montagne Noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 21, pp. 501-505.
- GALIBERT F., LANCELOT J.-R., RESPAUT J.-P. (1988). - Datation U-Pb sur zircon d'une métadiorite du socle atteint par le forage GPF de Sancerre-Couy (Cher). Documents du BRGM, n° 137, pp. 207-213.
- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., GRUNENFELDER M. (1981). - U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. *Contrib. Miner. Petrol.*, **76**, pp. 292-300.
- HOTTIN A.-M., CALVEZ J.-Y. (1988). - Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage de Sancerre-Couy. Documents du BRGM, n° 137, pp. 225-234.
- LANCELOT J.-R., ALLEGRET A. (1982). - Radiochronologie U-Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Neue Jb. Miner. Mth.*, **9**, pp. 385-394.
- LANCELOT J.-R., ALLEGRET A., IGLESIAS M. (1985). - Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, pp. 325-337.
- MATTE Ph., RESPAUT J.-P., MALUSKI H., LANCELOT J.-R., BRUNEL M. (1986). - La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien : déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **11**, pp. 69-77.
- MEYER A. (1990). - Les traces de fission dans l'apatite : étude expérimentale et application à l'histoire thermique des bassins sédimentaires. Thèse de l'INPL, Nancy, 178 p. + annexes.
- MOSMANN J.R., CLAUER N., LIEWIG N. (1987). - The diagenetic evolution of the Rhetian (Uppermost triassic) sandstones from the Paris Basin (France). *Terra Cognita*, **7**, 2-3, pp. 341-342.
- ODIN G.S., CURRY D., GALE N.H., KENNEDY W.J. (1982). - The Phanerozoic time scale in 1981. In: Odin G.S. Ed. Numerical dating in stratigraphy, New York, John Wiley and Sons, pp. 257-970.
- PIN C., CARME F. (1987). - A Sm-Nd isotopic study of a 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe: The Chamrousse ophiolite complex, Western Alps (France). *Contrib. Miner. Petrol.*, **96**, pp. 406-413.
- PIN C., LANCELOT J.-R. (1982). - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Miner. Petrol.*, **79**, pp. 1-12.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986). - Age des épisodes de métamorphismes paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, (8), pp. 461-469.
- PRIEM H.N., BOELRIJK N.A., VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A. (1970). - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.*, **63**, 1, pp. 255-274.
- TURPIN L. (1990). - Géochimie isotopiques de provinces uranifères : géochronologie, transferts, évolution. Mémoire d'Habilitation, Université de Nancy I, 195 p.
- VIDAL Ph. (1980). - L'évolution poly-orogénique du Massif Armoricaïn : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Sr. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **21**, 162 p.