



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 971–981



Géochimie (Géochimie isotopique)

Particularités de la contamination crustale des phonolites : exemple du Velay oriental (Massif central)

Jean-Marie Dautria^{a,*}, Jean-Michel Liotard^b, Danièle Briot^c

^a *Tectonophysique (UMR 5568 CNRS) et DESTEM, université Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier, France*

^b *Dynamique de la lithosphère (UMR 5573 CNRS) et DESTEM, université Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier, France*

^c *Magas et Volcans (UMR 6524 CNRS) et département de géologie, Université Blaise-Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France*

Reçu le 6 mai 2003 ; accepté après révision le 2 mars 2004

Disponible sur Internet le 10 juin 2004

Présenté par Jean Aubouin

Résumé

Les compositions isotopiques en Sr et Nd d'un trachyte, de huit phonolites et de cinq basaltes ont été mesurées. Une contamination crustale importante, contemporaine de la différenciation, n'apparaît que dans le cas du trachyte. Certaines phonolites ont les mêmes signatures que les basaltes, ce qui montre qu'elles ont été protégées de toute contamination crustale durant leur différenciation. D'autres, appauvries en Sr, présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ élevés (entre 0,70451 et 0,71192) et des signatures basaltiques en Nd. Cette spécificité s'expliquerait par un fort fractionnement de feldspaths alcalins et une légère contamination par l'encaissant (entre 0,3 et 4 %) lors de leur mise en place. *Pour citer cet article : J.-M. Dautria et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Specificities of crustal contamination in phonolites: the example of the Eastern Velay (French Massif Central). Sr and Nd isotopic compositions of one trachyte, eight phonolites and five basalts have been measured. The isotopic characteristics of the trachyte can be explained by a combined assimilation–fractional crystallization process within an upper crustal magmatic chamber. Some phonolites display isotopic signatures identical to basalts, suggesting that they have been protected against any crustal assimilation during their formation. Some others have low Sr contents, whereas they are enriched in radiogenic Sr ($0.70451 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i < 0.71192$), and display basaltic $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios. Both observations could be explained by very strong alkali feldspar fractionation and by subsequent very low assimilation of surrounding rocks (between 0.3 and 4%) during intrusion. *To cite this article: J.-M. Dautria et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : phonolite ; basalte ; Sr et Nd isotopes ; contamination ; Velay ; France

Keywords : phonolite; basalt; Sr–Nd isotopes; assimilation; Velay; France

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : dautria@dstu.univ-montp2.fr (J.-M. Dautria).

Abridged English version

1. Introduction

The alkali volcanic district of Eastern Velay (French Massif Central) is characterized by an abundance of phonolitic lavas (13%) and scarcity of trachytes and rhyolites (1%) [11]. All rocks selected for this study – five basalts, one trachyte, eight phonolites – have been sampled in the southeastern part of this district ('graben des Boutières', Fig. 1). Their major petrographical and geochemical characteristics are summarized in Table 1. Table 2 gives their isotopic compositions (measured with a VG 54E spectrometer after separation [12]) and their ages (measured [11] or estimated according to field observation). The volcanites lie over or crosscut anatexites and cordierite granites belonging to the Hercynian post-metamorphic plutonic complex of Velay. Chemically and isotopically, this complex is very heterogeneous ($136 < \text{Rb (ppm)} < 301$; $109 < \text{Sr (ppm)} < 896$; $0.70903 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_m < 0.74624$; $5 < \text{Nd (ppm)} < 78.7$; $0.512029 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_m < 0.512334$) [14].

2. Isotopic geochemistry

The studied basalts display ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_m$ and ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios (between 0.70326 ± 3 and 0.70359 ± 3 and between 0.512862 ± 6 and 0.512956 ± 9 , respectively) (Table 2) similar to ratios measured in all Mio-Plio-Quaternary alkali basalts from the French Massif Central [4,6,16] and Languedoc [8]. These variations can be interpreted in terms of mantle source heterogeneity, as proposed for other districts [4,6,8,16]. Compared to basalts, the trachyte DM is enriched in radiogenic Sr (${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_i = 0.70486$) and impoverished in radiogenic Nd (${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.512727 \pm 6$). The phonolites display ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ ratios comprised between 0.512831 ± 6 and 0.512913 ± 13 , therefore identical to basalts, even sometimes slightly lower (Table 2), as in Cantal [16]. However, three groups of phonolites can be distinguished according to their Sr isotopic signature: the first one includes samples (TOU, BO, PGB) displaying basaltic ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ ratios; the second one includes samples (PRA, TM, SA) highly enriched in radiogenic Sr ($0.705 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0.710$); and the third one

(MZ, GBJ) has ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ ratios intermediate between group 1 and 2.

3. Discussion and conclusion

As previously proposed by Villemant and Treuil [13] and clearly illustrated by the Sr–Th diagram (Fig. 4), the trachyte DM and the analysed phonolites result from a very important mineral fractionation ($> 75\%$, referring to Th). As suggested by Fig. 2, the DM isotopic characteristics can be easily explained by granite assimilation. Wilson et al. [16] have shown that a combined assimilation-fractional crystallization process (AFC) is the best modelling to account for the isotopic evolution of most differentiated lavas from Cantal. Such a modelling was tested for DM, using De Paolo equation [5] and taking as initial magma an average Miocene basalt ($\text{Sr} = 808$ ppm, $\text{Nd} = 47$ ppm, ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_m = 0.70341$, ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.51287$) and as potential contaminant the various Velay granites [14]. In our calculations, the bulk distribution coefficients D^{Sr} and D^{Nd} have been fixed to 2 and 1 respectively (values proposed by Wilson et al., [15]) and the fractionation ratio to 74% (estimation from the Th contents). In these conditions, the ratio of the mass of fractionated crystals to the mass of assimilate is comprised between 0.08 and 0.20, depending on the assimilated granite. This result is geologically acceptable and is in agreement with the presence of an upper crustal magmatic chamber beneath the eastern Velay, as previously postulated by several authors [7,13].

The phonolites are globally enriched in incompatible elements (Table 1) with respect to the trachyte, implying an additional mineral fractionation (of near 60%, estimated from Th). As shown in Fig. 4, the Th enrichment observed among the phonolites is roughly correlated with Sr decrease (from 172 to 4.3 ppm). Moreover, any significant major element variation is associated with this geochemical evolution, suggesting that the fractionating solid had a chemical composition close to that of phonolitic magmas (for instance a mixture of K-feldspar and Na-plagioclase, with $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ close to 1.6).

Group-1 phonolites have been clearly unaffected by any crustal assimilation. They have probably evolved either inside a magmatic chamber located within the upper mantle, or inside a crustal chamber, provided

that the magma was protected from wall-rock contact (for instance by a chilled margin or by a plaster of segregates [3]). The low isotopic variations observed between the samples of this group would reflect mantle source heterogeneity, as for basalts.

The lower Sr contents measured in the phonolites of groups 2 and 3 probably result from feldspar fractionation higher than for group 1. On the other hand, Fig. 4 indicates that the enrichment in radiogenic Sr observed in these lavas occurred probably during the second extensive feldspar fractionation. But the lack of correlation between Th and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4) suggests that the enrichment in radiogenic Sr is rather related to assimilation of isotopically heterogeneous surrounding rocks than to residence of phonolitic magmas inside a common magmatic chamber. The discrepancy between the Sr and Nd isotopic systems (enrichment in radiogenic Sr, constancy of the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, Fig. 2) implies a different contamination process than for the trachyte. The contaminant must be enriched in radiogenic Sr and the $\text{Nd}_{(\text{contaminant})}/\text{Nd}_{(\text{lava})}$ ratio must be close to unity. Moreover, an increased $\text{Sr}_{(\text{contaminant})}/\text{Sr}_{(\text{lava})}$ ratio would reflect a greater efficiency of this contamination process.

Phonolite SA is both the most depleted in Sr (4.3 ppm) and the most enriched in radiogenic Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m = 0.731095 \pm 5$) and moreover its age is known (6.5 Ma). This intrusion is surrounded by an aureole of fenitized anatexite (AF, Table 2) resulting from percolation of fluids related to magma degassing [9,10]. The fenitization may have partly pre-dated the lava intrusion. As shown by Fig. 2, AF plots within the Velay granitoid isotopic field. With regards to an anatexite unaffected by fenitization (ANF, sampled 15 m away from the contact, Table 2), AF is impoverished in Sr (77.4 ppm instead of 156 in ANF) and Nd (18.4 ppm instead of 26.4 in ANF). Thus, if the contamination event occurred during intrusion as postulated above, the fenitized anatexite AF or its fresh equivalent ANF could represent the potential contaminant. In this hypothesis, we have used a simple mixing model to estimate the rates of AF or ANF assimilation necessary to obtain the present SA isotopic characteristics. For this, we have assumed that, at the moment of contamination (6.5 Ma), the lava had (1) an average Miocene basaltic isotopic signature for Sr (0.70339), as in group 1, (2) the Nd content (55.2 ppm) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio (0.512877 ± 9)

measured in SA, (3) a Sr content lower than 4.3 ppm, and that AF and ANF had similar isotopic signatures (Table 2). The results are given in Table 3: the rates range from 1.4% with ANF as the contaminant to 3% with AF. In both cases, the calculated Sr content is close to 2 ppm; no modification of the Nd content and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio is observed with such a mild assimilation.

A similar approach has been used for all supposedly contaminated phonolites (groups 2 and 3). Their respective surrounding rocks have not been analysed. However, in an attempt to account for the regional heterogeneity of basement in our estimations, we have analysed a cordierite granite (LC, Table 2; Sr = 216 ppm, Nd = 8.8 ppm), which is often more abundant than anatexite in the Boutières basement. The lack of fenitization aureole around PRA and TM excludes AF as contaminant. For these two phonolites, whatever the age taken in account, the best results are obtained with an assimilation of LC with rates comprised between 3.3 and 4.2% (Table 3). For MZ and GBJ (group 3), very low rates (between 0.2 and 0.3%) are found with as well ANF as LC. Such low assimilation rates (< 0.3%) are isotopically detectable only because the Sr contents of these lavas are very low (6.5 and 8.3 ppm) compared to the assimilated rocks. In the Sr-rich and supposedly uncontaminated phonolites of group 1 (and also in the basalts, of course), a granite assimilation with such low rates would not be detectable.

1. Introduction

Dans toutes les grandes provinces volcaniques alcalines mio-pliocènes du Massif central, la différenciation a conduit simultanément à l'élaboration de laves saturées, sursaturées et sous-saturées en SiO_2 . L'assimilation de matériel crustal en cours de différenciation a été clairement démontrée dans le cas des laves saturées et sursaturées du Cantal [15,16] et des monts Dore [1–3]. En ce qui concerne les laves différenciées sous-saturées, celles des monts Dore ne présentent pas de trace d'une telle assimilation, alors que celles du Cantal semblent en présenter. C'est dans le dessein de participer à ce débat que nous nous sommes intéressés aux phonolites du Velay oriental.

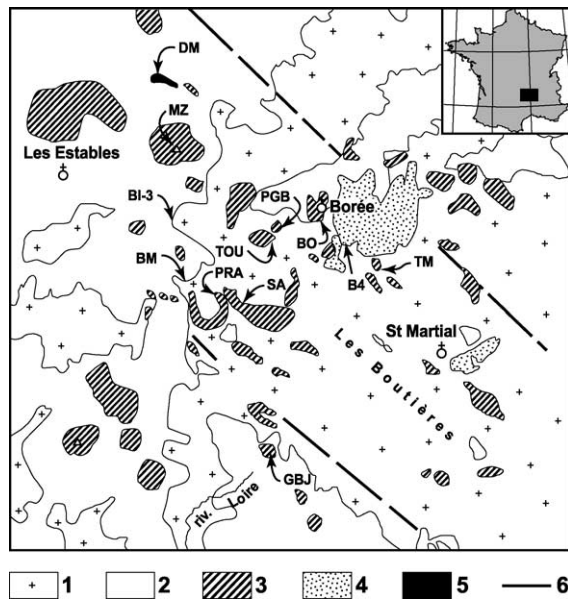


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du Sud-Est du Velay. **1** = socle hercynien, **2** = couverture volcanique, **3** = extrusions phonolitiques (MZ : Mézenc, PGB : Petit Gerbier, BO : Roches de Borée, TOU : Suc de Touron, PRA : Rocher des Pradoux, SA : Suc de Sara, TM : Les Molines, GBJ : Gerbier-de-Jonc), **4** = appareil basaltique plio-quadernaire, **5** = intrusion trachytique (DM : dents du Mézenc), **6** = failles. B1, B2, B3, BM : basaltes miocènes appartenant à la série du Cirque des Boutières, B4 : basalte plio-quadernaire (phréato-volcan de Borée).

Fig. 1. Geological sketch map of the southeastern Velay district and localization of selected samples.

Cette province volcanique (Fig. 1), d'âge Miocène supérieur pour l'essentiel, est connue pour l'abondance de ses laves phonolitiques et la rareté de termes différenciés saturés et sursaturés (80 % de basaltes, 7 % de laves intermédiaires, moins de 1 % de trachyte et rhyolite et 13 % de phonolites [11]). Plusieurs travaux ont été consacrés aux roches volcaniques de cette région (voir bibliographie in [11]). Les 14 échantillons sélectionnés pour cette étude (Tableau 1) proviennent du graben des Boutières, au sud-est de cette province (Fig. 1). La partie nord-ouest de ce graben est comblée par une épaisse série volcanique basique (dans laquelle ont été prélevés les échantillons basaltiques B2, B3, BM et l'échantillon hawaïitique B1). Le sommet de cette série est constitué par des épanchements de laves très différenciées (dont le dôme-coulée phonolitique du Mézenc, MZ). Dans sa partie sud-est, l'érosion a entièrement démantelé la couverture volca-

nique et largement entaillé le socle, ce qui a conduit au déchaussement de plusieurs protrusions phonolitiques (TOU, PGB, BO, PRA, SA, TM). Seuls deux échantillons – DM (trachyte quartzifère) et GBJ (phonolite) – proviennent des marges de ce graben, marge nord-est pour le premier, sud-ouest pour le second. Dans ce secteur, le volcanisme phonolitique est significativement plus récent (8–6 Ma) que le basaltique (autour de 10–11 Ma) [11]. Cependant, quelques épanchements basaltiques d'âge Plio-Quadernaire existent : l'échantillon B4 est l'un d'entre eux. Les principales caractéristiques pétrographiques et géochimiques (analyses nouvelles) ainsi que les âges mesurés ou estimés de tous les échantillons étudiés sont consignés dans les Tableaux 1 et 2.

À noter que le substratum des coulées et l'encaissant des intrusions est constitué par le complexe anatectique du dôme thermique tardi-hercynien du Velay. Du point de vue chimique et isotopique, les anatexites et les granitoïdes de cette région sont très hétérogènes [14] : $136 < \text{Rb (ppm)} < 301$; $109 < \text{Sr (ppm)} < 896$; $0,70903 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_m < 0,74624$; $5 < \text{Nd (ppm)} < 78,7$; $0,512029 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_m < 0,512334$.

2. Géochimie isotopique

Les rapports ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ et ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ ont été déterminés à l'aide d'un spectromètre de masse VG 54E après séparation chimique et en utilisant les méthodes décrites par Pin [12]. Les analyses des standards SRM 987 pour le Sr et La Jolla pour le Nd ont donné, pendant la période de mesure, les résultats suivants : ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0,71025 \pm 3$ et ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0,511850 \pm 23$ (2σ , $n = 5$). Les rapports Rb/Sr et Sm/Nd des basaltes étant faibles (ils tombent dans la gamme de reproductibilité des deux standards), aucune correction d'âge n'est nécessaire. Pour les phonolites et le trachyte, les rapports ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ mesurés ont été corrigés en fonction de leur âge K–Ar mesuré [11] ou présumé. Les résultats sont consignés dans le Tableau 2. Il est à noter que les données isotopiques combinées Sr–Nd que nous présentons ici sont les premières réalisées sur les laves différenciées du Velay.

Les basaltes étudiés montrent des compositions isotopiques mesurées comprises entre $0,70326 \pm 3$ et $0,70359 \pm 3$ pour Sr et entre $0,512862 \pm 6$ et $0,512956 \pm 9$ pour Nd (Tableau 2 ; Fig. 2), compa-

Tableau 1

Caractéristiques pétrographiques et géochimiques des échantillons étudiés. **bte** : basanite, **bas** : basalte, **haw** : hawaïte, **trach** : trachyte, **ph** : phonolite, **hyp** : hyperalcaline, **FK-Na** : feldspath sodio-potassique, **Pl** : plagioclase, **Hb br** : hornblende brune, **Aeg** : aegyrine, **Bi** : biotite, **Ha** : haityne, **Op** : opaque, **Sp** : sphène. Les éléments traces ont été dosés par ICP-MS (Isteem, Université de Montpellier), les majeurs par ICP-AES (Cerege, université d'Aix-Marseille 3). (*) : teneurs mesurées par dilution isotopique

Table 1

Petrographical and geochemical characteristics for studied samples

Référence	B4	BM	B2	B3	B1	DM	TOU	PGB	BO	PRA	TM	SA	MZ	GBJ	
Type pétrologique	bte	bte	bas	bas	haw	trach	ph	ph	ph	ph	ph	ph hyp	ph hyp	ph hyp	
%							20%	30%	30%	30%	20%	< 2%	< 5%	< 5%	< 5%
et nature des phénocristaux							FK-Na, Hb br, Pl, Bi, Aeg	FK-Na, Hb br, Op	FK-Na, Hb br, Op	FK-Na, Hb br, Op	FK-Na, Hb br, Op, Aeg	FK-Na Aeg	FK-Na Hb br	FK-Na Hb br	FK-Na Hb br
SiO ₂ %	43,7	43,91	44,58	45,69	46,74	64,00	57,24	59,00	59,00	58,40	56,27	58,60	60,52	60,15	
Al ₂ O ₃	13,5	14,6	14,30	14,43	16,08	18,2	21,8	20,35	19,90	20,70	21,1	20,28	20,4	20,00	
Fe ₂ O ₃	12,25	12,6	12,96	11,60	12,17	3,7	2,10	3,33	2,83	2,12	2,00	2,75	2,60	2,50	
MnO	0,21	0,18	0,18	0,18	0,19	0,07	0,09	0,11	0,14	0,12	0,14	0,17	0,11	0,13	
MgO	9,65	7,07	7,77	7,99	4,92	0,35	0,17	0,18	0,16	0,14	0,16	0,03	0,08	0,11	
CaO	10,05	9,50	9,60	9,40	8,31	1,18	1,17	1,08	1,17	0,69	1,06	0,55	0,73	0,84	
Na ₂ O	3,9	3,68	3,42	3,42	4,06	5,8	9,00	8,40	8,80	8,00	8,14	9,55	8,34	8,55	
K ₂ O	1,25	1,65	1,00	1,01	1,62	5,25	6,05	5,60	5,35	5,47	5,55	5,10	5,54	5,48	
TiO ₂	2,71	3,35	3,34	3,00	3,02	0,43	0,28	0,47	0,35	0,33	0,20	0,18	0,23	0,20	
P ₂ O ₅	0,98	0,98	0,70	0,73	0,97	0,17	0,10	0,09	0,10	0,09	0,06	0,05	0,07	0,08	
L ₂ O ₃	1,45	2,40	1,71	2,33	1,49	0,65	1,44	0,95	1,22	3,28	4,90	1,50	1,28	1,02	
Total	99,65	99,92	99,56	99,78	99,57	99,8	99,44	99,56	99,02	99,34	99,58	98,76	99,90	99,06	
[mg]	0,64	0,55	0,57	0,60	0,47	0,18	0,15	0,11	0,11	0,13	0,15	0,02	0,06	0,09	
Qz (norm.)						7,3									
Né (norm.)	11,8	8,7	5,1	3,2	4,0		23,5	15,0	16,1	13,1	17,7	18,9	12,3	13,6	
Rb (ppm)	67	67	47	60	51	168	201	245	278	216	236	309	270	236	
Sr	934	894	742	788	945	164	172	31,6	115	23,8*	18,1*	4,3*	6,5	8,3	
Ba	755	615	540	700	675	465	216	122	200	25	25	10	10	20	
La	62,6	51,5	39,51	50,0	53,9	91,7	81,7	107,3	119,7	105,3	90,9	136,9	128,7	134,8	
Ce	121,4	109,3	81,9	101,3	109,8	158,2	114,5	180,1	203,4	164,4	122,0	229,7	168,6	215,8	
Nd	53,5	52,7	40,1	47,0	52,0	51,7	22,9	45,5	51,6	31,1	17,9	55,2	38,9	47,9	
Sm	10,18	10,26	8,33	9,03	9,86	8,47	2,9	6,92	7,03	3,49	2,15	8,06	5,38	6,71	
Eu	3,19	3,23	2,68	2,86	3,08	1,43	0,78	1,14	0,99	0,55	0,39	0,70	0,75	0,97	
Tb	1,27	1,29	1,11	1,18	1,22	0,68	0,33	0,45	0,91	0,50	0,34	0,65	0,40	0,55	
Yb	2,23	2,23	2,02	2,14	2,45	3,47	2,24	3,79	4,76	4,03	3,25	6,48	4,00	4,95	
Lu	0,32	0,32	0,30	0,32	0,37	0,53	0,39	0,58	0,75	0,66	0,55	1,01	0,64	0,79	
Sc	20,0	20,0	22,0	20,0	13,0	2,2	0,4	0,2	0,6	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	
Cr	314	99	201	198	47	51	35	31	31	20	39	34	41	37	
Co	48	41	47	42	31										
Hf	6,2	7,8	5,4	6,5	6,5	13,1	14,9	17,6	20,7	20,6	21,2	28,4	18,4	22,5	

(continued on next page)

Tableau 1 (Continued)

Référence	B4	BM	B2	B3	B1	DM	TOU	PGB	BO	PRA	TM	SA	MZ	GBJ
Type pétrologique	bte	bte	bas	bas	haw	trach	ph	ph	ph	ph	ph	ph.hyp	ph.hyp	ph.hyp
%							30%	30%	30%	20%	< 2%	< 5%	< 5%	< 5%
et nature des phénocristaux						FK-Na, Hb br, Pl, Bi, Aeg	FK-Na, Hb br, Op, Ha, Sph	FK-Na, Hb br, Op	FK-Na, Hb br, Op	FK-Na, Hb br, Op, Aeg	FK-Na, Hb br, Aeg	FK-Na, Hb br	FK-Na, Hb br	FK-Na, Hb br
Ta	6,5	5,9	4,2	5,0	5,2	8,3	5,4	16,0	15,0	12,5	6,7	17,3	10,5	14,7
Nb	86	72			98	98	114	182	224	207	160	274	177	232
Zr	296	360			572	572	784	910	1145	1051	1177	1558	1001	1238
Y	32	31			31	31	17	33	46	32	21	54	38	44
Pb	6,4	8,6			15,8	15,8	10,2	18,3	15,6	15,5	13,7	20,8	16,6	16,6
U	3	3,0			3	3	3,3	8,1	9,8	5,3	8,8	12,8	7,1	6,1
Th	8,9	5,8			23,2	23,2	19,3	36,4	36,5	28,2	25,3	46,2	30,1	32,1

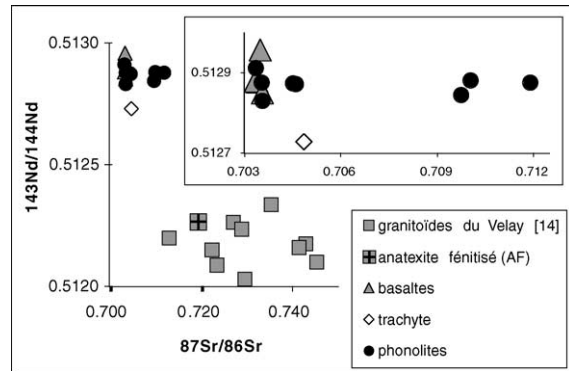


Fig. 2. Variations isotopiques du Nd et du Sr.

Fig. 2. Isotopic variations for Nd and Sr.

rables à celles déjà mesurées dans les basaltes mio-plio-quadernaires du Massif central [4,6,15,16] et du Languedoc [8].

Le trachyte se distingue des basaltes par un enrichissement en Sr radiogénique corrélé à un appauvrissement en Nd radiogénique (Fig. 2), rappelant les résultats obtenus sur des laves équivalentes du Cantal [6] et des monts Dore [1,3].

En ce qui concerne les phonolites, les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont homogènes (compris entre $0,512831 \pm 6$ et $0,512913 \pm 13$) et équivalents de ceux des basaltes, voire légèrement plus faibles (PGB, PRA). Quant aux rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux, ils évoluent entre 0,70335 et 0,71192 et ils tombent dans la gamme des valeurs précédemment obtenues par Hodges sur quelques phonolites du Velay [7]. On notera qu'ils sont indépendants du caractère hyperalcalin ou non des échantillons (Tableau 1). Si l'on se réfère au seul rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, trois groupes de phonolites peuvent être distingués (Fig. 3) :

- un premier groupe (TOU, BO, PGB), qui montre des compositions isotopiques identiques à celles des basaltes ;
- un deuxième groupe (PRA, SA, TM), fortement enrichi en Sr radiogénique ($0,709 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,712$) ;
- un troisième groupe (MZ, GBJ) se caractérisant par des compositions isotopiques intermédiaires entre les deux précédents groupes.

À noter que les roches du groupe 2 proviennent de trois protrusions voisines situées dans la partie la plus érodée du graben des Boutières.

Tableau 2
Composition isotopique et âge des échantillons étudiés

Table 2
Isotopic composition and age of the studied samples

		Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Âge (Ma)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _m	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Basaltes	B4	67	934	0,21	Quaternaire	0,70326 ± 3 [§]		0,512956 ± 9
	B3	60	788	0,22	10#	0,70344 ± 3		0,512877 ± 7
	B2	47	742	0,18	10#	0,70336 ± 2		0,512878 ± 7
	BM	67	894	0,22	11#	0,70343 ± 3		
	B1	51	945	0,16	11#	0,70359 ± 3		0,512862 ± 6
Trachyte	DM	167	193	2,5	9	0,70518 ± 2	0,70486	0,512727 ± 6
Phonolites								
Groupe 1	TOU	201	172	3,38	8,5	0,70376 ± 3 [§]	0,70335	0,512913 ± 13
	PGB	245	31,6	22,4	8,5#	0,70627 ± 2	0,70357	0,512831 ± 6
	BO	278	115	7,0	8,2	0,70437 ± 4 [§]	0,70355	0,512877 ± 11
Groupe 2	PRA	216	23,8	26,2	8–8,5#	0,71274 ± 6	0,70976 (8 Ma) 0,70957 (8,5 Ma)	0,512845 ± 11
	TM	236	18,1	37,7	6,5–8,5#	0,71327 ± 6	0,70979 (6,5 Ma) 0,70872 (8,5 Ma)	0,512881 ± 11
Groupe 3	SA	309	4,3	207,7	6,5	0,73109 ± 5	0,71192	0,512877 ± 9
	MZ	270	6,5	120,0	8	0,71825 ± 4	0,70462	0,512872 ± 8
	GBJ	236	8,3	82,2	8,2	0,71408 ± 4	0,70451	0,512875 ± 15
Anatexite fénitisée	AF	213	77			0,720366 ± 8	0,71963 (6,5 Ma)	0,512263 ± 9
Anatexite fraîche	ANF	170	156				0,71956 (8 Ma) ^O 0,71954 (8,5 Ma) ^O	//
Leucosome	LC	141	216				0,71959 (8 Ma) ^O 0,71958 (8,5 Ma) ^O	//
# Estimation à partir de critères de terrain						⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr pour SRM 987 = 0,71025 ± 3		
§ Moyenne de 2 mesures						¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd pour La Jolla = 0,511850		
O Valeurs calculées en postulant que ANF et LC avaient, à 6,5 Ma, la même composition isotopique que AF								

3. Discussion et conclusion

Les variations observées au sein des basaltes sont probablement liées, comme dans le Cantal [15,16], le Mont-Dore [3,4] et le Bas-Languedoc [8], à des hétérogénéités de source.

Le diagramme Sr–Th (Fig. 4) montre que trachyte et phonolites proviennent d’un fractionnement minéral massif (> 75 %, si l’on se réfère au Th). La très forte chute de teneur en Sr observée entre les laves intermédiaires et les roches les plus différenciées (d’environ 1300 ppm à moins de 200) n’est explicable qu’en termes de participation importante du plagioclase dans ce fractionnement [13].

En ce qui concerne le trachyte DM, la chute de teneur en Sr s’accompagne d’un enrichissement en Sr radiogénique et d’un appauvrissement en Nd radiogénique (Fig. 2), explicables en termes de contamination

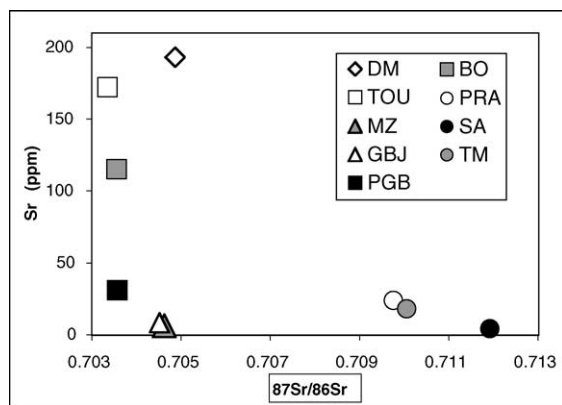


Fig. 3. Diagramme Sr (ppm)–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Fig. 3. Sr (ppm)–⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagram.

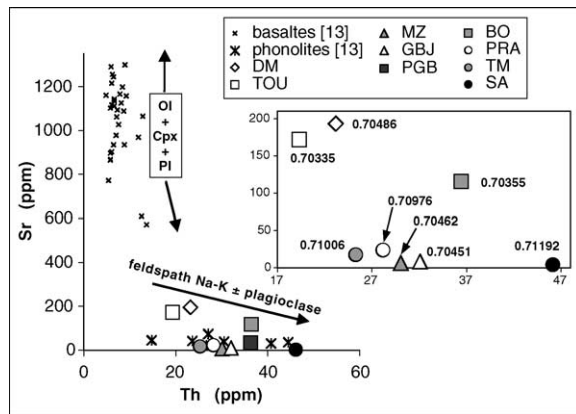


Fig. 4. Diagramme Sr–Th. Les chiffres portés en regard des échantillons correspondent à leurs rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

Fig. 4. Sr–Th diagram. The numbers are the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ratios of our selected samples.

par une roche du substratum. Cette contamination peut être indépendante (incorporation mécanique) ou non de la différenciation (modèle de type AFC). Pour tester ce dernier, nous avons utilisé les équations de De Paolo [5], en prenant comme magma initial un basalte ayant la composition moyenne des trois basaltes miocènes étudiés ($\text{Sr} = 808$ ppm; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70341$; $\text{Nd} = 47$ ppm; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51287$) et comme contaminant la gamme complète des granitoïdes du Velay [14]. Dans nos calculs, le coefficient de distribution global a été estimé à 2 pour le Sr, à 1 pour le Nd (valeurs proposées par Wilson et al. pour le Cantal [16]), et le taux de fractionnement a été fixé à 74 % (valeur calculée à partir de la teneur en Th de cette roche par rapport au magma supposé initial). Dans ces conditions, les rapports taux d'assimilation/taux de cristallisation estimés sont compris, suivant les granitoïdes, entre 0,08 et 0,20. Ce résultat (bien que le modèle AFC soit ici peu contraint) rappelle ceux obtenus pour les trachytes et les rhyolites des monts Dore [2,3] et du Cantal [16]. Il est, de plus, en accord avec les calculs que Hodges [7] avait effectués sur les trachytes du Velay à partir des seuls isotopes du Sr et qui concluaient à la présence, sous cette région, d'une chambre magmatique au sein de la croûte supérieure, hypothèse déjà proposée par Villemant et Treuil [13].

Au sein de l'ensemble des phonolites, on observe une forte augmentation de teneur en Th (de 19 à 46 ppm) (Fig. 4), qui ne peut s'expliquer que par un second fractionnement d'environ 60 % par rapport au

trachyte. On notera que cet enrichissement (que l'on retrouve aussi à l'aide de nombreux autres éléments incompatibles, Tableau 1) n'est que grossièrement corrélé à la diminution du Sr (de 172 à 4,3 ppm, Fig. 4) et qu'il n'est par ailleurs associé à aucune variation notable des teneurs en majeurs (Tableau 1). Le fractionnement d'un mélange de phases ayant une composition chimique globale voisine de celle du liquide (sanidine/anorthose et plagioclase sodique, avec un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ d'environ 1,6, équivalent à celui des phonolites) pourrait expliquer cette dernière particularité. La Fig. 4 suggère, par ailleurs, que c'est au cours de ce second fractionnement que les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des phonolites des groupes 2 et 3 ont été modifiés par rapport à ceux du groupe 1. L'absence de corrélation entre Th et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4) montre que cette contamination est variable d'une intrusion à l'autre, ce qui conduit à penser qu'elle est plutôt liée aux contextes locaux de mise en place qu'au séjour de ces magmas dans une chambre commune.

Dans ce schéma, les phonolites du premier groupe (même signature isotopique en Sr et Nd que les basaltes) peuvent être interprétées comme des produits de différenciation ultime d'un magma basaltique alcalin, protégés de toute contamination crustale. Leur fractionnement pourrait s'être produit, dans un premier temps, soit dans un réservoir crustal, à condition que le magma soit isolé de tout contact direct avec l'encaissant (par une bordure figée par exemple, ou par un plaquage de cumulat [3]), soit, plus simplement, dans un réservoir mantellique. Dans un second temps, c'est le développement massif de feldspaths sur les parois du conduit qui aurait protégé le magma de toute contamination durant sa remontée jusqu'en surface. Dans cette hypothèse, les légères variations isotopiques observées dans ce groupe, du même ordre que celle des basaltes, reflèteraient, comme pour ces derniers, des hétérogénéités de source.

Les phonolites des groupes 2 et 3 étant globalement plus pauvres en Sr (et plus riches en Nd) que celles du groupe 1, le fractionnement en feldspaths y a probablement été plus important. De plus, le découplage entre les deux systèmes isotopiques (enrichissement en Sr radiogénique, constance du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) illustré par la Fig. 2 exclut une assimilation crustale simple, comme dans le cas du trachyte. L'enrichissement en Sr radiogénique sans modification de la signature isotopique du Nd ne peut s'expliquer que si le

Tableau 3
Calcul des taux de contamination pour les phonolites du groupe 1 par mélange simple

Table 3
Assimilation rate calculation by simple mixing model for the phonolites of group 1

	Lave (valeurs mesurées)	Contaminant	Composition supposée de la lave avant contamination	Lave (valeurs calculées)
SA (6,5 Ma)				
		AF		
Sr (ppm)	4,3	77	2,1	4,3
Nd (ppm)	55,2	18,4	55,2	54,1
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i	0,71192 ± 5	0,71963	0,70339	0,71190
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd	0,512877 ± 9	0,512263	0,512877	0,512870
% respectifs		2,9	97,1	
ANF				
Sr (ppm)		156	2	4,1
Nd (ppm)		26,4	55,2	54,8
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i		0,71963	0,70339	0,71192
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd		0,512263	0,512877	0,512873
% respectifs		1,4	98,6	
PRA (8,5 Ma)				
		ANF		
Sr (ppm)	23,8	156	15,6	23,8
Nd (ppm)	31,1	26,4	31,1	30,8
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i	0,70957 ± 5	0,71954	0,70339	0,70958
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd	0,512845 ± 11	0,512263	0,512845	0,512816
% respectifs		5,8	94,2	
PRA (8,5 Ma)				
		LC		
Sr (ppm)		216	15,4	23,8
Nd (ppm)		8,8	31,1	30,2
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i		0,71958	0,70339	0,70956
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd		0,512263	0,512845	0,512838
% respectifs		4,2	95,7	
TM (8,5 Ma)				
		LC		
Sr (ppm)	18,1	216	12,4	18
Nd (ppm)	17,9	8,8	17,9	17,6
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i	0,70872 ± 6	0,71958	0,70339	0,70873
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd	0,512881 ± 11	0,512263	0,512881	0,512873
% respectifs		2,7	97,3	
TM (6,5 Ma)				
		LC		
Sr (ppm)	18,1	216	11,3	18
Nd (ppm)	17,9	8,8	17,9	17,6
⁸⁷ / ₈₆ Sr _i	0,70979 ± 6	0,71963	0,70339	0,70978
¹⁴³ / ₁₄₄ Nd	0,512881 ± 11	0,512263	0,512881	0,512871
% respectifs		3,3	96,7	

contaminant est fortement enrichi en Sr radiogénique et que le rapport $Nd_{(contaminant)}/Nd_{(lave)}$ est voisin de 1. Dans ce cas, plus le rapport $Sr_{(contaminant)}/Sr_{(lave)}$ est élevé, plus la contamination sera efficace.

Nous avons pris comme exemple la phonolite SA, qui est à la fois la plus appauvrie en Sr, la plus enrichie en Sr radiogénique et la seule datée avec exactitude (6,5 Ma). L'encaissant direct de cette intrusion est une anatexite qui a subi une forte altération hydrothermale se traduisant par une kaolinisation des feldspaths, une dissolution partielle du quartz et une déstabilisation des biotites (fénitisation) [9–11]. Ces transformations sont liées à la percolation de fluides et/ou de gaz issus du magma phonolitique, et elles ont vraisemblablement précédé en partie sa mise en place. Nous avons mesuré la composition d'un échantillon de cette roche fénitisée (échantillon AF, $Sr = 77,4$ ppm, $Nd = 18,4$ ppm, [Tableau 2](#)). Dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ ([Fig. 2](#)), elle ne se distingue pas isotopiquement de l'ensemble des granitoïdes du Velay ; seule sa teneur en Sr est significativement plus faible ($109 < Sr \text{ (ppm)} < 896$). Afin de savoir si cette faible teneur était originelle ou liée à l'interaction avec le magma phonolitique, nous avons analysé un échantillon de la même roche prélevé à 15 m du contact et exempt de trace de fénitisation (échantillon ANF, [Tableau 2](#)). Ses plus fortes teneurs en Sr (156 ppm) et en Nd (26,4 ppm) montrent que la fénitisation est probablement responsable de modifications chimiques importantes. Si l'on accepte l'idée que la contamination du magma phonolitique est contemporaine de sa mise en place, le magma SA pourrait avoir été contaminé, soit par AF, soit par ANF. Nous avons testé un modèle de contamination simple, considérant que le magma SA avait un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ égal à celui du basalte miocène moyen (0,70339 à 6,5 Ma), que sa teneur en Nd et son rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ étaient déjà ceux mesurés dans la lave (55,2 ppm et $0,512877 \pm 9$) et qu'enfin sa teneur en Sr était inférieure à celle mesurée (4,3 ppm). Nous avons aussi postulé pour ce calcul que AF et ANF avaient, à 6,5 Ma, la même signature isotopique. Dans le cas où AF est le contaminant, le résultat est optimal avec une teneur en Sr avant contamination égale à 2,1 ppm et un taux de contamination de 3 % ; dans celui où ANF est le contaminant, le résultat est optimal avec une teneur initiale en Sr de 2 ppm et un taux de contamination de 1,4 % ([Ta-](#)

[bleau 3](#)). Dans les deux cas, les teneurs en Nd et les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ restent inchangés.

Les protrusions PRA et TM ne semblent pas présenter d'auréole de fénitisation. Nous n'avons pas pu analyser leur encaissant direct (roches trop altérées). Cependant, afin de tenir compte de l'hétérogénéité inhérente à tout socle anatectique, nous avons analysé un faciès granitique équant, plus feldspathique que ANF, et contenant de la cordiérite (leucosome), faciès qui, dans le graben des Boutières, est souvent dominant (échantillon LC, [Tableau 2](#)). Sa haute teneur en Sr (216 ppm) et sa pauvreté en Nd (8,8 ppm) le distinguent clairement de l'anatexite ANF. Comme le montre le [Tableau 3](#), les signatures isotopiques de PRA et de TM peuvent être obtenues de manière optimale avec une contamination par le granite LC : contamination d'environ 4 % pour PRA (avec une teneur en Sr du magma avant contamination voisine de 15 ppm), et cela, que la roche ait 8,5 ou 8 Ma ; contamination d'environ 3 % pour TM (avec une teneur en Sr du magma avant contamination voisine de 12 ppm), et cela, que la roche ait 8,5 ou 6,5 Ma. Dans les deux cas, une contamination avec ANF modifierait trop les rapports isotopiques du Nd pour être retenue.

En ce qui concerne les phonolites du groupe 3, la même approche conduit à estimer des taux de contamination très bas (0,2 % pour MZ, 0,3 % pour GBJ), aussi bien avec ANF que LC comme contaminant. Il est intéressant de noter que, si l'on envisage une contamination du même ordre de grandeur dans les phonolites du groupe 1, considérées comme non contaminées, les rapports isotopiques du Sr (et du Nd) restent inchangés. Ceci est bien sûr dû aux fortes teneurs en Sr et en Nd de ces laves. De même, dans les laves basaltiques, une contamination par l'anatexite ou le leucosome avec des taux aussi faibles serait isotopiquement indétectable ; elle ne deviendrait repérable qu'à partir d'un taux de 2 %.

Remerciements

Nous remercions Delphine Bosch et Simone Pourtales pour leur participation à la partie analytique de ce travail, ainsi que René Maury et Benoît Villemant pour la revue critique du manuscrit.

Références

- [1] D. Briot, Genèse d'une série alcaline intraplaque continentale. Etude géochimique (éléments traces et isotopes Sr, Nd, O) du volcan des monts Dore (Massif central français), thèse, université Clermont-Ferrand-2, 1988, 191 p.
- [2] D. Briot, Magma mixing versus xenocryst assimilation: the genesis of trachyandesites in Sancy volcano, Massif Central, France, *Lithos* 25 (1990) 227–241.
- [3] D. Briot, J.-M. Cantagrel, C. Dupuy, R.S. Harmon, Geochemical evolution in crustal magma reservoirs: trace element and Sr–Nd–O isotopic variations in two continental intraplate series at Monts Dore, Massif central, France, *Chem. Geol.* 89 (1991) 281–303.
- [4] D. Briot, Relationships between isotope geochemistry of basic lavas, time, location and mantle upwelling: basalts from the French Massif Central (FMC), in: *ICOG*, vol. 8, Berkeley, 1994, p. 40.
- [5] D.J. De Paolo, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.* 53 (1981) 189–202.
- [6] H. Downes, Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, Cantal, Massif Central, France, *Earth Planet. Sci. Lett.* 69 (2) (1984) 321–334.
- [7] S. Hodges, Petrogenesis of the phonolitic rocks of the Velay Oriental, France, PhD thesis, Oxford University, UK, 1991, 207 p.
- [8] J.-M. Liotard, L. Briquieu, J.M. Dautria, B. Jakni, Basanites et néphélinites du Bas-Languedoc (France) : contamination crustale et hétérogénéité de la source mantellique, *Bull. Soc. géol. France* 170 (1999) 423–433.
- [9] J. Mergoïl, Gisement en filons annulaires de phonolites du Velay (Massif central français), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 267 (1968) 12–14.
- [10] J. Mergoïl-Daniel, H. Labernardière, J. Maisonneuve, Episyénites-fénites et sources de l'uranium, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 302 (5) (1986) 227–232.
- [11] J. Mergoïl, P. Boivin, J.-L. Blès, J.-M. Cantagrel, M. Turland, Le Velay, son volcanisme et les formations associées, *Géol. France, BRGM* 3 (1993) 3–96.
- [12] C. Pin, Essai sur la chronologie et l'évolution de la chaîne hercynienne d'Europe, thèse, université de Clermont-Ferrand, 1989, 470 p.
- [13] B. Villemant, M. Treuil, Comportement des éléments traces et majeurs dans la série alcaline du Velay ; comparaison avec la chaîne des Puys (Massif central, France), *Bull. Mineral.* 106 (1983) 465–486.
- [14] B.J. Williamson, H. Downes, M.F. Thirwall, The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France, *Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sci.* 83 (1992) 235–245.
- [15] M. Wilson, H. Downes, Tertiary–Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe, *J. Petrol.* 32 (1991) 811–849.
- [16] M. Wilson, H. Downes, J.M. Cebria, Contrasting fractionation trends in coexisting continental alkaline series: Cantal, Massif Central, France, *J. Petrol.* 36 (1995) 1729–1753.