

Conditions d'alimentation et vulnérabilité des sources de bout de coulées volcaniques de la Chaîne des Puys : exemple du bassin d'Argnat¹

Hélène Celle-Jeanton², Guillaume Bertrand³, Sébastien Looek⁴, Frédéric Huneau⁵.

Introduction

Les ressources en eau souterraine de la Chaîne des Puys, bien que de bonne qualité, sont fragiles car de plus en plus sollicitées pour les activités anthropiques et principalement pour l'alimentation en eau potable (AEP). Cette fragilité se manifeste particulièrement en bout de coulée, la pression anthropique augmentant d'amont en aval. Il est par conséquent nécessaire de mieux connaître ces ressources, en précisant notamment les conditions d'écoulement au sein des formations volcaniques, afin de mieux les protéger et d'organiser leur gestion.

Ces conditions d'écoulement dépendent essentiellement de la nature et de la structure des terrains dans lesquels circule l'eau. Une bonne connaissance de la géologie des bassins versants (coulées, cônes de scories, dômes) est donc fondamentale pour contraindre les modalités de recharge des aquifères en milieu volcanique et ainsi définir les périmètres de protection des captages destinés à l'AEP. Cette eau, autrefois captée aux émergences situées en bout de coulée, est aujourd'hui essentiellement prélevée par le biais de galeries souterraines (galeries du Goulet de Volvic, de la Louchadière, d'Argnat...).

La galerie des Grosliers (Livet, 2001), localisée dans le bassin d'Argnat (Fig. 1), l'une des 10 entités hydrogéologiques de la Chaîne des Puys, fut dans un premier temps utilisée pour l'AEP mais ensuite abandonnée au profit de la galerie d'Argnat, creusée en amont, en raison d'une qualité régulièrement déficiente (concentrations élevées en nitrates). La galerie des Grosliers, partiellement fondée dans un paléothalweg, permet un accès direct à la zone saturée (ZS) et à la zone non saturée (ZNS) de la coulée Saint-Vincent. Des prélèvements de pluies, eaux de la zone non saturée et eaux de la zone saturée, ont été réalisés en vue d'une analyse multicritères hydrodynamiques, chimiques et isotopiques, permettant de mieux comprendre l'influence de la structure des coulées sur la qualité de l'eau souterraine en milieu volcanique, d'appréhender le rôle de la zone non saturée et ainsi de donner des pistes de réflexion quant à la détermination des périmètres de protection.

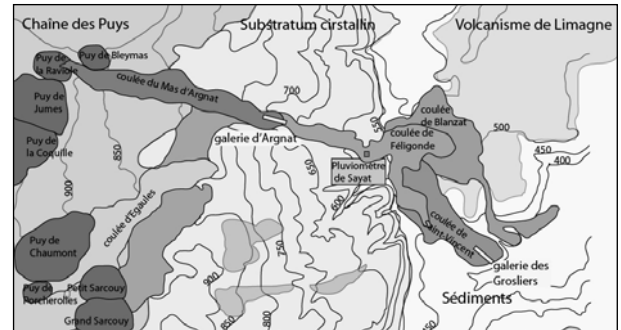


Figure 1. Carte géologique simplifiée du bassin d'Argnat et localisation du pluviomètre de Sayat et des galeries des Grosliers et d'Argnat.

Matériaux volcaniques et potentiel aquifère

Les matériaux volcaniques présentent une grande variété de structures : coulées plus ou moins fracturées, scories poreuses... Ils offrent par conséquent un paysage hydrogéologique très varié, depuis des formations imperméables (Sancy et Cantal) jusqu'aux formations très perméables de la Chaîne des Puys et du Devès (Livet, 2006). Il apparaît donc fondamental de connaître en détail la géologie régionale et locale afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique des coulées volcaniques.

Le captage des Grosliers appartient aux formations géologiques de la Chaîne des Puys. Celle-ci s'est surimposée au relief de socle préexistant et constituant le plateau des Dômes, massif granitique pénéplané qui domine l'importante fosse d'effondrement de la Limagne à l'est et un relief en pente douce à l'ouest. Les premières manifestations volcaniques de la Chaîne des Puys apparaissent au Quaternaire et sont liées au contrecoup du plissement alpin (De Goër et Mergoïl, 1971). C'est manifestement la réactivation des anciennes fractures hercyniennes qui a rendu possible l'ascension des magmas (Camus, 1975).

L'ensemble des produits émis par ces éruptions peut se classer en 2 types : 1) des scories, matériaux poreux dont sont constitués les cônes volcaniques, 2) des laves se mettant en place en fin d'activité éruptive et s'écoulant sous forme d'un magma fluide guidé par la topographie. Ces laves s'écoulent plus ou moins loin de leurs points d'émission selon leur viscosité, emportant parfois des

1. Commune de Sayat à 8 km au NO de Clermont-Ferrand, 63.

2. Université de Clermont-Ferrand, LMV-CNRS UMR 6524, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France, courriel. : h.celle-jeanton@opgc.u-bpclermont.fr

3. Idem 2.

4. Idem 2.

5. Université Bordeaux-1, GHYMAC Géosciences Hydrosociences, B18 avenue des Facultés, 33405 Talence, France, courriel. : fhuneau@ghymac.u-bordeaux1.fr

matériaux scoriacés. En refroidissant, ces laves basaltiques (coulée de Saint-Vincent, voir Fig. 1) ou trachybasaltiques (Coulée de Féligonde, voir Fig. 1) se fissurent et se figent en masse.

Cet empilement de matériaux diversifiés et perméables confère à la Chaîne des Puys un environnement très favorable à l'existence de nappes souterraines. L'intégralité de la pluie s'infiltré et percole jusqu'au socle où les eaux infiltrées rejoignent le cœur de la paléovallée pour former une nappe de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Les exutoires naturels sont représentés par des sources qui s'écoulent soit aux extrémités de coulées soit sur les flancs des coulées. La grande régularité de ces sources volcaniques est associée à la capacité tampon des scories jouant un rôle de réservoir. Les coulées fissurées sont quant à elles caractérisées par une perméabilité en grand permettant des écoulements rapides, notamment à l'extrémité des coulées, dans des secteurs en général dépourvus de scories, exceptés les niveaux scoriacés inter-coulées (Livet, 2006).

Du point de vue de la structure, deux grandes familles de coulées sont décrites : aa et pahoehoe, termes hawaïiens utilisés en volcanologie moderne depuis 1953 (MacDonald) pour décrire, dans un premier temps, différentes morphologies de surface. Les coulées aa possèdent une surface rugueuse constituée de scories (ou clinkers) alors que les coulées pahoehoe ont une surface lisse sans scories. Dans un deuxième temps, cette distinction a permis de souligner l'existence de modes de mise en place différents : les coulées aa avancent de façon massive avec des scories se formant à leurs surfaces et basculant à leurs bases selon l'avancement de la chenille d'un tank, alors que les coulées pahoehoe se forment par bourgeonnements successifs de lobes sujets à une inflation endogène (Hon *et al.*, 1994 ; Self *et al.*, 1998). Ces différences dans les modes de mise en place vont également se retrouver dans les structures internes des coulées et ainsi dans les circulations d'eau souterraine au sein de tels aquifères (Kiernan *et al.*, 2003).

Les coulées aa sont constituées par des scories vésiculées sommitales, une partie massive le plus souvent prismée, et éventuellement par des scories basales qui sont en fait des scories sommitales basculées (Fig. 2). L'eau va d'abord s'infiltrer dans les scories sommitales, puis percoler par les fissures de contraction thermique séparant chaque prisme, avant de s'accumuler dans les scories basales pour constituer la zone saturée de l'aquifère, au contact d'un substratum imperméable. C'est dans ce type de lave que se retrouve l'essentiel des aquifères des coulées de la Chaîne des Puys (Nugère, Louchadière, Tiretaine, Pariou...).

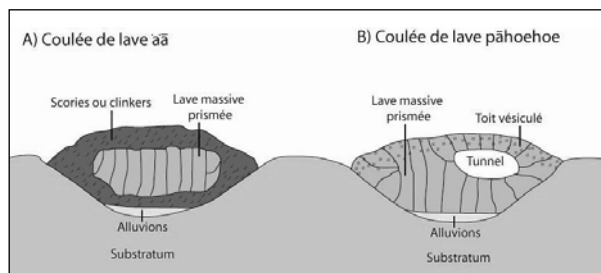


Figure 2. Schéma structural d'une coulée aa et pahoehoe.

Les coulées pahoehoe ne présentent pas de scories à leur toit, mais une partie massive comportant des vésicules sans continuité hydraulique (Aubele *et al.*, 1988). Cette partie massive est, comme pour les coulées aa (voir Fig. 2), fréquemment prismée mais peut également présenter de longues galeries appelées tunnels de lave (Kiernan *et al.*, 2003). L'eau peut s'infiltrer uniquement si la coulée est prismée ou présente des fissures d'inflation (fissures acquises lors de la pression de lave chaude sous la lave solide refroidie). Cette eau pourra ensuite s'accumuler dans des tunnels, sièges d'écoulements chenalés assimilables au fonctionnement de conduits karstiques avec des débits très fluctuants dépendants des précipitations (Kiernan *et al.*, 2003), ou alors sous la coulée, par exemple au niveau d'alluvions perméables, formant ainsi une zone saturée dont l'écoulement est régulé dans le temps comme pour les coulées aa. Des travaux récents (Loock, 2008) ont également montré qu'une structure pahoehoe peut contenir un aquifère si la coulée possède à sa base des scories formées *in situ* par fragmentation phréatomagmatique de la lave avec l'eau de la vallée empruntée. C'est ainsi qu'a pu se former le seul aquifère abrité par une coulée pahoehoe dans la Chaîne des Puys : la coulée de Saint-Vincent. Elle abrite la galerie des Grosliers, où une zone saturée s'est constituée dans ces scories atypiques qui se sont mises en place sur des alluvions marneuses imperméables.

Origine de l'eau de la zone non saturée

Du point de vue de l'hydrodynamique, les débits ont été suivis de décembre 2005 à juin 2007. Les débits quotidiens de la ZS (Zone Saturée) sont mesurés à l'aide d'un limnimètre à flotteur THALY.HY.10 avec une précision de 1 cm, positionné au niveau d'un seuil jaugé canalisant la totalité de l'eau de la ZS des Grosliers. En ce qui concerne la ZNS (Zone Non Saturée), un récipient collecteur a été placé sous le suintement le plus important de la galerie. Les débits hebdomadaires de ZNS sont ainsi mesurés par jaugeage capacitif.

Données hydrologiques

La figure 3 montre le hyétogramme à Sayat et les hydrogrammes de la ZS et de la ZNS de la galerie des Grosliers (Déc-05/Juin-07). Les deux hydrogrammes de la ZNS et de la ZS sont lissés par rapport au hyétogramme. Le signal d'entrée très variable des précipitations est donc atténué en pénétrant les aquifères volcaniques de la Chaîne des Puy. Cette atténuation met en cause une infiltration lente, associée à la capacité de régulation des scories (présentes au niveau des cônes ou en périphérie des coulées) jouant un rôle de réservoir (Josnin *et al.*, 2007). Elle est attestée par le débit constant (8.2l/s) de la ZS en période de basses eaux, alors que l'infiltration efficace chute. La ZNS en revanche se vidange progressivement traduisant une alimentation prépondérante lors des mois les plus humides. On observe un décalage T d'environ 3 semaines entre les débits maximaux de la ZS et de la ZNS, le débit maximum de la ZNS apparaissant après celui de la ZS. Il n'y a donc pas de relation directe verticale entre Pluie, ZNS et ZS.

Isotopes stables de la molécule d'eau

La figure 4 présente les données en oxygène-18 et deutérium collectées pour la pluie à Sayat et l'eau de la ZS des Grosliers pour la période avril-06/avril-07. Elle permet de définir la droite météorique locale : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 8,14$ à partir des données de pluies. Les eaux de la zone saturée des Grosliers présentent une valeur moyenne qui se positionne sur cette droite, montrant ainsi l'origine météorique des eaux souterraines.

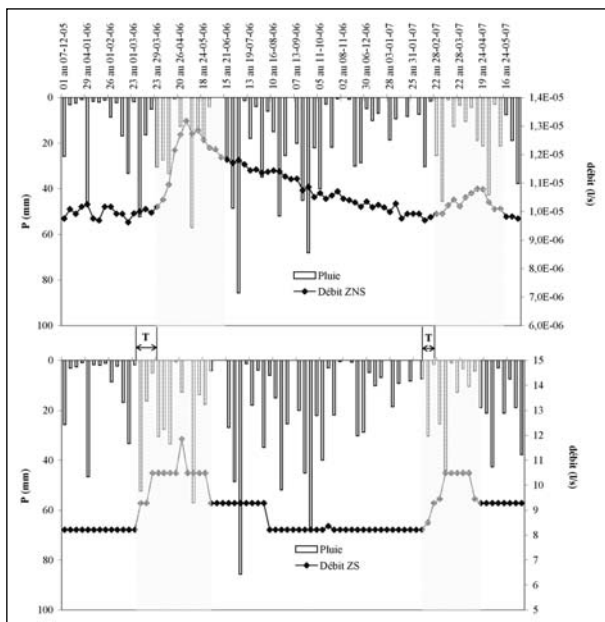


Figure 3. Hyétogramme des pluies à Sayat et hydrogrammes de la zone non saturée (ZNS) et de la zone saturée (ZS) des Grosliers (Dec-05/Juin 07).

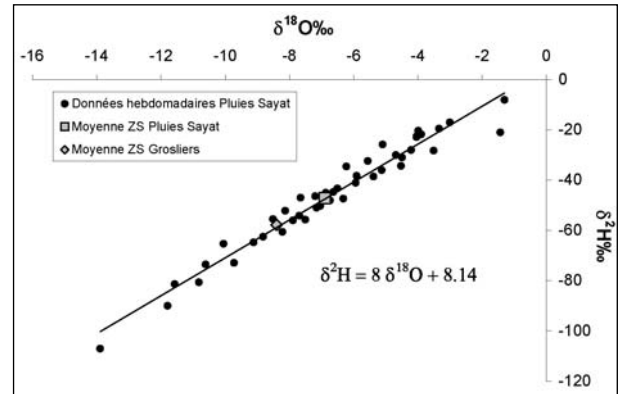


Figure 4. Droite météorique locale et signature de la zone saturée (ZS) des Grosliers.

Compte tenu de la dépendance des isotopes vis-à-vis de la température (Dansgaard, 1964 ; Fritz et Fontes, 1980), les teneurs en isotopes stables des eaux de pluie varient en fonction de l'altitude. Il en résulte la possibilité de déterminer l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation d'une source minérale en tenant compte du gradient isotope stable/altitude. Ce gradient, de $-0,28 \delta^{18}\text{O} / 100 \text{ m}$, a été défini par Barbaud (1983) pour le bassin de Volvic.

À partir des teneurs isotopiques moyennes déterminées pour la pluie efficace s'infiltrant sur le bassin d'Argnat (Tabl. 1), nous pouvons déterminer les aires de recharge de la ZNS et la ZS des Grosliers, à des altitudes respectivement de 760 m et 980 m. L'altitude de recharge obtenue pour la ZS est cohérente avec une infiltration majoritaire sur les cônes scoriacés, le point culminant du bassin d'Argnat étant localisé à 1159 m. La recharge de la ZNS se fait quant à elle à une altitude supérieure à 420 m montrant ainsi une alimentation liée en grande majorité, non à des infiltrations verticales, mais à des circulations horizontales.

Carbone-13

Cette observation est confirmée par les données en **carbone-13**, la valeur moyenne en carbone-13 calculée pour la ZNS étant de $-12,9 \pm 1,3 \delta^{13}\text{C}\%$, très proche de celle mesurée pour la ZS ($-12,5 \pm 1,2 \delta^{13}\text{C}\%$). Les rapports isotopiques en carbone-13 sont suffisamment contrastés pour préci-

	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$
Pluie Sayat (z = 550m)	-6,9	-47,2
Infiltration efficace pour une altitude moyenne du BV (z = 811m)	-8,3	-57,8
ZNS Grosliers (z = 420m)	-8,1	
ZS Grosliers (z = 420m)	-8,8	-58,5

Tableau 1. Teneurs isotopiques des différents compartiments du bassin hydrogéologique d'Argnat (avril-06/avril-07).

ser l'origine du Carbone Inorganique Total Dissous (CITD) dans l'eau de la ZNS. Ainsi, la composition du CO_2 du sol est très proche de celle de ses contributeurs biologiques (Amundson *et al.*, 1998). En climat tempéré, les rapports isotopiques produits par la matière organique, issue de la quasi-totalité des plantes, sont proches de $-27 \delta^{13}\text{C}\%$ VPDB¹ (Deines, 1980). La signature isotopique du gaz du sol ressort alors entre -25 et $-22 \delta^{13}\text{C}\%$ (Bakalowicz, 1979) par suite d'un enrichissement de $4,4\%$ entre gaz du sol et matière organique (Cerling, 1984). Le CITD présente alors des valeurs comprises entre -17 et $-14 \delta^{13}\text{C}\%$, compte tenu des facteurs de fractionnement intervenant lors de l'hydratation du CO_2 gazeux et de sa dissociation en bicarbonates et carbonates (Clark et Fritz, 1997). Un enrichissement par rapport à ces valeurs, compte tenu du contexte silicaté dans lequel évoluent les eaux souterraines, peut être dû à un dégazage du CO_2 présent dans l'eau, une contribution de CO_2 atmosphérique caractérisé par des valeurs moyennes de $-8 \delta^{13}\text{C}\%$ (Levin *et al.*, 1995) ou à un apport de CO_2 d'origine profonde (Camus, 1993) dont le $\delta^{13}\text{C}$ a été mesuré à $-6,6 \pm 0,8\%$ dans le Massif central (Batard *et al.*, 1982). Cette dernière hypothèse ne peut être retenue pour expliquer les variations de carbone-13 dans la ZNS.

La figure 5 montre les variations de carbone-13, $\text{pCO}_{2\text{eq}}$, conductivité électrique (C.E.) dans la ZNS des Grosliers. Les valeurs estivales, plus minéralisées, sont appauvries en carbone-13 (minimum de $-15,6 \delta^{13}\text{C}\%$ pour la semaine du 20 au 26/07/06) et caractérisées par une $\text{pCO}_{2\text{eq}}$ plus élevée. Si l'hypothèse d'un milieu uniquement ouvert sur le CO_2 biogénique est validée pour la période du 11/5/06 au 18/10/06, plusieurs processus peuvent expliquer les valeurs des périodes plus froides 30/03/06-10/05/06 et 19/10/06-07/02/07. Ainsi, un dégazage du CO_2 présent dans l'eau peut se produire en hiver suite à une diffusion de l'air souterrain relativement chaud, dans l'atmosphère (Matsuoka *et al.*, 2001 ; Quinn, 1988). La diminution de la conductivité électrique observée à partir du 19/10/06 sur la figure 6 ne vérifie pas cette hypothèse, le dégazage se produisant en général sans modification de la minéralisation. La précipitation de minéraux carbonatés pourrait en revanche entraîner une baisse de la minéralisation. Cependant, la sous-saturation systématique de l'eau de la ZNS par rapport à la calcite et à la dolomite ne confirme pas cette hypothèse. Amiotte-Suchet *et al.* (1999) indiquent une possibilité d'équilibration isotopique entre le CO_2 biogénique dissous dans l'eau et le CO_2 atmosphérique, caractérisé par des valeurs moyennes de $-8 \delta^{13}\text{C}\%$, parvenant à pénétrer dans le sol. Ce mécanisme est cohérent avec les variations saisonnières de $\text{pCO}_{2\text{eq}}$ dans le sol. En été, la mise en solution du CO_2 biogénique augmente en raison d'une

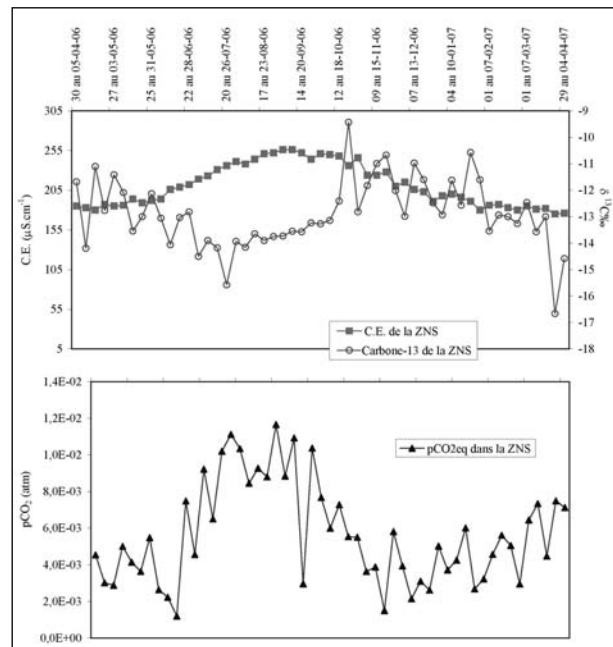


Figure 5. Variations du $\delta^{13}\text{C}\%$, de la conductivité électrique (E.C.) et de la $\text{pCO}_{2\text{eq}}$ de la zone non saturée (ZNS) des Grosliers (avril-06/avril-07).

plus grande activité métabolique des microorganismes et provoque une augmentation de la minéralisation. En hiver, l'air atmosphérique pénètre plus facilement dans le milieu souterrain lorsqu'il est plus froid que ce dernier (Matsuoka *et al.*, 2001 ; Quinn, 1988) entraînant ainsi un enrichissement en carbone-13.

Conclusions

Cette étude permet de mettre en évidence le rôle de la zone non saturée dans l'alimentation de la zone saturée des aquifères volcaniques. Il apparaît ainsi que le schéma d'une alimentation verticale n'est pas simple et que le comportement de la zone non saturée se rapproche de celui d'un aquifère perché. Ainsi le débit de la ZNS est toujours alimenté même lors d'un arrêt d'alimentation de plusieurs jours consécutifs. La régularité des débits par rapport au signal d'entrée montre une alimentation en provenance d'un réservoir de grande capacité, situé en amont du point de prélèvement. Le carbone-13, dont les valeurs sont liées à une contribution mixte CO_2 biogénique/ CO_2 atmosphérique, présente une valeur approximative de $-12 \delta^{13}\text{C}\%$ équivalente à celle de la ZS, confirmant ainsi ces observations. Ces résultats ne sont pas cohérents avec la structure particulière de la coulée Saint-Vincent, la zone non saturée des coulées pahoehoe étant constituée de lave massive, fissurée, d'où sont absentes les scories. Dans ce cas, l'existence d'un aquifère perché ne peut s'expliquer que par des circulations superposées à l'intérieur

1. Vienna Pee Dee Belemnites.

même de la coulée basaltique, qui s'avère ainsi hétérogène du point de vue des caractéristiques physiques et donc de l'hydrodynamique.

Ces écoulements superposés ont des conséquences en termes de protection des captages. En effet, la pression anthropique sur les bassins versants volcaniques est notamment forte en bout de coulée, là où le relief et le climat plus cléments ont favorisé le développement de zones urbaines plus ou moins étendues. Les émergences de bout de coulée sont actuellement abandonnées, en raison de la forte pression anthropique s'exerçant à l'aplomb des points de captages, au profit de galeries creusées plus en amont des bassins versants. Ces captages de basse altitude sont cependant susceptibles de fournir des débits non négligeables, pouvant éventuellement être utilisés si une nouvelle définition des périmètres de protection, tenant compte d'une alimentation de la ZNS par des zones très en amont des points de captage, peut être envisagée.

Bibliographie

- Amiotte-Suchet P., Aubert D., Probst J.-L., Gauthier-Lafaye F., Probst A., Andreux F., Viville D., 1999 : $\delta^{13}\text{C}$ pattern of dissolved inorganic carbon in a small granitic catchment: the Strengbach case study Vosges mountains, France. *Chemical Geology* 159, 129-145.
- Amundson R., Stern L., Baisden T., Wang Y., 1998 : The isotopic composition of soil and soil-respired CO_2 . *Geoderma* 82, 83-114.
- Aubele J.-C., Crumpler, L.-S., Elston, W.E., 1988 : Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 349-374.
- Bakalowicz M., 1979 : Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doctorat État Sciences Naturelles, Université Paris VI, 269 p.
- Barbaud J.-Y., 1983 : Étude chimique et isotopique des aquifères du nord de la Chaîne des Puys. Temps de transit et vulnérabilité des systèmes de Volvic et d'Argnat. Thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Avignon, 209 p.
- Batard F., Baudron J.-C., Bosh B., Marce A., Risler J.-J., 1982 : Isotopic identification of gases of a deep origin in French thermomineral waters. *Journal of Hydrology* 56, 1-21.
- Camus G., 1975 : La Chaîne des Puys (Massif central français), étude structurale et volcanologique. Thèse d'État, UER Sciences exactes et naturelles, Université de Clermont-Ferrand, 322 p.
- Camus G., Michard G.P.O., Boivin P., 1993 : Risque d'éruption gazeuse carbonique en Auvergne. *Bull. Soc. Géol. France* 164 (6), 767-781.
- Cerling T.-E., 1984 : The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *EPSL* 71, 229-240.
- Clark I.-D., Fritz P., 1997 : Environmental isotopes in hydrogeology, New York, Lewis Publishers, 328 p.
- Dansgaard W., 1964 : Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.
- Deines P., 1980 : The isotopic composition of reduced organic carbon, Vol. 1. In: Fritz P., Fontes J.-C. Eds., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, New York, 329-406.
- De Goër H., Mergoil J., 1971 : Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. *Symp. J. Jung.*, Plein Air Service, Clermont-Ferrand, 345-375.
- Fritz P., Fontes J.-C., 1980 : *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Vol 1, The Terrestrial Environment, B., Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 545 p.
- Hon K., Kauahikaua J., Denlinger R., Mackay K., 1994 : Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows : Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 351-370.
- Josnin J.-Y., Livet M., Besson J.-C., 2007 : Characterizing unsaturated flow from packed scoriated lapilli: Application to Strombolian cone hydrodynamic behaviour. *Journal of Hydrology* 335, 225-239.
- Kiernan K., Wood C., Middleton G., 2003 : Aquifer structure and contamination risk in lava flows : insights from Iceland and Australia. *Environmental Geology* 43, 852-865.
- Levin I., Graul R., Trivett N.B.A., 1995 : Long-term observations of atmospheric CO_2 and carbon isotopes at continental sites in Germany. *Tellus*, 47B, 23-34.
- Livet M., 2001 : Captages d'Argnat et des Grosliers. Avis sur les mesures de protection. Rapport d'hydrogéologue agréé, émis dans le cadre de l'établissement des périmètres de protection des captages d'Argnat et des Grosliers, SIAEP Basse-Limagne, Maringues, 44 p.
- Livet M., 2006 : La Chaîne des Puys. Chapitre VIII de « Aquifères et eaux souterraines en France », ouvrage collectif sous la direction de Roux J.-C., brgméditations, 530-536.
- Loock S., 2008 : Cinématique, déformation et mise en place des laves. Thèse, Université de Clermont-Ferrand, France, 218 p.
- MacDonald G.-A., 1953 : Pahoehoe, aa and block lava. *Am. J. Sci.* 251, 169-191.
- Matsuoka J., Kano A., Oba T., Watanabe T., Sakai S. and Seto K., 2001 : Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth Planet Science Letters*, 192, 31-44.
- Quinn J.A., 1988 : Relationship between temperature and radon levels in Lehman caves, Nevada. *US Natl. Speleol. Soc. Bull.*, 50, 9-63.
- Self S., Keszthelyi L., Thordarson Th., 1998 : The importance of pahoehoe. *Annu. Rev. Planet. Sci.* 26, 81-110.