

La datation des eaux souterraines

Importance des échanges de carbone lors de l'infiltration des eaux vers la nappe

Marina Gillon, Florent Barbecot, Christelle Marlin et Élisabeth Gibert

- Résumé** Une meilleure gestion des ressources en eau souterraine repose en partie sur la connaissance de son taux de renouvellement. Les isotopes radioactifs, tel le carbone 14 présent dans le carbone dissous dans l'eau, sont habituellement utilisés pour le mesurer. Cet article montre l'étude réalisée à l'aide des isotopes stables du carbone sur deux aquifères sableux (l'un carbonaté, l'autre non), qui a permis d'identifier et de quantifier les échanges entre les différentes phases en présence.
- Mots-clés** **Isotopes naturels, carbone 13 et carbone 14, zone non saturée, CO₂, carbonates, eaux souterraines.**
- Abstract** **Groundwater dating: importance of isotopic and geochemical exchanges during the water infiltration**
A best knowledge and management of the groundwater resource requires a better estimate of their residence time in aquifers. Radioactive isotopes, such the carbon 14 present in the dissolved carbon in water, are essential data for this calculation. A study realized with carbon stable isotopes on two sandy sites (carbonate and non-carbonate systems) is described in this article, highlighting the geochemical and isotopic interactions between the carbon phases.
- Keywords** **Environmental isotopes, carbon 13 and carbon 14, unsaturated zone, CO₂, carbonates, groundwater.**

Le problème de la raréfaction des ressources en eau impose la mise en place de stratégies et de gestions des systèmes aquifères*. Dans ce contexte, il est impératif d'améliorer nos connaissances sur le taux de renouvellement des ressources en eau souterraine. Ce taux peut être déduit du temps de séjour de l'eau souterraine, qui est habituellement mesuré grâce aux isotopes radioactifs, tel

le carbone 14 présent dans le carbone dissous dans l'eau. En effet, le carbone 14 se désintègre au cours du temps suivant une loi exponentielle (période de désintégration du carbone 14 de 5 730 ans) [1]. La mesure des teneurs en carbone 14 (reportées sous forme d'activité*, A_m) du carbone dissous permet alors de retrouver le temps de séjour de l'eau à partir de la loi de décroissance radioactive

Glossaire

Les termes suivis d'un astérisque* dans le texte sont définis ci-dessous.

$\delta^{13}\text{C}$: par convention, la teneur isotopique en carbone 13 d'un échantillon est exprimée par l'écart des rapports isotopiques $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon et du standard international (valeur de référence) considérés. Généralement faibles, les différences sont rapportées au standard et exprimées en part pour mille. Le matériau de référence actuel, « Vienna-PDB », est caractérisé par un rapport des abondances en carbone 13 et carbone 12 égal à 0,011237 [1].

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰ vs V-PDB}) = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}}}{R_s} - R_s \right) \times 1000$$

où R_s est le rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du standard V-PDB (= 0,011237).

L'unité est ‰ vs V-PDB, noté ‰ par simplification dans le texte.

Aquifère : formation géologique perméable, contenant de l'eau en quantités exploitables (source : glossaire international d'hydrologie sur <http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/HINDFR.HTM>).

Activité ^{14}C : les teneurs en carbone 14 sont reportées sous forme d'activité (A) et s'expriment en pCM (pourcentage de

carbone moderne). Une activité de 100 pCM correspond à 13,6 désintégrations par minute par gramme de carbone.

CITD : carbone inorganique total dissous.

Eau de recharge : elle correspond à la fraction d'eau de pluie qui s'infiltré dans la zone non saturée et rejoint la nappe d'eau sous-jacente.

Fractionnement isotopique : au cours de réactions physico-chimiques, les rapports d'abondance des isotopes du carbone ne sont pas conservés entre réactif et produit de la réaction. Par exemple, lors de la mise en solution du CO₂ dans l'eau, le carbone dissous est enrichi en carbone 13 par rapport au CO₂ dont il est issu. Le fractionnement isotopique est noté ϵ . Entre le CO₂ et le carbone dissous, il est noté $\epsilon_{\text{CITD-CO}_2}$.

Nappe : elle est constituée de l'eau souterraine mobilisable de la partie de l'aquifère saturée d'eau [19].

Signature isotopique : ce terme englobe les expressions $\delta^{13}\text{C}$ pour le carbone 13 et l'activité ^{14}C pour le carbone 14.

Stress hydrique : le stress hydrique exprime l'inadéquation entre les besoins en eau d'une plante ou de micro-organismes et la quantité d'eau mobilisable dans les sols (par exemple en période de sécheresse).

Zone non saturée : partie supérieure de l'aquifère dans laquelle se trouve une phase gazeuse, en plus des phases liquides et solides. L'eau de pluie doit traverser cette zone avant d'atteindre la nappe.

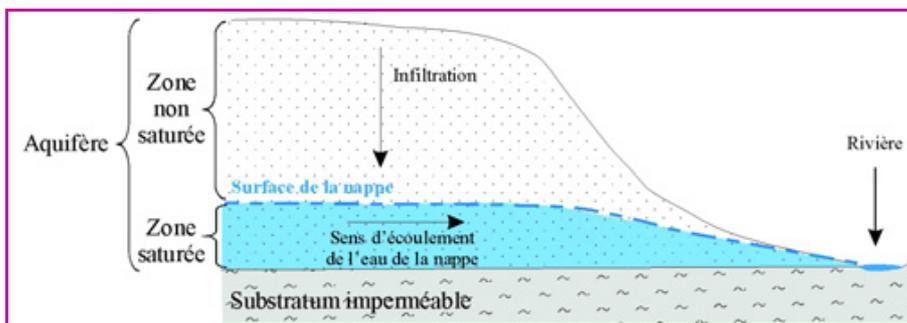


Figure 1 - Schématisation d'un aquifère.

$$t = -\frac{1}{\lambda_{14}} \ln \left[\frac{A_m}{A_0} \right].$$

Ce calcul requiert la connaissance de l'activité en carbone 14 initiale A_0 du carbone dissous lors de l'arrivée de l'eau à la nappe*, ce qui est un facteur limitant de la méthode [2]. Lors de l'infiltration à la nappe, l'essentiel de la minéralisation de l'eau de recharge* se fait dans la zone non saturée* (figure 1). Lorsque l'aquifère n'est pas carbonaté, la minéralisation de l'eau souterraine en carbone est acquise par la seule mise en solution du CO_2 produit par les plantes et l'activité en carbone 14 coïncide avec celle de ce CO_2 biogénique. Dans un aquifère carbonaté, la mise en solution de carbonates anciens (dans lesquels le carbone 14 est devenu indétectable) dans les eaux souterraines vieillit artificiellement l'eau. L'activité en carbone 14 ne représente plus alors un temps de séjour de l'eau mais celui d'un mélange des carbones issus du CO_2 biogénique de la zone de recharge et des carbonates solides. Des modèles permettent de corriger cet effet de vieillissement en considérant que la signature isotopique* ($\delta^{13}C^*$ et activité en carbone 14) du carbone dissous résulte d'un équilibre partiel entre le CO_2 du sol (le premier mètre de la zone non saturée) et la matrice carbonatée [3-6]. Cependant, ces modèles ne tiennent pas compte de la composition isotopique initiale du carbone dissous lorsque l'eau arrive à la nappe, c'est-à-dire globalement à la base de la zone non saturée. Mal connus, les échanges isotopiques en zone non saturée ne sont pas pris en compte dans les modèles, alors qu'ils représentent une part importante dans l'acquisition et l'évolution de



De la ressource en eau souterraine à leur gestion durable (source de la vallée de Chaudefour). © BRGM/Jean-François Pasquet.

la minéralisation de l'eau en carbone de l'atmosphère vers la nappe.

Dans cet article, l'évolution des $\delta^{13}C$ et de l'activité en carbone 14 du CO_2 et de la matrice carbonatée avec la profondeur est étudiée en zone non saturée afin d'identifier et de quantifier les échanges entre les phases en présence, et d'en comprendre l'impact sur le $\delta^{13}C$ et l'activité en carbone 14 du carbone inorganique dissous. Pour que l'approche soit la plus représentative possible, nous nous intéressons à deux aquifères sableux, milieux naturels homogènes et les plus isotopes : un aquifère non carbonaté (sables de Fontainebleau, Yvelines) et un aquifère carbonaté (sables astiens, Hérault), qui par comparaison, donnent accès au transfert du CO_2 seul en zone non saturée ou à l'effet tampon des carbonates solides additionné au transfert du CO_2 . Dans cette optique, nous utilisons les isotopes stables du carbone (carbone 13 et carbone 12) qui sont d'excellents outils pour étudier les échanges entre les phases carbonées en zone non saturée.

Composition isotopique du CO_2 des sables de Fontainebleau : marqueur de la signature isotopique du carbone dissous

Dans les sables de Fontainebleau (figure 2 [7-8]), le carbone est présent sous deux formes :

- le CO_2 gazeux, essentiellement produit dans le sol par respiration racinaire et par dégradation de la matière organique. À partir de 50 cm de profondeur, les teneurs en carbone organique sont trop faibles (< 1 %) pour que la production de CO_2 par dégradation de matière organique soit significative ;
- le carbone inorganique total dissous de l'eau (CITD*), dérivant du CO_2 produit dans le sol.

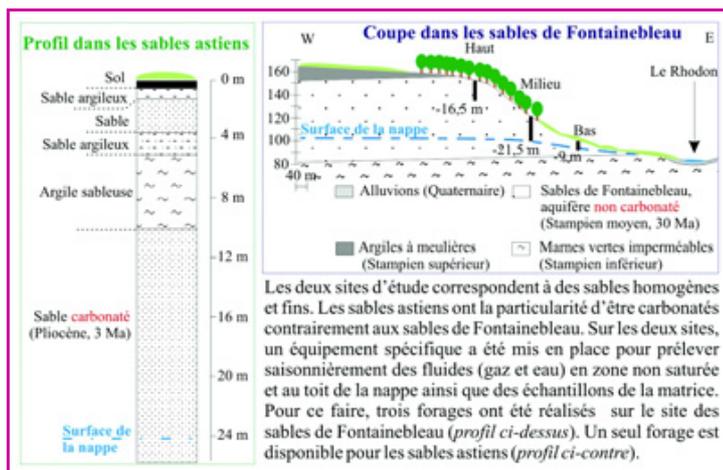


Figure 2 - Présentation des sites d'étude [7-8].

La zone non saturée de l'aquifère des sables de Fontainebleau est un site propice à l'étude des échanges géochimiques entre ces deux formes de carbone.

Les $\delta^{13}C$ du CO_2 se situent dans une gamme de - 22 à - 27 ‰ (figure 3), caractéristiques d'un sol couvert de plantes à cycle photosynthétique de type C3 [9-10]. Ils

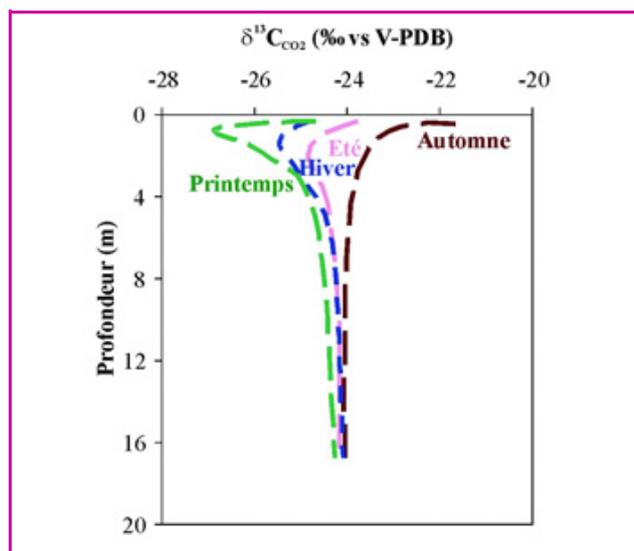


Figure 3 - Principales tendances décrites par le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 de la zone non saturée des sables de Fontainebleau en fonction de la profondeur, d'avril 2004 à décembre 2005.

Les $\delta^{13}\text{C}$ présentent une plus grande variabilité entre 0 et 4 m de profondeur.

présentent une variabilité saisonnière, plus importante en surface qu'en profondeur : dans les premiers mètres (0-4 m), ils varient de -27 à -22 ‰, alors qu'en profondeur leur variabilité est dix fois plus faible, entre -24 et -24,5 ‰. Les valeurs les plus négatives sont obtenues en hiver et au début du printemps.

La sensibilité des plantes et des bactéries aux changements saisonniers de température et de teneur en eau [9, 11] peut rendre compte des variations de $\delta^{13}\text{C}$ observées dans les premiers mètres de la zone non saturée. Farquhar *et al.* ont montré que la discrimination $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ lors de l'assimilation du CO_2 par la plante varie avec la température et le stress hydrique* [9]. Le stress hydrique affectant le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 rejeté par les feuilles [12], une influence similaire peut être attendue pour le CO_2 rejeté par les racines [13]. De plus, suivant l'évolution saisonnière des types de populations bactériennes, le substrat à dégrader change, modifiant le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 produit [14].

Le transport du CO_2 vers l'atmosphère et à travers la zone non saturée se fait principalement par diffusion [15]. Modéliser la diffusion du CO_2 dans la zone non saturée nécessite de connaître le coefficient de diffusion de ce gaz. Afin d'avoir un coefficient représentatif du site d'étude, des mesures ont été réalisées *in situ* (figure 4). Une valeur de $2,5 \cdot 10^{-6} \pm 1,0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a été trouvée. Par comparaison, le coefficient de diffusion obtenu à l'aide des équations proposées par Millington et Quirk [16-17] et Moldrup *et al.* [18] se situe dans une gamme entre $0,5 \cdot 10^{-6}$ à $4,0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour des porosités pleines d'air de 20 à 25 % et totale de 40 % à 13 °C.

Le $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur le carbone inorganique dissous de la nappe de Fontainebleau est d'environ -20 ‰. Le carbone inorganique de l'eau est très proche de l'équilibre isotopique avec le CO_2 de la zone non saturée au facteur de fractionnement* près ($\epsilon_{\text{CITD-CO}_2} = 3,6 \text{ ‰}$ à 11 °C et pour un pH de 6,4).

Dans les sables de Fontainebleau, l'eau de recharge de la nappe se minéralise en carbone par la mise en solution du CO_2 biogénique dans la zone non saturée. Ce CO_2 biogénique est essentiellement produit par la dégradation de

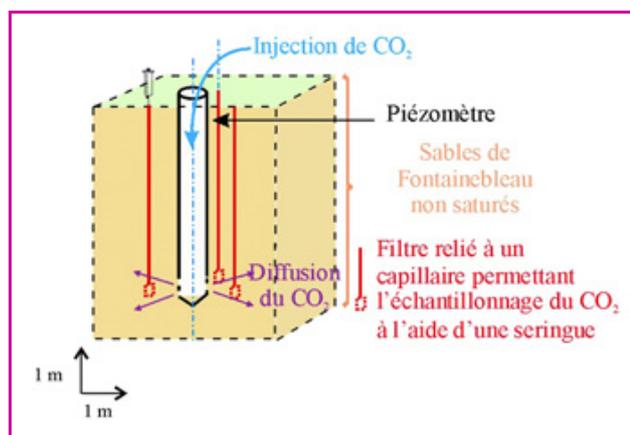


Figure 4 - Représentation schématique de l'équipement expérimental mis en place pour la détermination du coefficient de diffusion dans les sables de Fontainebleau.

Le piézomètre est crépiné uniquement sur les 50 derniers centimètres. Pour l'expérience et contrairement à son utilisation habituelle, il n'atteint pas la nappe. Le CO_2 est injecté dans le piézomètre et diffuse à travers les sables. La mesure des pressions partielles de CO_2 au cours du temps, en différents points (filtres rouges), permet de déterminer le coefficient de diffusion du CO_2 dans ces sables.

matière organique et par la respiration racinaire entre 0 et 50 cm de profondeur, avant d'être transporté par diffusion sur toute la zone non saturée jusqu'à la nappe ou vers l'atmosphère.

Évolution isotopique du CO_2 et des carbonates dans les sables astiens : marqueur des échanges entre l'eau, le gaz et la matrice carbonatée

Dans les sables astiens (figure 2), le carbone, présent sous forme gazeuse (CO_2) et dissoute dans l'eau, est également contenu dans la matrice solide de l'aquifère. Ce site permet donc d'approcher les échanges géochimiques et isotopiques entre les carbonates et le carbone inorganique dissous de l'eau en plus de ceux associés au CO_2 biogénique.

Dans le premier mètre de la zone non saturée, principale zone de production de CO_2 , le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 est égal à $-23,8 \pm 0,5 \text{ ‰}$, valeur caractéristique d'un sol couvert de plantes à cycle photosynthétique de type C3 [9]. Le CO_2 s'enrichit progressivement en carbone 13 avec la profondeur de $-23,8 \text{ ‰}$ à environ $-22,0 \pm 0,5 \text{ ‰}$ à 22 m de profondeur (figure 5a). Cet enrichissement démontre l'importance des échanges isotopiques entre le gaz et la matrice. En effet, les carbonates de la matrice sont d'origine marine, leur $\delta^{13}\text{C}$ est plus élevé que celui d'un CO_2 d'origine biogénique. Il est égal à $0 \pm 5 \text{ ‰}$ [1]. Par échange avec les carbonates de la matrice, on explique l'enrichissement observé pour le CO_2 . Ces échanges se font par l'intermédiaire de la phase aqueuse (figure 6). Un enrichissement en carbone 13 du carbone inorganique dissous est donc attendu avec la profondeur. L'eau de la nappe présente un $\delta^{13}\text{C}$ égal à $-13,1 \pm 0,2 \text{ ‰}$, indiquant un équilibre isotopique avec le gaz de la zone non saturée à proximité de la nappe ($\epsilon_{\text{CITD-CO}_2} = 8 \text{ ‰}$ à 13 °C et pour un pH de 7,2). En milieu carbonaté, le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone dissous est largement influencé par celui des carbonates, mais reste sensiblement en équilibre avec celui du CO_2 .

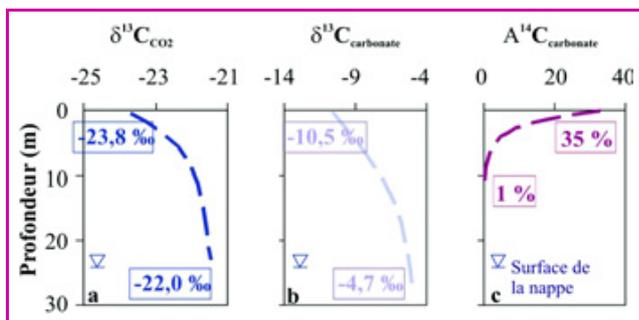


Figure 5 - Évolution de la composition isotopique du CO₂ (a, avril 2005) et des carbonates (b et c) dans les sables astiens en fonction de la profondeur.

Ces évolutions isotopiques témoignent des échanges entre les différentes phases : (1) l'influence des carbonates sur la phase gazeuse par un enrichissement en carbone 13 du CO₂ vers la profondeur (a) ; (2) l'influence du CO₂ sur les carbonates avec la formation de calcite secondaire. Elle se traduit par un appauvrissement en carbone 13 (b) et un enrichissement en carbone 14 (c) des carbonates de la profondeur vers la surface. Les teneurs en carbone 13 sont exprimées en δ¹³C, les activités en carbone 14 en pCM.

La signature isotopique (δ¹³C et activité en carbone 14) des carbonates est généralement considérée constante sur l'ensemble du réservoir « matrice carbonatée ». L'origine marine et l'âge des sables astiens laissent supposer un δ¹³C de la matrice carbonatée proche de 0 ‰ (comme vu précédemment) et une activité en carbone 14 nulle sur l'ensemble du réservoir « sables astiens ». Or sur notre site, les carbonates s'appauvrissent en carbone 13 de -4,7 à -10,5 ‰ de 25,5 m de profondeur vers la surface (figure 5b). Cette évolution reflète la présence d'une calcite dite « secondaire », en plus d'un carbonate primaire d'origine marine lié au dépôt des sables. La précipitation de cette calcite résulte des échanges entre les différentes phases carbonées de la zone non saturée (CO₂, carbone dissous et carbonates). Lors de son infiltration dans le sol, l'eau de pluie, pratiquement dépourvue de carbone dissous (~ 10⁻⁵ mol.L⁻¹), se minéralise par la mise en solution de CO₂ biogénique et de carbonates. La dissolution de carbonates (flux (2), figure 6) s'accompagne de la reprécipitation de calcite (flux (3), figure 6). Les deux flux sont associés, mais en cas de déséquilibre, l'un domine l'autre. Ils ne sont égaux que lorsqu'un équilibre chimique existe entre l'eau et la calcite. La calcite secondaire, qui précipite (flux (3), figure 6), a un δ¹³C qui reflète celui du carbone inorganique dissous dans l'eau (au facteur de fractionnement près). Elle est appauvrie en carbone 13 par rapport au carbonate marin d'origine, en raison de l'influence du CO₂ biogénique, appauvri en carbone 13, sur le carbone inorganique dissous. Le δ¹³C des carbonates est alors modifié par rapport à celui d'origine, traduisant un mélange entre le carbonate primaire et cette calcite secondaire néoformée. Les abondances relatives du carbone 13 sont corroborées par celles du carbone 14. En effet, l'activité en carbone 14 des échantillons de carbonates augmente de 1 à 35 pCM (pourcentage de carbone moderne), de 12 m de profondeur à la surface (figure 5c), conséquence d'un apport de carbone plus jeune, d'origine biogénique, lors de la précipitation de la calcite secondaire.

L'évolution des signatures isotopiques (δ¹³C et activité en carbone 14) des carbonates des sables astiens rend compte d'un mélange entre deux pôles de carbonates : une calcite primaire (carbonate de la matrice non altérée de δ¹³C de 0 ± 5 ‰ et une activité ¹⁴C de 0 pCM) et une calcite secondaire (néogénèse carbonatée, de δ¹³C et activité en

carbone 14 représentatifs du CO₂ de la zone non saturée au fractionnement près).

En différenciant ces deux pôles de mélange par leurs abondances relatives en carbone 13 et carbone 14, il est possible d'estimer un taux de précipitation de calcite secondaire, variant entre 0,1.10⁻⁸ et 1,0.10⁻⁸ mol.an⁻¹ par gramme de roche.

Dans l'aquifère des sables astiens, la présence de carbonates a un impact direct sur l'évolution du δ¹³C et de l'activité en carbone 14 du CO₂ et du carbone dissous dans la zone non saturée de la surface vers la nappe. En effet, la mise en solution de carbonate primaire enrichit le carbone dissous en carbone 13 (et respectivement l'appauvrit en carbone 14). Parallèlement, suite aux échanges isotopiques entre le CO₂ et le carbone dissous, le CO₂ s'enrichit en carbone 13 (et respectivement s'appauvrit en carbone 14), subissant indirectement l'influence du carbonate primaire. Le CO₂ biogénique continuellement produit dans le sol constitue une source de carbone appauvrie en carbone 13 et enrichie en carbone 14 qui permet de limiter l'influence isotopique de la dissolution du carbonate primaire à la fois sur le carbone dissous et le CO₂. Le carbone dissous, et donc la calcite secondaire, seront appauvris en carbone 13 (respectivement enrichie en carbone 14) par rapport à la calcite primaire. Cette évolution marque l'influence du CO₂ biogénique sur la matrice carbonatée (figure 6).

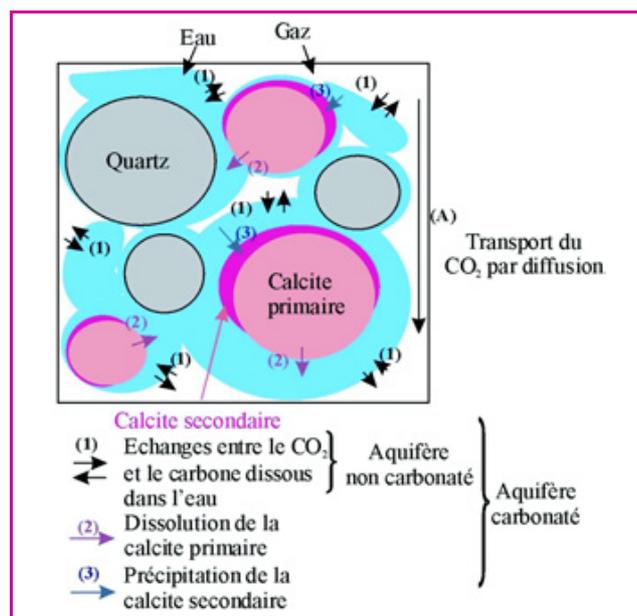


Figure 6 - Différents échanges entre l'eau, le gaz et les carbonates dans la zone non saturée.

La dissolution de la calcite primaire (δ¹³C ~ 0 ‰) enrichit le carbone dissous en carbone 13 (flux (2)). Des échanges isotopiques entre le carbone dissous et le CO₂ induisant un équilibre isotopique entre les deux phases favorisent l'enrichissement du CO₂ en carbone 13 (flux (1)). Parallèlement, la mise en solution du CO₂ biogénique appauvrit le carbone dissous en carbone 13 (flux (1)). La calcite secondaire, en équilibre avec le carbone dissous (flux (3)), sera alors plus appauvrie en ¹³C que le carbonate primaire. La matrice carbonatée évoluera alors vers une signature isotopique plus appauvrie en carbone 13 et de la même façon plus riche en carbone 14 (carbone jeune apporté par le CO₂ biogénique).

Conclusions

L'objectif de cet article était de montrer et de quantifier les échanges entre les différentes phases carbonées de la zone non saturée (CO₂, carbone dissous et carbonates). En effet, ces échanges sont responsables de la signature

isotopique initiale ($\delta^{13}\text{C}$ et activité en carbone 14) des eaux souterraines, donnée indispensable à la détermination du temps de séjour des eaux dans un aquifère au moyen de la mesure de l'activité en carbone 14. Ce temps de séjour est un atout majeur pour notre compréhension du fonctionnement des réservoirs d'eau souterraine. L'étude menée sur deux types d'aquifères sableux, l'un carbonaté, l'autre non, permet de montrer qu'il existe en zone non saturée une variabilité saisonnière du terme de production du CO_2 , et une variabilité spatiale liée à la diffusion du gaz et à l'interaction du CO_2 avec la ou les autres phases carbonées en présence (le carbone inorganique dissous et la matrice quand l'aquifère est carbonaté). Dans le cas des sables de Fontainebleau, le coefficient de diffusion a été déterminé expérimentalement sur le terrain ($2,5 \cdot 10^{-6} \pm 1,0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). Les $\delta^{13}\text{C}$ des différentes phases carbonées de la zone non saturée (CO_2 , carbone dissous, carbonates s'ils sont présents) rendent compte des échanges entre les trois phases qui coexistent : l'enrichissement en carbone 13 du CO_2 témoigne de l'influence de la phase carbonatée sur la phase gazeuse via le carbone dissous ; l'appauvrissement en carbone 13 de la matrice, résultat de la précipitation d'une calcite secondaire, témoigne de l'influence de la phase gazeuse sur la phase carbonatée. Les activités en carbone 14 corroborent ces résultats. Si l'impact de la matrice sur le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité en carbone 14 du carbone inorganique dissous est connu, nous avons montré qu'un équilibre réciproque existait. La matrice solide participe au « temps de séjour » du carbone dans la zone non saturée.

Références

- Clark I., Fritz P., *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publisher, Boca Raton, New York, 1997.
- Fontes J.C., Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater, *Radiocarbon After Four Decades*, R.E. Taylor, A. Long, R.S. Kra (eds), Springer-Verlag, New York, 1992, p. 242.
- Ingerson E., Pearson F.J., Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C -method, *Recent researches in the field of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry*, Y. Miyake, T. Koyama (eds), Tokyo, Maruzen, 1964, p. 263.
- Tamers M.A., Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone confined aquifer, in *Isotope techniques in the hydrological cycle*, *American Geophysical Union Monograph*, 1967, 11, p. 143.
- Fontes J.C., Garnier J.M., Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach, *Water Resources Research*, 1979, 15, p. 399.
- Salem O, Visser J.H., Dray M., Gonfiantini R., Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahiriya, *Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques*, Vienna AIEA, 1980, p. 165.
- Afchain C., Labesse B., Fedoroff N., Penven M.J., Pomerol C., Renard M., *Carte géologique de la France au 1/50000 : Rambouillet*, BRGM, 1975.
- Arthaud F., Feist R., Alabouvette B., Ellenberger F., *Carte géologique de la France au 1/50000 : Saint-Chinian*, BRGM, 1982.
- Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T., Carbon isotope discrimination and photosynthesis, *Ann. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, 1989, 40, p. 503.
- Descolas-Gros C., Reconstitutions des paléovégétations. Mesure de la composition en isotopes stables des végétaux, *L'Act. Chim.*, 2003, 267, p. 38.
- Risk D., Kellman L., Beltrami H., Carbon dioxide in soil profiles: production and temperature dependence, *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(6), p. 11.
- Ghashghaie J., Duranceau M., Badeck F.W., Cornic G., Adeline M.T., Deleens E., $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 respired in the dark in relation to $\delta^{13}\text{C}$ of leaf metabolites: comparison between *Nicotiana sylvestris* and *Helianthus annuus* under drought, *Plant, Cell and Environment*, 2001, 24, p. 505.
- Palta J.A., Gregory P.J., Drought affects the fluxes of carbon to roots and soil in ^{13}C pulse-labelled plants of wheat, *Soil Biol. Biochem.*, 1997, 29(9/10), p. 1395.
- Andrews J.A., Matamala R., Westover K.M., Schlesinger W.H., Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the $\delta^{13}\text{C}$ of soil-respired CO_2 , *Soil Biology & Biochemistry*, 2000, 32, p. 699.
- Thorntson D.C., Weeks E.P., Haas H., Fischer D.W., Distribution of gaseous $^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2$ and $^{14}\text{CO}_2$ in the sub-soil unsaturated zone of the western US great plains, *Radiocarbon*, 1983, 25(2), p. 315.
- Millington R.J., Quirk J.M., Transport in porous media, *Trans. Int. Congr. Soil Sci.* 7th, vol. 1, Madison WI. 14-24 août, F.A. Van Baren (ed), Elsevier, Amsterdam, 1960, p. 97.
- Millington R.J., Quirk J.M., Permeability of porous solid, *Trans. Faraday Soc.*, 1961, 57, p. 1200.
- Moldrup P., Olesen T., Rolston D.E., Yamaguchi T., Modeling diffusion and reaction in soil: VII. Predicting gas and ion diffusivity in undisturbed and sieve soils, *Soil Sci.*, 1997, 162, p. 632.
- Castany G., *Hydrogéologie Principes et Méthodes*, Dunod, Paris, 1998.



M. Gillon



F. Barbecot



C. Marlin



E. Gibert

Marina Gillon est docteur en géochimie, **Florent Barbecot**, maître de conférences, **Christelle Marlin**, professeur, et **Élisabeth Gibert**, chargée de recherches, au laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), Orsay*.

* Laboratoire IDES, UMR 8148, CNRS-Université Paris Sud-11, bât. 504, 91405 Orsay Cedex.
Courriels : marinagillon@hotmail.com, florent.barbecot@u-psud.fr, christelle.marlin@u-psud.fr, elisabeth.gibert@u-psud.fr

<http://culturesciences.chimie.ens.fr>

Le site CultureSciences-Chimie est conçu pour assurer une formation scientifique de haut niveau, accessible à tout utilisateur, en particulier aux enseignants.

Ce site constitue un centre de ressources pour enseigner la chimie, en lien direct avec l'avancement des connaissances au sein des laboratoires de recherche.

Alors vite à vos souris !