

**GÉOCHIMIE.** — Distribution des isotopes de l'hydrogène, de l'oxygène et de l'hélium dans les sources hydrothermales sous-marines de la ride Est-Pacifique, à 13°N.

Note de **Liliane Merlivat**, **Chantal Andrie** et **Philippe Jean-Baptiste**, présentée par Jean Wyart.

Remise le 1<sup>er</sup> octobre 1984.

Les teneurs en deutérium, oxygène-18, hélium-3 et hélium-4 de trois sources hydrothermales sous-marines prélevées en février 1984 ont été déterminées. Les principales conclusions déduites de ces mesures sont :

- le rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$  est constant et égal à  $(1,05 \pm 0,01) 10^{-5}$ ;
- le flux thermique évacué par les processus hydrothermaux sous-marins calculé à partir des valeurs maximales des concentrations d'hélium-4 est au moins égal à  $1,310^{19}$  calories par an, soit 25% du flux thermique associé à la formation de la croûte océanique;
- les rapports eau-roche (en masse) calculés à partir des mesures de deutérium et oxygène-18 sont en bon accord. Les valeurs sont 1,2 et 2,5 pour deux sources distantes seulement de 900 m. Cela montre une grande variabilité des circulations hydrothermales à petite échelle;
- les résultats des mesures de deutérium associés aux données relatives à l'hélium-3 permettent de calculer que la fraction altérée de la croûte océanique est au moins égale à 18 ou 46% selon la source considérée.

**GEOCHEMISTRY.** — Deuterium, Oxygen-18, Helium-3 and Helium-4 Content of Hydrothermal Vents on the East Pacific Rise at 13°N.

*The isotopic composition ( $D$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ ) of three hydrothermal vents sampled in February 1984 on the East Pacific Rise at 13°N has been determined. The  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio is constant in the three samples and equal to  $(1.05 \pm 0.01) 10^{-5}$ . From the amount of  $^3\text{He}$  we calculate a lower bound for the heat removed by axial vents, equal to  $1.310^{19}$  cal/yr i. e. 25% of the total heat loss from sea floor spreading.*

*The water-rock ratios (in mass) computed for deuterium or oxygen-18 are in good agreement. They are equal to 1.2 and 2.5 for two vents only 900 m apart. This shows a large variability of the hydrothermal circulation within a short distance. Based on helium-3 and deuterium data, we calculate that the fraction of the oceanic crust which is altered is at least equal to 18 or 46% according to the vent which is considered.*

Au cours de la campagne Géocyarise conduite sous l'égide du CNEXO en janvier-février 1984, un nouvel échantillonnage des sources hydrothermales sous-marines actives découvertes en 1982 à 13°N sur la dorsale Est Pacifique [1] a été fait. Les conditions de prélèvement de ces sources sont décrites dans un précédent compte rendu [2]. On rappelle que trois « fumeurs noirs » situés sur la zone axiale de la dorsale et distants d'environ 900 m ont été échantillonnés. Du nord au sud, les trois sites sont : Chandelier, Cathédrale et Chaînette.

On se propose de rapporter et discuter les résultats des mesures de deutérium, oxygène-18, hélium-3 et hélium-4 dans ces sources, leur composition chimique étant décrite dans [2].

**RÉSULTAT.** — L'ensemble des données est indiqué dans le tableau I.

**Deutérium et oxygène-18.** — Les quatre échantillons provenant de la source Chandelier diffèrent par leur degré de dilution par l'eau de mer introduite dans la seringue de prélèvement lors de sa manipulation à partir du submersible. Le degré de dilution de chacun des échantillons peut être calculé sachant d'une part, que les eaux hydrothermales pures ne contiennent pas de magnésium ([1], [3]) et connaissant, d'autre part, la concentration du magnésium dans l'eau de mer. La figure [1] représente les résultats des mesures de deutérium et oxygène-18 dans les différents échantillons en fonction de leur teneur en magnésium [2].

Les données relatives aux quatre échantillons du site Chandelier montrent que ceux-ci sont le résultat du mélange entre l'eau de mer et une eau hydrothermale de composition  $\delta^{18}\text{O} = +0,65\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = +0,65\text{‰}$ . Le prélèvement fait dans la source Cathédrale est



sur la même droite de mélange que les échantillons de Chandelier. A l'inverse, le prélèvement fait dans Chaînette est significativement différent. Le pôle pur qui lui est associé a pour composition  $\delta^{18}\text{O} = +0,38\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -0,25\text{‰}$ .

*Hélium-3 et Hélium-4.* — Les mesures du rapport  $R = (^3\text{He}/^4\text{He})$  échantillon/ $(^3\text{He}/^4\text{He})$  air obtenues avec les trois échantillons dont la dilution est au plus égale à 10% permettent de connaître la valeur du rapport isotopique de l'eau hydrothermale pure. Le calcul montre en effet que la valeur de R est insensible dans les limites des erreurs expérimentales, à l'influence de la dilution par l'eau de mer, puisque la concentration en hélium-4 de l'eau hydrothermale est plus de deux ordres de grandeur supérieure à celle de l'eau de mer. Les valeurs de R mesurées sur les échantillons des sources Chandelier et Chaînette sont identiques, la valeur moyenne étant  $R = 7,53 \pm 0,07$ , soit  $^3\text{He}/^4\text{He} = (1,05 \pm 0,01) 10^{-5}$ .

La figure 2 montre la variation de la concentration en hélium-4 des échantillons en fonction de leur teneur en magnésium. On observe que les eaux les plus diluées sont les moins riches en hélium-4. Pour les faibles dilutions, une grande variabilité existe entre deux prélèvements d'une même source (Chandelier), ainsi qu'entre deux sources Chaînette et Chandelier. Nous pensons que ces différences peuvent être attribuées à la méthode d'échantillonnage utilisée sur le bateau, la quantité de gaz emprisonnée dans chaque tube de prélèvement étant difficilement contrôlable. Pour ces raisons, nous prendrons en considération les deux valeurs extrêmes :

$$3 \cdot 10^{-5} \text{ cc STP/g} < C_{4\text{He}} < 6 \cdot 10^{-5} \text{ cc STP/g.}$$

DISCUSSION. — *Rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$ .* — Ce rapport a déjà été déterminé pour les fluides hydrothermaux recueillis sur le site des Galapagos [4] et pour les fumeurs noirs échantillonnés sur la dorsale Est Pacifique à 21°N [5]. Les valeurs sont respectivement :

$$^3\text{He}/^4\text{He} = (1,08 \pm 0,02) 10^{-5} \text{ aux Galapagos.}$$

et :

$$^3\text{He}/^4\text{He} = (7,8 \times 1,4) 10^{-6} = 1,09 10^{-5} \text{ à } 21^\circ\text{N.}$$

La valeur mesurée à 13°N,  $^3\text{He}/^4\text{He} = (1,05 \pm 0,01) 10^{-5}$  est en bon accord avec les autres données montrant ainsi l'homogénéité de la répartition des isotopes de l'hélium dans le magma au voisinage de la dorsale Est Pacifique.

*Les concentrations d'hélium-3 et hélium-4.* — La distribution des anomalies d'hélium-3 dans l'océan a conduit Craig et coll. ([5], [6]) à calculer le flux océanique moyen d'hélium-3 vers l'atmosphère, l'origine du gaz étant le dégazage du manteau supérieur. La valeur proposée est 3 atomes/cm<sup>2</sup>.s ou 4,9.10<sup>26</sup> atomes/an. Dans l'hypothèse où l'injection de l'hélium-3 est totalement associée aux processus hydrothermaux, il est possible d'estimer

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Variation de la teneur en deutérium et oxygène-18 des eaux hydrothermales en fonction de leur concentration en magnésium.

Fig. 1. — Variation of  $\delta\text{D}\text{‰}$  and  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  versus the magnesium content.

Fig. 2. — Variation de la concentration d'hélium-4 dans les eaux hydrothermales en fonction de leur concentration en magnésium.

Fig. 2. — Variation of the concentration of helium 4 in the vent waters versus their magnesium content.

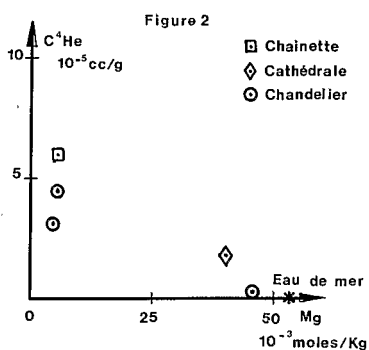
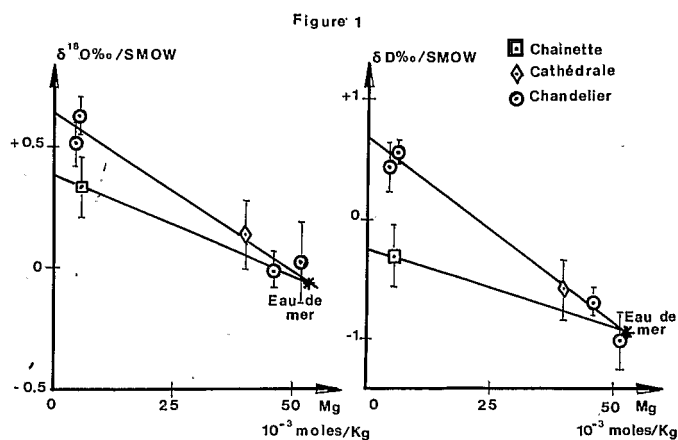


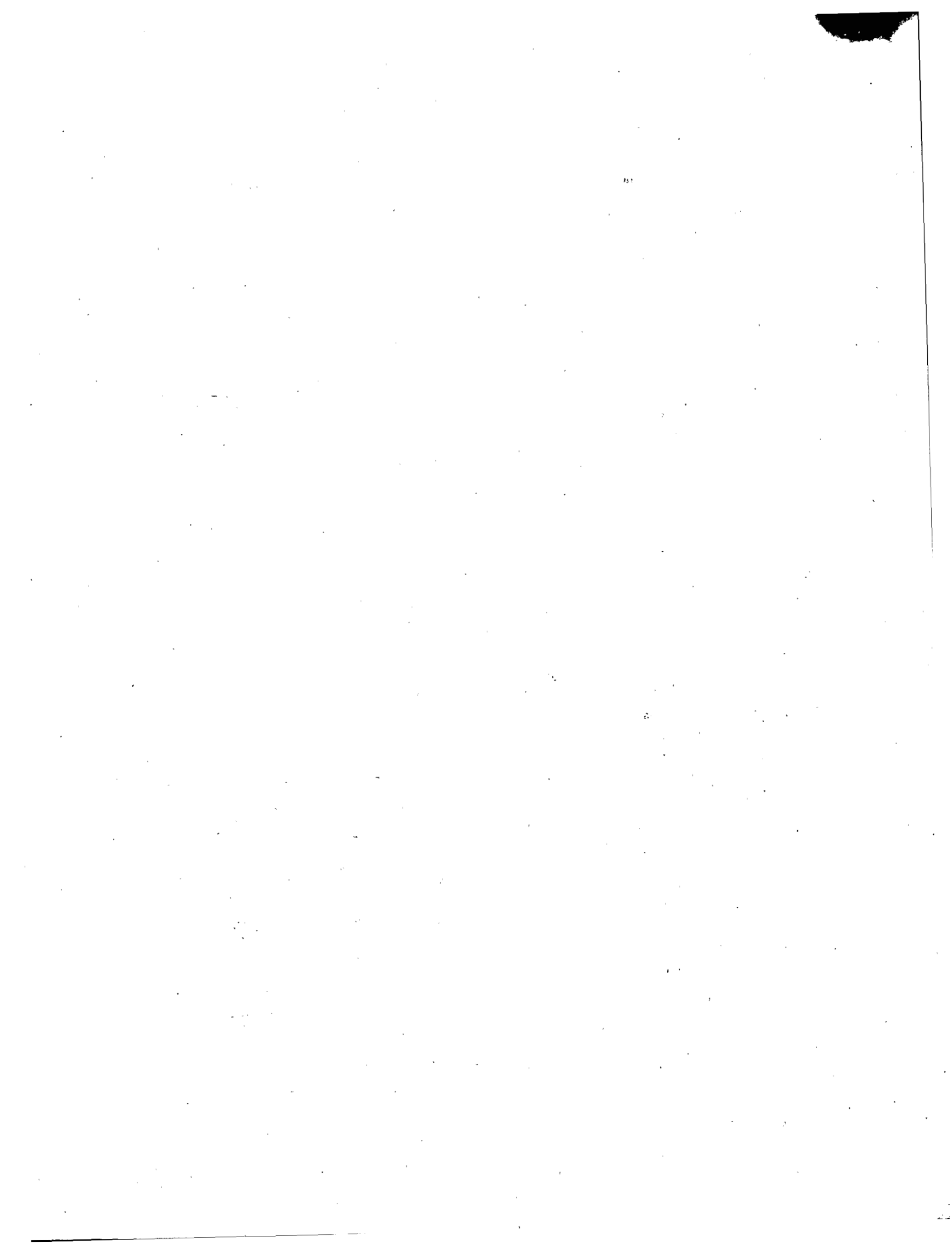
TABLEAU I

	$\delta D$ (‰/SMOW)	$\delta^{18}O$ (‰/SMOW)	$C^4He$ ( $10^{-5}$ cc/g)	R	Mg ( $10^{-3}$ moles/kg)
Chandelier :					
20[4] . . . . .	$+0,43 \pm 0,20$	$\pm 0,52 \pm 0,09$	3,1	$7,45 \pm 0,15$	4,75
14 . . . . .	$+0,56 \pm 0,09$	$+0,63 \pm 0,08$	4,5	$7,57 \pm 0,15$	5,64
15 . . . . .	$-0,68 \pm 0,11$	$-0,02 \pm 0,07$	0,14	$7,00 \pm 0,30$	46,4
18 . . . . .	$-1,00 \pm 0,23$	$+0,02 \pm 0,17$			51,6
Cathédrale :					
20[3] . . . . .	$-0,58 \pm 0,25$	$+0,13 \pm 0,15$	1,8	$7,50 \pm 0,15$	40,0
Chainette :					
20[1] . . . . .	$-0,31 \pm 0,26$	$+0,33 \pm 0,14$	6,0	$7,57 \pm 0,15$	5,64
Eau de mer :					
13°N . . . . .	$-0,93 \pm 0,09$	$-0,06 \pm 0,05$	0,004	1,01	53,

$R = \frac{(^3He/^4He) \text{ échantillon}}{(^3He/^4He) \text{ air}} \text{ avec } (^3He/^4He)_{\text{air}} = 1,4 \cdot 10^{-6}$ . Mg, résultats rapportés dans [2].

TABLEAU II

Source	x	$\Delta = 40 \text{ ‰}$		x	$\Delta = 50 \text{ ‰}$	
		$\left[ \frac{E}{R} \right]_D$	$\left[ \frac{E}{R} \right]_{18O}$		$\left[ \frac{E}{R} \right]_D$	$\left[ \frac{E}{R} \right]_{18O}$
Chandelier . . . . .	0,039	1,0	1,2	0,032	1,3	1,4
Chainette . . . . .	0,017	2,3	2,4	0,014	2,9	2,4



le flux thermique,  $q_h$ , évacué par l'hydrothermalisme connaissant la concentration d'hélium-3 dans les fluides émis par les sources dont la température est mesurée [4]. La capacité calorifique de l'eau de mer à 260 bar est égale à 1,4 cal/g. 0°C [7]. La température mesurée dans la source Chandelier est 335°C et celle de l'eau profonde 1,8°C. Avec ces données, ainsi que les résultats de nos mesures reportés plus haut, on calcule deux valeurs limites de  $n$ , nombre de calories par atome d'hélium-3.

$$2,7 \cdot 10^{-8} < n < 5,5 \cdot 10^{-8} \text{ calories/atome } ^3\text{He},$$

soit un flux thermique,

$$1,3 \cdot 10^{19} < q_h < 2,7 \cdot 10^{19} \text{ calories/an.}$$

Cette valeur est intéressante à discuter par rapport aux estimations faites à partir de méthodes totalement indépendantes. Sleep et coll. [8] ont calculé à partir de la modélisation des flux thermiques mis en jeu lors de la formation de la croûte océanique, que la fraction du flux évacué par l'hydrothermalisme à l'axe des dorsales est au plus égal à 1/10 du flux total, soit  $q_h < 0,5 \cdot 10^{19}$  calories/an. K. Crane [9], à partir de la mesure des anomalies de température sur un segment de 400 km de long de la dorsale Est Pacifique, calcule  $q_h = 1,5 \cdot 10^{19}$  calories/an. Nos résultats sont en bon accord avec ces données favorisant toutefois la valeur limite inférieure  $q_{h1} = 1,3 \cdot 10^{19}$  calories/an, ce chiffre reposant sur la valeur maximale de la concentration d'hélium-4 mesurée dans Chaînette (*fig. 2*). Un point important commun à l'ensemble de ces résultats est de montrer que l'hydrothermalisme sous-marin ne contribue que pour une fraction à l'évacuation du flux thermique associé à la formation de la croûte océanique à l'axe des dorsales.

— *Deutérium et oxygène 18*. — Le résultat des mesures isotopiques représentées sur la figure 1 montre que l'eau hydrothermale est enrichie en deutérium et oxygène-18 par rapport à l'eau de mer ambiante. Cet enrichissement est la signature des réactions ou échanges isotopiques qui ont lieu avec le basalte lorsque l'eau circule à haute température dans la croûte fracturée. Les réactions qui ont lieu entre le basalte et l'eau de mer à haute température et pression élevée ont été étudiées expérimentalement [10]. Des minéraux hydroxylés tels que la chlorite et l'épidote sont formés. Il y a fractionnement isotopique du deutérium entre l'eau de mer qui circule et le minéral formé. A une température donnée, pour un minéral donné, le facteur de fractionnement isotopique est connu [11]. Soit  $\delta_i$  et  $\delta_f$  la teneur en deutérium de l'eau de mer et de l'eau hydrothermale et  $\Delta$  le fractionnement isotopique associé à la réaction, on calcule la fraction d'eau,  $x$ , qui réagit avec le basalte,

$$x = \frac{\delta_f - \delta_i}{\Delta},$$

ou encore le rapport eau-roche (en masse) entre l'eau et le basalte altéré, connaissant la fraction d'eau,  $m$ , dans le basalte ([12], [13]) :

$$\left[ \frac{E}{R} \right]_D = \frac{m}{x}.$$

Les valeurs de  $[E/R]_D$  indiquées dans le tableau II ont été calculées en prenant pour valeur du fractionnement à 350°C,  $\Delta = 40\text{‰}$  ou  $\Delta = 50\text{‰}$  et  $m = 0,04$ .

La composition isotopique de l'oxygène dans l'eau hydrothermale reflète l'échange isotopique entre les atomes d'oxygène de l'eau et du basalte, plus précisément le plagiocase. De même que pour le deutérium, le facteur de fractionnement isotopique entre l'eau et le minéral est connu, soit 0,94 ‰ à 350°C. La teneur isotopique du plagiocase est égale à +5,5 ‰. Connaissant la teneur en oxygène-18 de l'eau de mer et la teneur de l'eau hydrothermale, ainsi que la fraction  $x$  de l'eau qui a réagi pour former les minéraux hydroxylés, on calcule la valeur du rapport eau-roche  $[E/R]_{18O}$  [12]. La comparaison entre les valeurs calculées à partir des teneurs en deutérium ou oxygène-18 sont en très bon accord (tableau). Il est intéressant de remarquer que le rapport eau-roche est deux fois supérieur pour le site Chaînette par rapport à Chandelier, montrant ainsi que, pour une même zone active de la dorsale, à une distance de 900 m, les circulations hydrothermales peuvent être très différentes. Cette observation est faite également à partir des mesures chimiques [2].

*Flux de matière et altération de la croûte.* — D'une manière analogue au calcul du flux thermique, on peut estimer le flux hydrothermal moyen d'eau qui circule dans la croûte océanique, connaissant la concentration en hélium-3 dans les sources. Celui-ci est compris entre  $2,9 \cdot 10^{16}$  g/an et  $5,7 \cdot 10^{16}$  g/an. La fraction de cette eau,  $x$ , calculée à partir des mesures de deutérium (tableau II), réagit avec le basalte : la teneur en eau du basalte altéré résultant a été prise égale à 4%. Pour la source Chandelier,  $x=0,035$  et pour Chaînette,  $x=0,015$  (valeur moyenne correspondant aux deux hypothèses relatives au facteur de fractionnement). La masse de basalte altéré annuellement est alors comprise entre  $2,5 \cdot 10^{16}$  g et  $5 \cdot 10^{16}$  g pour la première source et  $1 \cdot 10^{16}$  g et  $2 \cdot 10^{16}$  g pour la seconde. Si on considère un taux d'expansion moyen égal à  $3 \text{ km}^2/\text{an}$  et une épaisseur moyenne de la croûte océanique égale à 6 km, on calcule dans le premier cas que la fraction altérée de la croûte est comprise entre 46 et 92% et dans le second cas, entre 18 et 36%. Mottl [10] a calculé une valeur de 34% qui est à rapprocher des valeurs limites inférieures calculées pour les deux sources. Ceci corrobore les estimations faites pour le calcul du flux thermique indiquant que la valeur maximale de la concentration d'hélium-4 dans les sources doit être préférée afin de concilier les résultats calculés par des approches indépendantes.

L'ensemble de ces résultats montre qu'il est fondamental de concevoir, pour les campagnes ultérieures, un système de prélèvement du volume d'hélium contenu dans les sources, afin de pouvoir contraindre les conclusions décrites dans ce travail.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] G. MICHARD, F. ALBAREDE, A. MICHARD, J. F. MINSTER, J. L. CHARLOU et N. TAN, *Earth Planet. Sc. Letters*, 67, 1984, p. 297-307.
- [2] D. GRIMAUD, A. MICHARD et G. MICHARD, *Comptes rendus*, 299, série II, 1984, p. 865-870.
- [3] J. M. EDMOND, K. L. VAN DAMM, R. E. McDUFF et C. I. MEASURES, *Nature*, 297, 1982, p. 187-191.
- [4] W. J. JENKINS, J. M. EDMOND et J. B. CORLISS, *Nature*, 272, 1978, p. 156-158.
- [5] J. A. WELHAN et H. CRAIG, in *Hydrothermal Processes at Sea Floor Spreading Centers*, Plenum Press, New York, 1983, p. 391-409.
- [6] H. CRAIG, W. B. CLARKE et M. A. BEG, *Earth Planet. Sc. Letters*, 26, 1975, p. 125-132.
- [7] K. C. MAC DONALD, K. BECKER et F. N. SPIESS, *Earth Planet. Sc. Letters*, 48, 1980, p. 1-7.
- [8] N. H. SLEEP, J. L. MORTON, L. E. BURNS et T. J. WOLERY, in *Hydrothermal Processes at Sea Floor Spreading Centers*, Plenum Press, New York, 1983, p. 53-69.
- [9] K. CRANE, Communication personnelle.
- [10] M. J. MOTTL, Geological Society of America, *Bulletin*, 94, 1983, p. 161-180.
- [11] T. SUZUOKI et S. EPSTEIN, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 40, 1978, p. 1229-1240.
- [12] L. MÉRIVAT et M. JAVOY. En préparation.
- [13] G. THOMPSON, in *Hydrothermal Processes at Sea Floor Spreading Centers*, Plenum Press, New York, 1983, p. 225-278.

*Laboratoire de Géochimie isotopique,  
D.P.C., C.E.A., 91191 Gif-sur-Yvette.*