

# L'hydrothermalisme sous-marin

**C. LALOU, P. JEAN-BAPTISTE et J.-L. REYSS**

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement.  
Unité mixte de recherche CNRS-CEA.  
Domaine du CNRS, Avenue de la Terrasse, 91198 GIF-sur-YVETTE cedex.

## **1. HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE DE L'HYDROTHERMALISME OCÉANIQUE**

- 1.1 Les sources hydrothermales des Galápagos
- 1.2 Les dépôts de sulfures et les fumeurs noirs
- 1.3 Impact des émissions hydrothermales sur la chimie des océans
  - 1.3.a Composition chimique des fluides hydrothermaux
  - 1.3.b Débit des sources hydrothermales et flux hydrothermaux globaux

## **2. IMPORTANCE DE LA CHRONOLOGIE**

- 2.1 Les méthodes
  - 2.1.a Principe
  - 2.1.b Détection
- 2.2 Les résultats
  - 2.2.a Durée de vie d'une cheminée
  - 2.2.b L'activité hydrothermale est-elle identique sur les dorsales à dérive rapide (EPR) et sur les dorsales lentes (MAR) ?

## **3. CONCLUSION**

## **BIBLIOGRAPHIE**

# L'hydrothermalisme sous-marin

C. LALOU, P. JEAN-BAPTISTE et J.-L. REYSS

Bien que de nombreux indices aient laissé penser qu'il pouvait exister des émanations hydrothermales aux axes de dérive des dorsales, ce n'est qu'en 1977 que l'on a eu la preuve de leur existence, faisant en cela une importante découverte en physique, chimie et biologie océaniques. Dans le cadre d'un chapitre sur la biogéochimie océanique, nous insisterons plus sur l'impact chimique du phénomène, mais il nous faut cependant le replacer dans un contexte plus général.

## I. HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE DE L'HYDROTHERMALISME OCÉANIQUE

C'est dans les années soixante qu'apparaissent les premières publications sur des anomalies chimiques des sédiments proches de la dorsale Est Pacifique. Ces sédiments sont enrichis en Fe, Mn, Cu, Cr, Ni et Pb. Ce phénomène a été attribué par Boström et Peterson en 1969, à des exhalations hydrothermales. Un lien est déjà envisagé entre les processus responsables de ces sédiments et les processus responsables de la dérive du plancher océanique.

Deux anomalies, l'une physique, l'autre chimique vont définitivement lier les dorsales et l'hydrothermalisme conduisant à la recherche active des sources...

Le phénomène physique a été signalé par Hess en 1965, puis précisé par Wolery et Sleep en 1976 : les flux de chaleur mesurés de part et d'autre des dorsales sont très inférieurs aux valeurs théoriques. Il est donc nécessaire, pour expliquer cette anomalie, d'invoquer une percolation des eaux océaniques froides par les flancs des dorsales et leur retour par convection au centre des dorsales.

L'anomalie chimique est une anomalie dans la composition isotopique de l'hélium. Clarke *et al* (1969) ont montré que le  $\delta(^3\text{He})$  des eaux océaniques était fortement variable allant de 6 à 22%, ce qui suggérerait d'envisager l'introduction d'hélium primordial dans l'océan profond. Par la suite, le programme GEOSECS, effectuant de nombreuses mesures dans tous les océans a permis à Craig *et al.*, en 1975, de confirmer la relation entre l'anomalie d'hélium 3 et les zones de dérive actives. En effet, ces mesures mettent en évidence, sortant de l'axe des dorsales, un panache riche en hélium enrichi en hélium 3 ; ce panache peut être suivi sur plusieurs centaines de kilomètres.

La figure 1 résume ces deux caractéristiques fondamentales de l'hydrothermalisme sous marin.

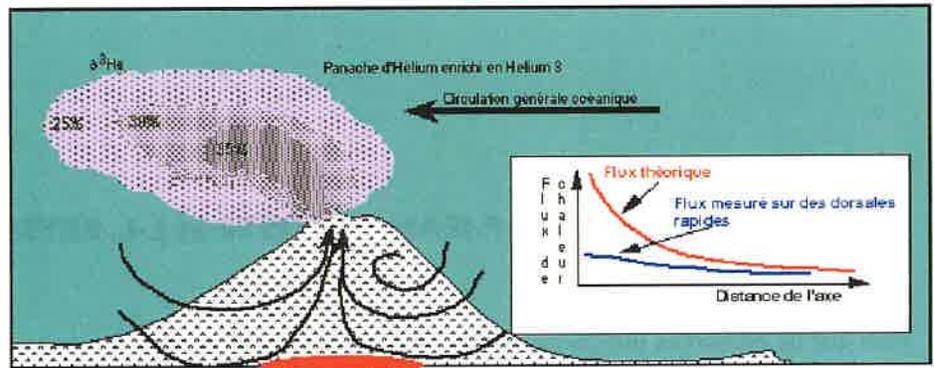


Figure 1 : Représentation schématique des deux anomalies ayant conduit à la découverte des sources hydrothermales: Le panache riche en hélium enrichi en  $^3\text{He}$  qui s'oriente dans le sens de la circulation générale océanique du lieu; en encart la différence entre le flux de chaleur théorique et le flux de chaleur mesuré en s'écartant de l'axe des dorsales.

Toujours avant la réelle découverte des sources, Wolery et Sleep, en 1976, ont utilisé l'anomalie globale du flux de chaleur pour estimer quels pourraient être les flux de silice, manganèse, fer, magnésium et calcium vers l'océan ouvert. Pour cela, ils utilisent les données chimiques des expériences sur les interactions eau/roche à haute température et haute pression faites en laboratoire, entre autres par Mottl *et al.* en 1974.

Par la suite, c'est surtout grâce à des progrès technologiques que la mise en évidence d'un phénomène dont l'ampleur ne pouvait être imaginée a été possible.

En effet, pour avoir une vision directe de ces sources, si elles existaient de façon ponctuelle et non diffuse, il fallait être capable de les localiser avec suffisamment de précision pour pouvoir terminer les recherches avec les sous-marins habités dont le rayon d'action n'est que de quelques kilomètres, et la visibilité d'environ une quinzaine de mètres.

### 1.1 Les sources hydrothermales des Galápagos

La première zone ainsi explorée fut le Centre de dérive des Galápagos car une très forte anomalie de flux de chaleur y était décelée. Une série de missions océanographiques à bord du THOMAS WASHINGTON avec l'utilisation d'un nouvel appareillage comportant un système de mesures en continu de la température, des caméras de télévision, des sonars, des caméras tractées, associé à un positionnement et une bathymétrie de haute précision, grâce à des séries de transpondeurs, a préparé la première plongée à vocation «hydrothermale» dans la zone de dérive des Galápagos à environ  $0^{\circ}47'N$ ,  $86^{\circ}10' E$ . Les «inventeurs» des sources hydrothermales ont donc été Corliss et Edmond qui, en février-mars 1977 (Corliss *et al.*,

1979), ont eu le privilège de «voir» des sources hydrothermales, de relativement faible température, il est vrai (de 17°C à 7°C), sortant de quatre événements avec un flux de 2 à 10 litres par seconde par événement. Un certain nombre de paramètres ont été enregistrés en continu : température, conductivité, oxygène dissous et pH, et des échantillons d'eau ont été prélevés dans les panaches hydrothermaux pour analyse. Bien que dans le cas de ces sources de basse température les eaux prélevées reflètent à différents degrés un mélange entre une solution hydrothermale pure (une eau de mer dont les caractéristiques chimiques ont été totalement modifiées au cours de son trajet dans la croûte océanique) et l'eau de mer ambiante, ces analyses ont permis de définir les caractéristiques d'une eau purement hydrothermale. Les expériences de laboratoire avaient montré que l'eau de mer, en présence de roches à hautes températures et pression, perdait son magnésium qui se combinait aux silicates des roches pour former un hydrosilicate de magnésium insoluble. La relation linéaire inverse entre la température et le magnésium dans les divers prélèvements des Galápagos, extrapolée à la disparition complète du magnésium conduit à évaluer la température de la réaction hydrothermale à  $280^{\circ}\pm 20^{\circ}\text{C}$ . À l'inverse, on constate une proportionnalité entre la silice dissoute dans l'eau hydrothermale et la température ; or l'extrapolation de cette relation vers les hautes températures recoupe la courbe de solubilité du quartz à environ 300°C. Ces hautes températures sont aussi en accord avec la température calculée à partir de la composition isotopique des minéraux silicatés trouvés dans les roches altérées à la base des forages DSDP (*Deep Sea Drilling Program*). Tout portait donc à croire que les réactions entre l'eau de mer et la roche devaient se faire à une température d'environ 300° et à haute pression et que la recherche de sources de très haute température au fond des océans n'était pas une utopie.

Si cette découverte correspondait du point de vue géophysique et chimique à ce que l'on cherchait, il n'en est pas de même pour la fantastique découverte d'une faune inconnue, associée aux sources hydrothermales, faune composée soit d'espèces connues, mais géantes comme les clams dans l'événement *Clambake*, ou encore inconnues comme les vers géants dans le *Garden of Eden* et bien d'autres par la suite. Comment une telle faune pouvait-elle se développer en l'absence d'un important apport de carbone, la photosynthèse étant absente à ces profondeurs ? Alors que normalement à ces profondeurs la biomasse est d'environ 0,1 à 10 mg/m<sup>2</sup>, on a observé par la suite des densités de populations pouvant atteindre 100 kg de matière fraîche/m<sup>2</sup>. Nous n'entrerons pas dans les détails des mécanismes conduisant à la survie et même au développement exceptionnel de la faune ainsi qu'à la présence d'espèces totalement inconnues dans un milieu sans lumière et saturé en hydrogène sulfuré. Notons seulement que la majorité des espèces trouvées est sédentaire et que ce ne sont pas les mêmes espèces dans tous les sites (Laubier, 1988). Comment se fait la colonisation des sites ? Est-ce que les sites ont une activité continue ?

En ce qui concerne les minéralisations, seuls des dépôts de basse température, oxyde de manganèse et nontronite aux Galápagos, et oxyde de manganèse dans l'Atlantique avaient été jusqu'alors trouvés.

## 1.2 Les dépôts de sulfures et les fumeurs noirs

Les premiers dépôts de sulfures polymétalliques aux abords d'une dorsale active ont été découverts par le sous-marin habité français CYANA lors d'une mission franco-américano-mexicaine sur la dorsale Est-Pacifique à 21°N (CYAMEX 1978). Le dépôt, en forme de colonnes, n'était associé à aucune anomalie de température et était situé à environ 600 m à l'ouest de l'axe actif. L'activité hydrothermale de haute température existait donc, il ne restait qu'à la trouver, ce qui fut fait, toujours à 21°N, par le sous-marin ALVIN qui, en mars-mai 1979 trouva des bouches dont sortait, à la vitesse de quelques mètres par seconde, un fluide à  $380 \pm 30^\circ\text{C}$ , clair à la sortie de l'évent, mais rapidement transformé en panache noir par la précipitation de particules noires de sulfures (d'où le nom de **fumeurs noirs** donné à ces formations). Par la suite, d'autres manifestations de cet hydrothermalisme furent trouvées : les **fumeurs blancs** (car les particules du panache sont formées de silice et de baryte), les **boules de neige** moins actifs et moins chauds, mais comportant des densités inimaginables de cette faune caractéristique qui avait été découverte aux Galápagos.

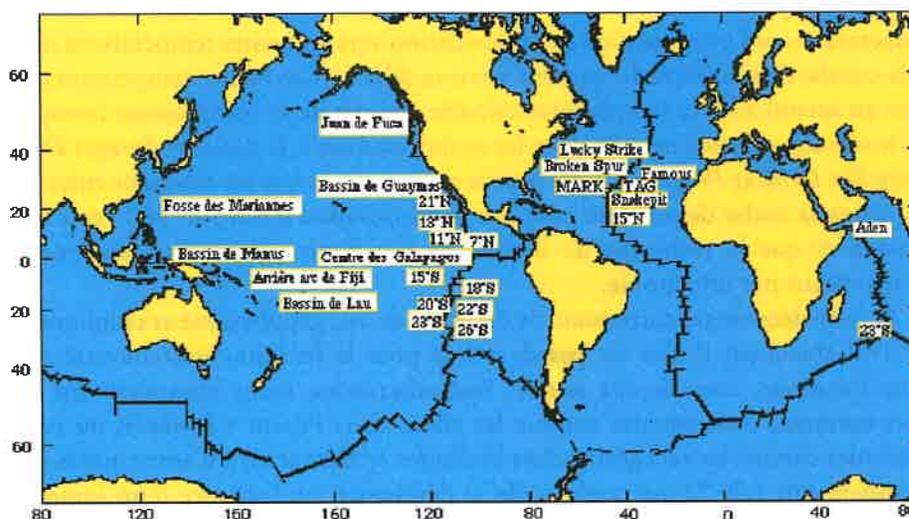


Figure 2 : Carte donnant les positions des principaux champs hydrothermaux reconnus dans les années 80.

Dès lors, les conditions d'existence du phénomène étant bien connues et l'exploration sous-marine bien développée, de très nombreuses missions avec des sous-marins ou des navires équipés de télévision ont été effectuées, montrant que la quasi totalité des dorsales actives (environ 55 000 km de long) pouvait être le siège de ce phénomène, bien que seulement quelques pour cent de leur longueur aient actuellement été explorés.

Au fur et à mesure des découvertes, des compilations, essentiellement par Rona, ont été effectuées, la dernière en date étant probablement celle de 1988 : la carte de la figure 2 donne la répartition des zones hydrothermales connues en 1991, un bon nombre d'autres ayant été trouvées depuis... Des détails sur la structure de ces champs et sur leurs événements sont donnés par Lalou (1991).

### 1.3 Impact des émissions hydrothermales sur la chimie des océans

L'inventaire présenté à la figure 2 permet déjà de constater que l'activité hydrothermale sous-marine à l'axe des dorsales est somme toute un phénomène courant. Les fluides émis par les événements hydrothermaux, comme nous allons le voir, sont le résultat de l'interaction à haute température (300 à 400 °C) entre l'eau de mer et la roche basaltique et de ce fait, acquièrent une composition chimique bien différente de celle de l'eau de mer ambiante. On peut donc se poser la question de l'influence de ces apports hydrothermaux sur la composition chimique des océans. Cette influence va dépendre bien évidemment en premier lieu de la composition chimique des fluides, certains éléments y étant très nettement enrichis ou appauvris par rapport à l'eau de mer standard. Elle dépendra également de l'apport global hydrothermal à l'océan profond, c'est-à-dire du débit massique de ces circulations, par rapport aux autres sources et puits d'éléments chimiques pour l'océan que sont d'une part l'érosion continentale (fleuves, marges côtières, apports éoliens...) et d'autre part la sédimentation.

#### 1.3.a COMPOSITION CHIMIQUE DES FLUIDES HYDROTHERMAUX

Pour les différents sites hydrothermaux connus, la composition chimique des fluides émis à haute température par les événements hydrothermaux a été étudiée de façon détaillée à partir des prélèvements effectués par les missions de plongées en submersibles. L'étude de la chimie des fluides hydrothermaux a également fait l'objet de travaux expérimentaux importants en laboratoire dans le domaine des réactions à haute température et haute pression entre du basalte et de l'eau de mer (Hajash, 1975 ; Bischoff et Seyfried, 1978 ; Mottl et Holland, 1978). Ces deux approches sont complémentaires et mettent clairement en évidence le rôle des réactions eau-basalte à haute température comme source et puits de nombreux éléments chimiques. Les expériences d'interaction eau de mer-basalte menées entre 150 et 350 °C en laboratoire montrent par exemple que  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{H}^+$  sont extraits de la roche et passent en solution tandis que  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Na}^+$  sont soustraits à l'eau de mer pour être intégrés au matériau solide au sein d'assemblages minéraux tels que smectites, chlorites, anhydrites et albites (Mottl, 1983). Le passage de l'ion  $\text{H}^+$  en solution se traduit par un abaissement caractéristique du pH des solutions hydrothermales, couramment de l'ordre de 3. Ces résultats de laboratoire sont confirmés par l'étude des fluides hydrothermaux eux-mêmes. L'eau hydrothermale pure ne contient plus de magnésium : la présence de magnésium indiquera donc le pourcentage de dilution du prélèvement par de l'eau de mer ambiante. On peut ainsi aisément remonter à la composition chimique du pôle hydrothermal pur pour chaque source chaude ou chaque site actif. La chimie des eaux hydrothermales sous-marines présente des variations notables d'un site à l'autre, en fonction du contexte géologique et géotectonique local, cependant de grandes tendances se dégagent, liées aux lois chimiques des réactions eau-roche évoquées plus haut. La figure 3a donne les teneurs en Na, Ca, Si, K, Fe, Li, Mn, Sr et Rb moyennes d'un certain nombre de sites hydro-

thermaux étudiés et la figure 3b montre les facteurs d'enrichissement ou d'appauvrissement par rapport à l'eau de mer standard. En dehors des variations d'un champ hydrothermal à l'autre, ou même d'une source à l'autre sur un même site, les grandes tendances que l'on peut constater à partir des facteurs d'enrichissement sont :

- les éléments les plus enrichis sont le fer et le manganèse, avec des taux d'enrichissement d'environ  $10^5$ ,
- Si, Li et Rb présentent également un enrichissement important, de 10 à 100.

Nous n'entrerons pas ici dans le détail des études particulières faites sur les éléments traces, U, Th, Pb, REE, etc.

Les fluides hydrothermaux sont également très enrichis en certains gaz produits par la réaction eau-roche ou directement extraits du basalte ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  et également  $^3\text{He}$  et  $^4\text{He}$  présents en quantité notable dans les roches du manteau terrestre).

Dans certains cas, cette composition chimique caractéristique des sources hydrothermales peut être profondément perturbée par un phénomène additionnel, l'ébullition en profondeur du fluide, qui intervient quand les conditions de température et de pression amènent le fluide dans la zone du régime diphasique. Cette démixtion du fluide initial donne le jour d'une part à une phase vapeur (qui recondense en remontant vers la sortie) très appauvrie en éléments chimiques par rapport à la solution initiale (avec par exemple une chlorinité nettement plus faible que l'eau de mer standard) mais par contre enrichie en gaz, et d'autre part à des saumures appauvries en gaz mais dans lesquelles se concentre la majorité des éléments non-volatiles, avec des facteurs d'enrichissement encore supérieurs à ceux évoqués plus haut. Ces fluides « complémentaires » peuvent être observés simultanément sur un même site ou séparément, traduisant alors l'aspect temporel du phénomène de séparation de phase qui privilégie dans un premier temps le rejet de la phase vapeur tandis que la saumure a tendance à s'accumuler en profondeur, puis dans une étape ultérieure de maturation du phénomène, l'expulsion progressive de cette saumure.

### 1.3.b DÉBIT DES SOURCES HYDROTHERMALES ET FLUX HYDROTHERMAUX GLOBAUX

Nous venons de voir le rôle des circulations hydrothermales pour extraire la chaleur, les gaz et nombre d'éléments chimiques du soubassement basaltique des dorsales océaniques, tandis qu'à l'opposé, d'autres éléments initialement présents dans l'eau de mer entrante sont piégés dans la roche. La question centrale, du point de vue de la chimie marine, est donc désormais l'ordre de grandeur de ces échanges croûte/océan à haute température par rapport aux autres phénomènes régulateurs de la chimie des océans que constituent principalement l'apport des fleuves, côté source d'éléments chimiques et la précipitation et la sédimentation côté puits. La méthode la plus simple et en même temps la plus fiable pour déterminer l'amplitude de la circulation hydrothermale à l'échelle globale repose sur l'étude du bilan de l'hélium-3 hydrothermal : les fluides hydrothermaux sont enrichis de manière relativement uniforme en hélium, avec des concentrations environ 1 000 fois supérieures à la teneur normale de l'océan.

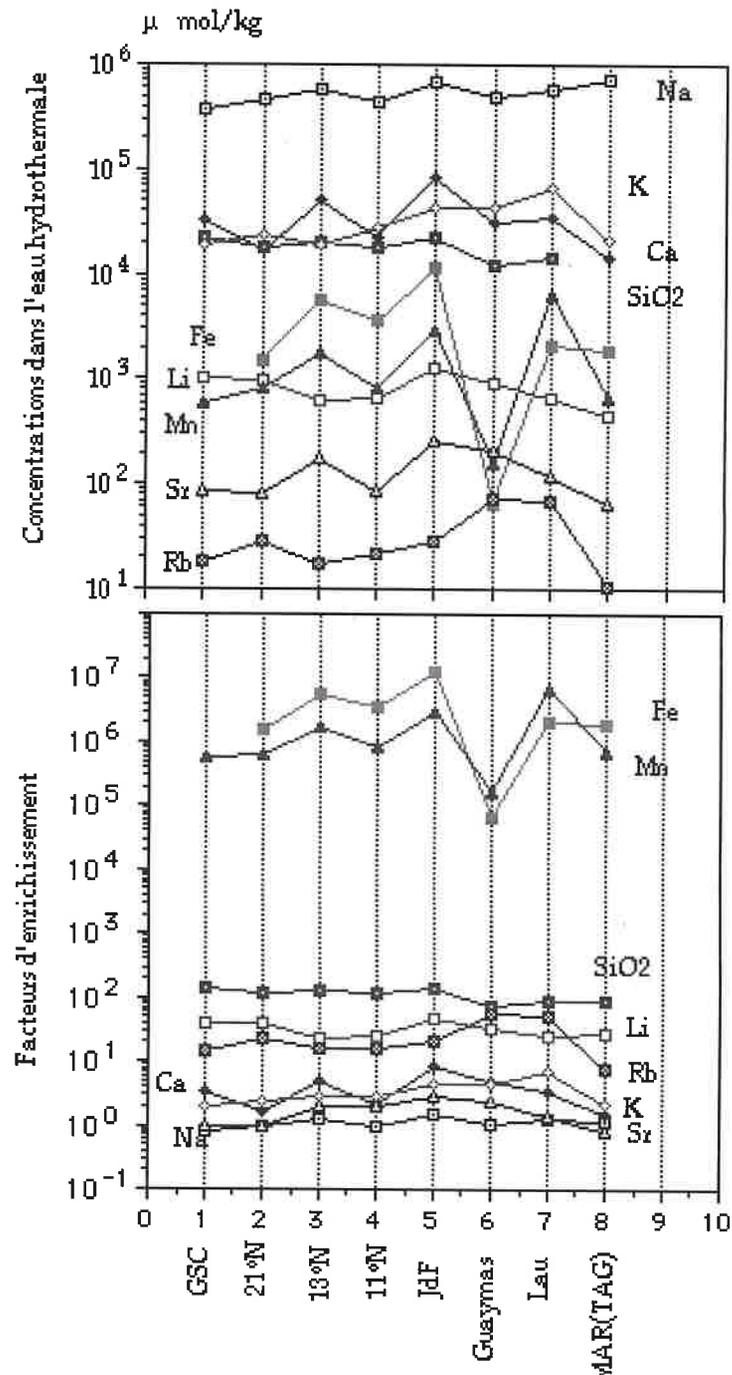


Figure 3 : Impact des eaux hydrothermales sur la chimie des océans. Pour 8 champs hydrothermaux sont donnés, en haut les compositions en Na, Ca, Si, K, Fe, Li, Mn, Sr et Rb des différentes eaux sortant des fumeurs noirs, calculées pour Mg = 0; en bas, les facteurs d'enrichissement par rapport à l'eau de mer.

En outre, le rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}$  de cet hélium est remarquablement constant, autour de 8 fois le rapport atmosphérique (égal à  $1,38 \cdot 10^{-6}$ ), comparable à celui des basaltes (MORB) et du manteau supérieur. Cet hélium transite à travers l'océan avant de passer dans l'atmosphère et en dernier ressort d'échapper à l'attraction terrestre et de se perdre dans l'espace. Lors de ce transit océanique, l'hélium hydrothermal crée une anomalie du rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}$  dans l'océan, principalement marquée à l'axe des dorsales, et que l'on peut suivre sur des milliers de kilomètres à travers l'océan mondial (Lupton et Craig, 1981). Cette anomalie d'hélium-3, qui est plus importante dans le Pacifique ( $\delta \approx 18\%$ ), intermédiaire dans l'océan Indien ( $\delta \approx 11\%$ ) et faible dans l'Atlantique ( $\delta \approx 3\%$ ), s'établit à un niveau qui traduit l'équilibre entre le flux hydrothermal et le temps de ventilation de l'océan, qu'il est possible de déterminer à partir de la distribution du carbone-14 naturel. Il est donc possible, à partir de l'anomalie d'hélium-3 océanique et du temps de ventilation des océans de déterminer le flux d'hélium-3 global en provenance des dorsales. Celui-ci s'établit autour de  $3 \pm 1$  atomes d' $^3\text{He}/\text{s}/\text{cm}^2$  de la surface de la terre (Clarke *et al.*, 1969 ; Craig *et al.*, 1975 ; Jean-Baptiste, 1992). Compte tenu de la concentration moyenne en hélium-3 des fluides hydrothermaux, ceci correspond donc à un débit global de l'ordre de 1000 à 3000  $\text{m}^3/\text{s}$  (Jean-Baptiste *et al.*, 1991), ce qui implique un passage de l'océan à travers la croûte nouvellement formée à l'axe des dorsales en 15 à 45 millions d'années. Pour reprendre l'exemple du magnésium cité plus haut, qui est extrait à 100% de l'eau de mer initiale par les réactions eau-basalte à haute température, sachant que la concentration en Mg de l'eau de mer est de 54,2 mM/kg, le débit global de la circulation hydrothermale correspond à un puits de magnésium de l'ordre de  $1,7 \cdot 10^{12}$  à  $5,1 \cdot 10^{12}$  moles/an. Ce dernier est à rapprocher du flux de magnésium apporté par les rivières, qui s'élève à  $5,5 \cdot 10^{12}$  moles/an (Mackenzie et Garrels, 1966 ; Drever, 1974). On constate donc, dans ce cas précis, que l'hydrothermalisme sous-marin est l'un des phénomènes principaux qui contrebalance les apports continentaux de magnésium à l'océan et équilibre le cycle géochimique de cet élément (les puits complémentaires de magnésium sont liés à la sédimentation et aux phénomènes de diagénèse). La contribution de l'hydrothermalisme de haute température à la chimie marine et au cycle géochimique des éléments a été étudiée en particulier par Edmond *et al.*, (1982), Thompson (1983) et von Damm *et al.*, (1985), qui montrent que les systèmes hydrothermaux dans leur ensemble sont des sources majeures pour Si, Ca, K, Li, Rb, Fe et Mn, et des puits pour Mg et  $\text{SO}_4$ .

Pour avoir une vue absolument exhaustive du rôle de l'hydrothermalisme océanique sur la chimie des océans, il serait nécessaire également de prendre en considération l'ensemble des circulations convectives ayant lieu à moyenne et basse température hors-axe, jusque sur les flancs des dorsales océaniques déjà recouverts d'une couche de sédiments. On peut estimer à partir d'approches indépendantes, thermiques (Sleep *et al.*, 1983 ; Morton et Sleep, 1985), géochimiques (Mottl, 1983 ; Bowers et Wolery, 1985), ou par la comparaison simple du rapport  $^3\text{He}/\text{chaleur}$  dans les sources de haute température et à l'échelle globale du plancher océanique (Jean-Baptiste, 1992), qu'une fraction seulement de la chaleur (de l'ordre de 10 à 20%) est extraite directement à l'axe. Sur le plan thermique, le rôle des circulations de basse

température hors-axe est donc loin d'être négligeable. Par contre, leur rôle géochimique est encore difficile à quantifier, la plupart des informations disponibles provenant de l'étude ponctuelle de l'altération des basaltes océaniques récupérés par dragages ou forages (Thompson, 1983).

## 2. IMPORTANCE DE LA CHRONOLOGIE

Une des premières questions concerne le lien entre ces dépôts actuels, relativement peu denses et les grands dépôts exploitables : l'hydrothermalisme actuel est-il représentatif de l'hydrothermalisme passé ? Comment se construisent et se préservent les dépôts dans des zones aussi instables que les axes de dérive ?

Pour le biologiste, chaque champ hydrothermal est une oasis de vie, présentant un développement, insoupçonné jusqu'alors, d'une faune spécifique formée soit d'espèces nouvelles, soit d'espèces connues mais géantes qui ne peuvent se développer que tant que le système hydrothermal est actif. La survie de ces oasis dépend donc de la durée de vie des sources. Si les systèmes ne sont pas actifs de façon continue, les biologistes seront confrontés au problème de la migration et de la colonisation de nouveaux sites actifs, distants parfois de plusieurs centaines de kilomètres.

Le chimiste a une notion générale de l'apport hydrothermal des éléments à l'océan à partir de bilans globaux, mais cet apport est-il régulier ou par à coups ? On a de bonnes raisons de penser que c'est un apport par à coups : par exemple, des champs actifs comme ceux de la dorsale Est-Pacifique à 12°50 N sont visités périodiquement, et l'on a pu voir des sites mourir alors que de nouveaux se forment. Sur la dorsale de Juan de Fuca, partie la plus nord de la dorsale Est-Pacifique, des événements cataclysmiques, appelés **méga-panaches**, montrent que, de façon instantanée, l'équivalent de l'apport annuel de 200 à 2 000 fumeurs noirs a été émis en quelques jours (Baker *et al.*, 1987). Ces observations tendent à montrer que l'apport d'éléments à l'océan est sporadique or, comme on l'a vu précédemment, cet apport d'éléments est en moyenne égal ou supérieur à celui des rivières. Il s'ensuit que si les apports sont ponctuels dans le temps, ils peuvent avoir une grosse importance instantanée non seulement au voisinage des dorsales, mais aussi jusque dans les plaines abyssales puisque des panaches hydrothermaux ont pu être suivis sur plus de 2000 km... (Lupton et Craig, 1981).

Si, toujours à l'échelle globale, les taux de dérive des plaques océaniques sont connus en tenant compte de l'âge et de la distance des anomalies magnétiques à la dorsale, donc à l'échelle de centaines de milliers d'années ou de millions d'années, il est probable qu'il n'en est pas de même à l'échelle de milliers d'années, voire de dizaines d'années. Les événements hydrothermaux sont dus, tout comme la dérive des plaques, à des montées de la chambre magmatique sous les dorsales ; par conséquent, si c'est un phénomène pulsé, il doit être le reflet des poussées magmatiques.

Jusqu'à présent on n'avait que peu d'échelles de temps permettant de quantifier plus précisément la dynamique de ces événements ; on avait cependant des ordres de grandeur, mais pas toujours cohérents entre eux et généralement estimés et non mesurés.

On avait vu la formation d'une cheminée d'un mètre de haut en moins de 4 jours (Goldfarb *et al.*, 1983) et la reconstitution en moins de 5 jours des 40 cm supérieurs

d'une cheminée cassée au cours d'une plongée (Hékinian *et al.*, 1983), vitesses de croissance qui ne pouvaient évidemment pas être continues. Par ailleurs la durée de vie d'une cheminée était évaluée de 1 à 10 ans (Mac Donald *et al.*, 1980) en se fondant sur des contraintes thermiques liées à l'anomalie de flux de chaleur au niveau des dorsales. La durée de vie d'un champ hydrothermal était évaluée pour les uns de 100 à 1000 ans (Mc Conachy *et al.*, 1986) pour d'autres à 10 000 ans (Mac Donald *et al.*, 1980) ou même 40 000 ans (Rona, 1984).

En ce qui concerne la durée de vie d'une chambre magmatique, elle est estimée à 10 000 ans par Lister (1983) ; si l'hydrothermalisme est une expression directe de ce phénomène, comment se répartissent les dépôts sur un plancher qui se déplace à une vitesse de quelques centimètres par an ? (en prenant une vitesse de dérive moyenne de 6 à 16 cm par an, en 10 000 ans chaque plaque se sera écartée de l'axe d'environ 300 à 800 mètres). Par ailleurs, la période des éruptions volcaniques est estimée à 1000 ou 10 000 ans sur les dorsales lentes et 50 à 500 ans sur les dorsales rapides (Macdonald, 1983).

L'hydrothermalisme laisse des traces, parfois fugitives, comme les cimetières de grands bivalves dont la présence est signe qu'un champ hydrothermal a été actif quelques années auparavant. En effet, ces coquilles en aragonite ne peuvent subsister longtemps aux profondeurs des dorsales qui sont en dessous de la profondeur de compensation pour l'aragonite. Par exemple, près des bouches hydrothermales de la dorsale Est-Pacifique, la vitesse de dissolution des coquilles de *Calypptogena* a été mesurée : elle est de 0,22 mm/an (Lutz *et al.*, 1983) et 0,19 mm/an (Rio et Roux, 1984). Il laisse aussi des traces plus « stables » que sont les différents dépôts métalliques : sulfures de haute température, oxydes de manganèse, silice et baryte. Ce sont ces témoins que l'on peut essayer de dater.

Pour tenter de préciser cette dynamique temporelle et donner, au moins pour un passé récent, une contrainte-temps aux modélisations du système hydrothermal, nous avons développé différentes méthodes de datation, couvrant une gamme de quelques années à quelques centaines de milliers d'années.

## 2.1 Les méthodes

### 2.1.a PRINCIPE

- *Comportement des radionuclides dans le milieu hydrothermal et marin*

Les méthodes que nous avons utilisées sont des méthodes classiques, utilisant les déséquilibres créés naturellement dans le milieu marin dans les familles des radionuclides primitifs, **uranium** et **thorium**. Toutefois le domaine d'application de chaque méthode dépend de façon extrêmement critique du milieu dans lequel elle est appliquée. Nous allons donc rechercher quelles sont les conditions physico-chimiques qui peuvent conduire à ces ruptures d'équilibre, permettant ainsi d'utiliser ces déséquilibres comme point de départ de méthode de datation des dépôts hydrothermaux (figure 4).

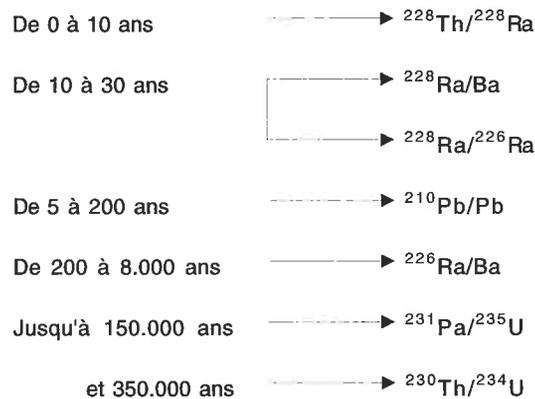
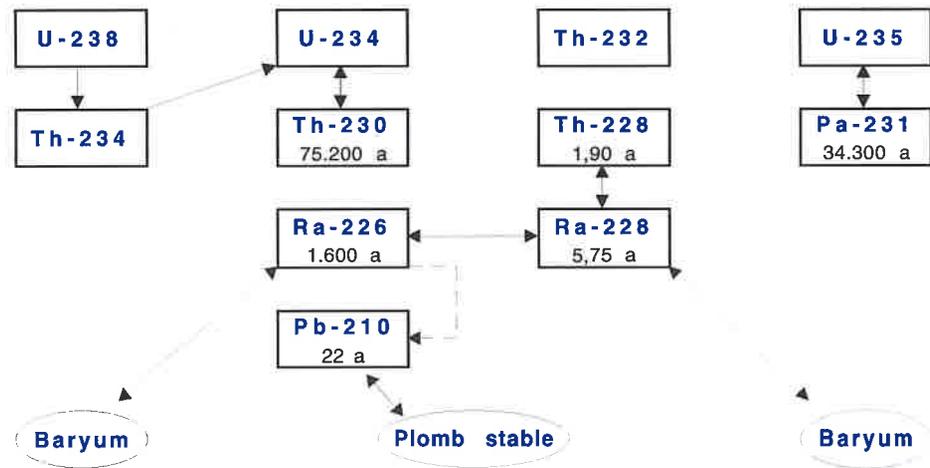


Figure 4 : Filiations radioactives et caractéristiques des différents radionuclides utilisés pour établir la chronologie des dépôts hydrothermaux. Toutes les périodes des éléments utilisées dans ce texte sont celles données par Ivanovich *et al.*, (1992). Les flèches doubles indiquent les rapports utilisés. La partie inférieure de la figure donne les gammes de temps couvertes.

Lors du circuit hydrothermal, l'eau de mer riche en uranium ( $3 \mu\text{g}/\text{l}$ ) et pauvre en thorium ( $\approx 0,08 \mu\text{g}/1000 \text{ litres}$ ) pénétrant dans la croûte océanique perd son uranium qui précipite à l'état  $\text{U}^{4+}$  dès que les conditions deviennent réductrices. Atteignant les couches profondes, proches de la chambre magmatique, vers  $450^\circ\text{C}$ , les conditions de pression et de température la rendent plus efficace pour extraire certains éléments de la roche. Cependant il semble, soit que cette extraction n'est pas importante pour l'uranium et le thorium, soit que uranium et thorium sont déposés avant la sortie des eaux thermales dans l'océan puisque celles-ci, avant mélange avec l'eau de mer et lorsqu'elles n'ont pas traversé de dépôts sédimentaires ne contiennent que  $0,06-0,18 \text{ ppb}$  d'uranium et  $< 0,1-4,3 \text{ ppt}$  de thorium ; par contre elles peuvent contenir  $40 \text{ ppb}$  de plomb dont nous verrons l'intérêt plus loin (Chen *et al.*, 1986).

L'origine de l'uranium dans les dépôts hydrothermaux n'est donc pas hydrothermale. La précipitation des métaux, sous forme de sulfures ou d'oxydes, se fait par refroidissement du fluide hydrothermal par mélange avec l'eau de mer, la teneur en uranium des minéraux dépendra donc en partie du taux de mélange. Comme l'eau de mer ne présente que de très faibles teneurs en thorium, il n'y aura pas d'enrichissement en thorium. Ceci ouvre la voie à l'application des méthodes radiochronologiques bien connues dans le milieu marin :  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  et  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ .

Revenant aux familles radioactives (figure 4), on voit qu'après les éléments Pa et Th réactifs dans l'eau de mer, que l'on ne trouve pratiquement pas en solution car ils se fixent très rapidement sur les particules, on trouve les radium qui, eux, sont solubles. Ils sont présents dans l'eau de mer (en concentrations très variables car ils ont plusieurs sources) et dans les eaux hydrothermales. Ils sont donc susceptibles d'être incorporés dans certains dépôts hydrothermaux.

Le **radium 228**, produira du  $^{228}\text{Th}$ . Comme le dépôt à l'origine ne contient pas de thorium, tout le  $^{228}\text{Th}$  proviendra de la décroissance du radium 228.

Si le minéral a inclus du  $^{228}\text{Ra}$ , il a aussi inclus du  $^{226}\text{Ra}$ . Le **radium 226** a une période suffisamment longue (1600 ans) pour être considéré comme stable par rapport au  $^{228}\text{Ra}$  (5,7 ans). On devrait donc pouvoir utiliser la décroissance du  $^{228}\text{Ra}$  par rapport au  $^{226}\text{Ra}$ , mais à condition que le rapport  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$  au moment de la formation de l'échantillon soit connu. Nous reviendrons dans le paragraphe suivant sur ce problème.

Les géochimistes savent que radium et baryum sont intimement associés au cours des cycles géochimiques ; une autre méthode pourrait donc être de mesurer la décroissance du  $^{226}\text{Ra}$  par rapport au baryum stable. Là encore, il faudra connaître ce rapport à l'origine.

Poursuivant notre examen des familles radioactives, on voit qu'après toute une série d'éléments gazeux (les radons) qui, trop mobiles ne peuvent être utilisés en radiochronologie, puis d'éléments de très courte période (Po et Bi), on arrive aux plombs dont l'un des isotopes, le **plomb 210**, a une période de 22 ans, susceptible d'être intéressante pour étudier le milieu hydrothermal. Ce plomb 210 accompagnant le plomb stable, s'il n'est pas supporté par du radium 226, doit décroître en fonction du temps, mais sa concentration dépend des minéraux formés : une galène (PbS) concentrera plus de plomb qu'une pyrite ( $\text{FeS}_2$ ), donc ce n'est pas l'activité en plomb 210 de l'échantillon qui sera utilisée, mais l'activité spécifique en plomb 210 du plomb de l'échantillon, donc le rapport  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$  qui décroîtra en fonction du temps. Là encore, on sera confronté au problème de la connaissance du rapport  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$  à l'origine car ce rapport a peu de raison d'être une constante. De plus, dans les échantillons présentant une forte activité en radium, du  $^{210}\text{Pb}$  pourra être formé par décroissance du  $^{226}\text{Ra}$ . Cependant dans les sulfures hydrothermaux, l'activité en  $^{226}\text{Ra}$  est trop faible pour avoir une influence notable sur le  $^{210}\text{Pb}$  (Lalou et Brichet, 1982) ; par contre dans les échantillons riches en baryum, on devra tenir compte de ce phénomène.

• *Détermination des conditions à l'origine*

- *Méthodes utilisant les isotopes du thorium et du protactinium*

La vérification d'un comportement conforme aux caractéristiques géochimiques du milieu marin est facile : il suffit d'analyser des échantillons de sulfures récents pour constater qu'effectivement ils contiennent de l'uranium en quantité variable, mais ne contiennent pas de thorium. Seules les parties très externes (en contact avec l'eau de mer ou oxydées) peuvent présenter une faible contamination par du thorium provenant de l'eau de mer ou des sédiments avec lesquels ils ont pu être en contact après leur formation. Cette pollution est facile à éviter en travaillant sur les parties internes des échantillons, et de toutes façons elle est mise en évidence par la présence de  $^{232}\text{Th}$ . Tout échantillon présentant du thorium 232 devra donc être éliminé (Lalou et Brichet, 1982).

- *Méthodes utilisant les isotopes du radium et du plomb*

Pour la méthode  $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$ , on utilise la même propriété que pour les méthodes précédentes à savoir l'absence de thorium au moment de la formation de l'échantillon, donc, tout le  $^{228}\text{Th}$  mesuré sera issu de la désintégration du  $^{228}\text{Ra}$ .

Dans le cas de la méthode  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ , les deux isotopes ne proviennent pas des mêmes familles radioactives. Le radium peut provenir soit des eaux hydrothermales, c'est-à-dire dans un rapport proche du rapport U/Th des basaltes océaniques, ou de l'eau de mer, ou plus probablement d'un mélange des deux, on ne connaît donc pas *a priori* le rapport de départ. Qui plus est, il est probable que ce rapport varie, tout au moins d'un champ à l'autre. La meilleure hypothèse que l'on peut faire est que ce rapport mesuré dans les particules du panache d'une cheminée active est le même que celui des parois des cheminées au moment de leur formation. On fait ensuite l'hypothèse qui pourra être vérifiée par des prélèvements de particules espacés dans le temps que ce rapport reste constant dans le temps pour un même champ. Il est cependant probable qu'il ne pourra être considéré comme constant d'un champ à l'autre. Il en est de même pour le rapport  $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$ . De plus, ces rapports ont une application limitée pratiquement aux échantillons riches en baryte hydrothermale. L'utilisation du rapport  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  pour dater les barytes est fondée sur l'absence de plomb dans les barytes, le  $^{210}\text{Pb}$  que l'on pourra mesurer viendra alors de la décroissance du  $^{226}\text{Ra}$ .

Le rapport  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$  est d'une application plus générale. Là encore, bien que les mesures aient montré qu'il était beaucoup plus proche du rapport des basaltes ( $5.10^4$  dpm/g) que de celui de l'eau de mer ( $2.10^8$  dpm/g) on voit qu'une très faible contribution de l'eau de mer pourrait changer ce rapport d'une façon significative. Il est donc préférable de le mesurer dans les particules du panache. Ce rapport étant couramment utilisé, on sait déjà qu'il semble effectivement constant dans un même champ sur plusieurs années, mais qu'il est différent d'un champ à l'autre (tableau 1).

Site	Date	Pb ( $\mu\text{g/g}$ )	$^{210}\text{Pb}$ (dpm/g)	$^{210}\text{Pb/Pb}$ (dpm/ $\mu\text{g}$ )
EPR 13°N "Chaînette"	02-82	770±115	384±21	0.50±0.06
id	id	13.9±1.9	7.2±2.4	0.52±0.18
id	id	9.4±2	6.0±0.4	0.64±0.08
id	id	559±30	292±14	0.52±0.04
id "Chandelier"	03-84	72±18	58±13	0.80±0.27
id "Parigo"	id	1950±50	1130±35	0.58±0.02
id	10-87	106±10	59.7±4.2	0.56±0.06
EPR 21°N	04-79	1515±75	1830±45	1.21±0.07
id	11-79	480±25	560±10	1.17±0.07
id	11-79	660±30	745±70	1.13±0.12
MAR (TAG)	01-90	122±8	150±9	1.23±0.11
id	id	4±0.4	4.73±0.24	1.18±0.13
id (Snakepit)	01-90	395±32	523±30	1.32±0.13
		48±2	57±5	1.19±0.12

Tableau I : Rapports initiaux  $^{210}\text{Pb/Pb}$  en Février 82, Mars 84 et Octobre 87 en trois sites du champ hydrothermal de l'EPR 13°N montrant la constance du rapport au cours du temps et dans les différents sites du même champ.

Le rapport à 21°N est différent ainsi que ceux de TAG et Snakepit.

• *Gammes de temps couvertes par les méthodes*

On considère généralement en radiochronologie que les gammes de temps utilisables sont de l'ordre de 5 à 10 fois la période de l'élément de plus courte période.

- *Méthode  $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$*

Dans cette méthode, la période des deux éléments étant très courte (1,9 ans et 5,7 ans respectivement), il est nécessaire de tenir compte de la période du fils, mais aussi de celle du père qui n'est que 3 fois plus longue, d'où l'utilisation de l'équation :

$$\frac{\left[ ^{228}\text{Th} \right]}{\left[ ^{228}\text{Ra} \right]_{\text{mes}}} = \left( \frac{\lambda_{\text{T}}}{\lambda_{\text{T}} - \lambda_{\text{R}}} \right) \left[ 1 - e^{(\lambda_{\text{R}} - \lambda_{\text{T}})t} \right] \quad (1)$$

où  $\lambda_{\text{T}}$  et  $\lambda_{\text{R}}$  sont les constantes radioactives du  $^{228}\text{Th}$  et du  $^{228}\text{Ra}$  respectivement,  $t$  étant le temps.

Cette équation permet d'établir la courbe de la figure 5, qui montre qu'un équilibre transitoire ( $\approx 1,5$ ) sera atteint en environ 15 ans, limite de la méthode. Toute valeur intermédiaire correspondra au temps depuis lequel le minéral est formé.

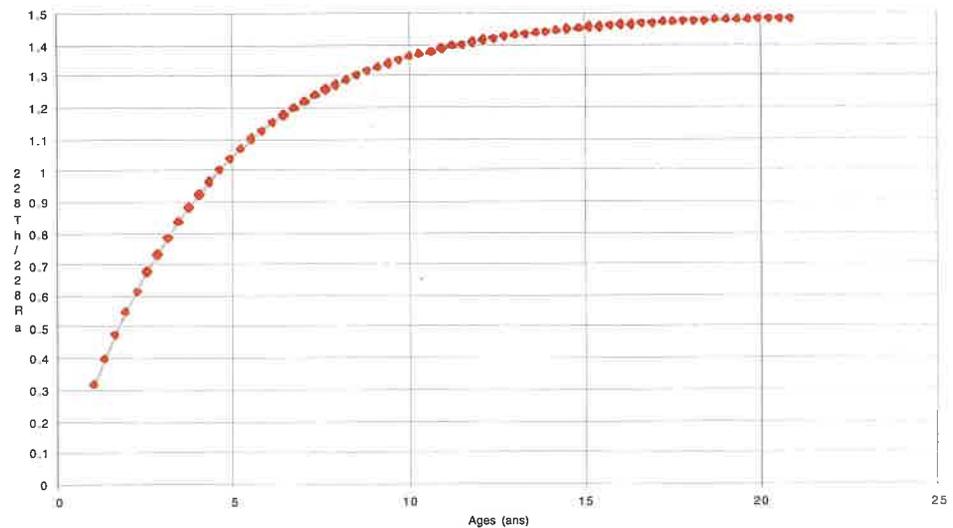


Figure 5 : Évolution au cours du temps du rapport  $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$  si l'échantillon ne contient pas de  $^{228}\text{Th}$  à l'origine

#### - Méthode $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$

Le radium 228 décroît avec sa période de 5,7 ans, puisqu'il est séparé du  $^{232}\text{Th}$  et on peut considérer qu'il aura disparu au bout de 40 ans. Pendant ce temps, le Radium 226 n'aura pratiquement pas décrépu puisque sa période est de 1600 ans, on le considérera donc comme un élément stable et l'âge sera calculé à partir de l'équation classique de décroissance radioactive à condition de connaître la valeur de départ du rapport.

#### - Méthode $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$

Le plomb 210 a une période de 22 ans. Les échantillons en général ont une activité en plomb 210 suffisante pour qu'une activité résiduelle puisse encore être mesurée après une dizaine de périodes, soit environ 200 ans. On utilise donc le rapport mesuré à l'origine dans les particules ; sa décroissance suit la loi générale déjà mentionnée. Cependant, comme nous l'avons vu précédemment, il faut tenir compte de la possibilité d'une éventuelle recroissance du  $^{210}\text{Pb}$  à partir du  $^{226}\text{Ra}$  lorsque l'échantillon en contient.

#### - Méthode $^{226}\text{Ra}/\text{Ba}$

On a vu que cette méthode ne s'applique qu'au cas précis des échantillons riches en baryum et qu'il est nécessaire d'avoir le rapport à l'origine. La décroissance du  $^{226}\text{Ra}$ , comme dans le cas précédent, n'est donc fonction que du temps, mais la période du radium 226 (1600 ans) devrait permettre de dater des échantillons jusqu'à environ 10 000 ans.

- Méthodes  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  et  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Ces deux méthodes sont traitées en même temps car leur domaine d'application ne dépend que de leurs différences de périodes, ce qui permet, dans la gamme de temps où les deux méthodes se recouvrent (de quelques milliers d'années à 150 000 ans) de vérifier les résultats de l'une par l'autre.

Au départ, il n'y a que de l'uranium dans l'échantillon ; le temps passant, cet uranium donne naissance à du  $^{230}\text{Th}$  et du  $^{231}\text{Pa}$  selon la loi :

$$\left[ \begin{array}{c} ^{230}\text{Th} \\ ^{238}\text{U} \end{array} \right]_{\text{mes}} = 1 - e^{-\lambda t} \quad (2)$$

et :

$$\left[ \begin{array}{c} ^{231}\text{Pa} \\ ^{235}\text{U} \end{array} \right]_{\text{mes}} = \left[ \begin{array}{c} ^{231}\text{Pa} \\ 0,046^{238}\text{U} \end{array} \right] = 1 - e^{-\lambda t} \quad (3)$$

où l'on considère les uranium comme stables pendant la période d'application.

Le  $^{231}\text{Pa}$ , de période 34 300 ans, permettra de mesurer des âges compris entre environ 1000 ans et 150 000 ans (environ 5 périodes du  $^{231}\text{Pa}$  après lesquelles le déséquilibre est trop faible pour qu'une mesure précise puisse être faite). Comme l'activité de l'uranium 235 est faible, mais que son activité par rapport à l'uranium 238 est une constante à l'échelle de temps couverte par la méthode [ $^{235}\text{U} = 0,046^{238}\text{U}$ ], on déduit cette activité de la mesure de l'uranium 238.

En ce qui concerne le  $^{230}\text{Th}$ , la méthode devrait être aussi simple et couvrir une gamme de temps de 2000 à 350 000 ans (environ 5 fois la période de 75 200 ans du  $^{230}\text{Th}$ ). Cependant une complication vient du fait que dans l'eau de mer (et nous avons vu que l'uranium contenu dans les dépôts hydrothermaux est en grande partie d'origine marine) l'uranium 234, fils de l'uranium 238 et père du  $^{230}\text{Th}$  n'est pas à l'équilibre avec son père ( $[^{234}\text{U}/^{238}\text{U}] > 1$ ). C'est donc le rapport à l'uranium 234 qui doit être utilisé. Mais cet uranium 234 n'a que 250 000 ans de période et ne peut donc être considéré comme stable pendant la gamme de temps couverte par la méthode. On doit donc faire appel à la loi de filiation radioactive entre deux éléments de périodes différentes :

$$\left[ \begin{array}{c} ^{230}\text{Th} \\ ^{234}\text{U} \end{array} \right]_{\text{mes}} = \left[ \begin{array}{c} ^{238}\text{U} \\ ^{234}\text{U} \end{array} \right] \left( 1 - e^{-\lambda_0 t} \right) + 1 - \left[ \begin{array}{c} ^{238}\text{U} \\ ^{234}\text{U} \end{array} \right] \left( \lambda_0 - \lambda_4 \right) \left( 1 - e^{(\lambda_4 - \lambda_0)t} \right) \quad (4)$$

où  $\lambda_0$  et  $\lambda_4$  représentent les constantes de décroissance radioactive du  $^{230}\text{Th}$  et du  $^{234}\text{U}$  respectivement ;  $[^{234}\text{U}]$   $[^{238}\text{U}]$  et  $[^{230}\text{Th}]$  étant les activités mesurées dans un échantillon d'âge  $t$ .

### 2.1.b DÉTECTION

Les nuclides que l'on a à mesurer sont soit émetteurs alpha soit émetteurs bêta, ces désintégrations sont souvent accompagnées de l'émission d'un rayonnement gamma.

- *Spectrométrie gamma*

L'avantage de la spectrométrie gamma est de ne pas nécessiter de traitement chimique : elle est parfaitement adaptée pour la mesure des radionuclides dans les barytes dont la mise en solution est compliquée. Par ailleurs, même pour les sulfures dont la mise en solution est aisée, elle permet une mesure exploratoire rapide. Par conséquent, dans tous les cas, il est préférable d'effectuer une mesure gamma avant toute chose. Cette méthode permet de mesurer directement les rapports  $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$  et  $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ . Elle permet aussi de détecter la présence du  $^{210}\text{Pb}$ . Cependant comme le rapport utilisé est  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$  et que la teneur en Pb est variable à l'intérieur même d'un échantillon (fonction de sa composition minéralogique), il est préférable de mesurer  $^{210}\text{Pb}$  et Pb sur la même fraction après mise en solution. Le  $^{210}\text{Pb}$  est alors mesuré par spectrométrie alpha, par l'intermédiaire de son fils  $^{210}\text{Po}$  en s'assurant que l'équilibre entre les deux nuclides est établi, et le plomb stable par absorption atomique.

- *Spectrométrie alpha*

En plus du rapport  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$ , on mesurera par spectrométrie alpha les rapports  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  et  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  après traitement chimique et purification des fractions uranium et thorium. Cette chimie et la détection sont couramment utilisées et décrites dans la littérature (Ivanovich et Harmon, 1982).

## 2.2 Les résultats

Les études effectuées au Centre des Faibles Radioactivités à Gif-sur-Yvette depuis une dizaine d'années ont permis de préciser les grandes lignes de la chronologie des phénomènes hydrothermaux, chronologie permettant d'apporter un certain nombre de réponses aux questions posées dans l'introduction de ce chapitre. On doit toutefois noter que la valeur de ces conclusions dépend de façon critique de la précision de l'échantillonnage et de sa représentativité. La précision de l'échantillonnage ne peut être obtenue qu'à partir de submersibles qui permettent en général d'avoir des échantillons dont les positions relatives dans un édifice hydrothermal (cheminée active ou non, partie haute ou basse de la cheminée...) peuvent être déterminées très précisément. Toutefois le champ d'action et de visibilité restreint de ces engins est moins propice pour avoir une vue d'ensemble sur l'histoire passée de toute une zone hydrothermale. En effet les témoins anciens, surtout dans les zones de dérive rapide (comme par exemple la dorsale Est-Pacifique), peuvent être actuellement hors de l'axe dans lequel sont généralement programmées les plongées.

### 2.2.a DURÉE DE VIE D'UNE CHEMINÉE

Dans toutes les zones explorées jusqu'à présent (JDE, EPR à 21° et 13°N, GSC, EPR à 18 et 21°S TAG et Snakepit), on retrouve les mêmes caractéristiques en ce qui concerne le mode de formation et la durée de vie d'une cheminée isolée.

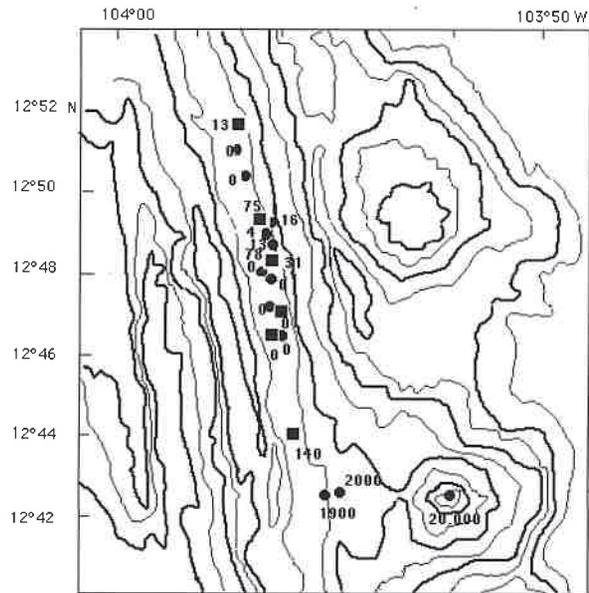


Figure 6 : Ages des cheminées hydrothermales dans le champ à 12°50N sur la dorsale Est Pacifique. Les carrés représentent des cheminées inactives au moment du prélèvement, les ronds des cheminées actives.

On donnera ici comme exemple (figure 6) les résultats obtenus dans le champ hydrothermal situé vers 12°50N (appelé plus couramment 13°N) sur la dorsale Est Pacifique (Lalou *et al.*, 1985). L'intérêt de ce champ vient de ce qu'il est considéré comme **zone atelier** des équipes françaises qui retournent échantillonner périodiquement, permettant de compléter l'échantillonnage en fonction des résultats déjà obtenus.

- Les cheminées situées dans l'axe de dérive, qu'elles soient actives ou non, présentent toutes des âges inférieurs à 200 ans, et même à 100 ans si on se limite à la zone qui est actuellement active.
- Ces cheminées peuvent présenter un âge zéro (dans la limite de la précision de la méthode  $^{210}\text{Pb}/\text{Pb}$  que l'on peut estimer à 4 ou 5 ans) et être déjà inactives. Dans ce cas, l'âge des parois et celui du bouchon de remplissage sont les mêmes. Elles peuvent par contre être «vieilles» et toujours actives, mais elles présentent aussi le même âge à la base et au sommet prouvant que l'édification de la cheminée est très rapide et est terminée.

Ces deux caractéristiques semblent montrer que les cheminées se forment brutalement, que leurs dimensions, diamètre et hauteur dépendent de la puissance du fluide hydrothermal. Lorsque le flux diminue, elles se bouchent immédiatement, mais s'il reste constant, elles continuent de «vivre» sans croître. Ces caractéristiques ont été vérifiées par les observations sur le terrain, soit par des retours dans les mêmes sites, soit par les données des observatoires autonomes dont on instrumente de plus en plus les sites mais qui, toutefois, ne peuvent renseigner que sur le phénomène à l'échelle de quelques années.

- Les échantillons plus âgés se trouvent hors axe. Cette caractéristique a été retrouvée sur l'EPR à 21°N (Lalou et Brichet, 1982), et à 18°S. En général l'âge de ces dépôts de sulfures fossiles est inférieur à celui que l'on peut calculer (à partir des vitesses moyennes de dérive données par les inversions du champ magnétique) pour le plancher océanique sur lequel ils reposent. Par conséquent, soit de l'hydrothermalisme de haute température peut se développer en dehors des axes actifs, soit, et cela est plus probable, les vitesses moyennes de dérive, si elles sont valables à l'échelle du million d'années, ne le sont pas à l'échelle de milliers d'années, les tensions s'accumulant petit à petit jusqu'à un point de rupture.

### 2.2.b L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE EST-ELLE IDENTIQUE SUR LES DORSALES À DÉRIVE RAPIDE (EPR) ET SUR LES DORSALES LENTES (MAR) ?

Nous venons de voir que, dans la limite de la représentativité de notre échantillonnage, dans les zones de dérive rapide (supérieur à environ 6 centimètres par an), les dépôts fossiles sont éloignés des champs actifs. La dorsale Médio-Atlantique (MAR) est une dorsale lente : son taux d'expansion est de 2 à 3 cm par an. Elle est caractérisée par un relief beaucoup plus marqué, les parois limitant l'axe de dérive le dominant de près de 1000 mètres alors que le graben marquant l'axe de dérive Est-Pacifique (EPR) se trouve au voisinage du sommet de la dorsale. Les dépôts résultant de l'activité hydrothermale dans le cas des dorsales lentes sont donc confinés plus longtemps dans cette vallée. Les parois très abruptes empêchent une sédimentation abondante qui pourrait masquer les dépôts fossiles : ceux-ci sont alors plus facilement détectés par les sous-marins.

Les datations des champs hydrothermaux TAG et Snakepit ont permis de montrer que si les cheminées actuelles ou subactuelles présentaient les mêmes caractéristiques que celles que nous venons de décrire pour l'EPR, au lieu d'être édifiées directement sur le plancher basaltique, elles se trouvaient au sommet d'un monticule (*mound*) formé par des débris d'anciennes cheminées. Bien que la durée de vie d'une cheminée soit toujours très courte, l'activité en un même point peut s'arrêter et reprendre.

Dans la zone TAG (figure 7) qui a été la plus étudiée, de longues et patientes recherches de Rona (NOAA, Miami) ont permis de mettre en évidence, tout d'abord, d'épais dépôts stratifiés d'oxyde de manganèse au sommet du flanc est de la vallée axiale (Rona, 1980). La datation de ces dépôts (Lalou *et al.*, 1986) a permis de montrer que leur formation n'était probablement pas continue dans le temps ; ils sont datés de 120 000 à 4 000 ans avec probablement des périodes d'activité accrue vers 15 000, 9 000 et 7 000 ans. Cette découverte des dépôts de manganèse et l'absence de sulfures fit croire pendant plusieurs années que seul un hydrothermalisme de basse température pouvait se développer sur les dorsales lentes. Puis, vers 1985, Rona découvrait enfin, plus près de l'axe, des fumeurs noirs (Rona, 1985).

Plusieurs missions de l'ALVIN ont permis d'avoir une chronologie très détaillée de ce champ (Lalou *et al.*, 1993, 1995). Les dépôts actifs, de 0 à 50 ans, sont érigés sur un *mound* formé de dépôts de sulfures fossiles (4 000 à 40 000 ans) avec des

périodes de maximum d'activité à 26 000-18 000 ans, 16 000-14 000 ans, 11 500-9 500 ans et 4 500-4 000 ans. Par trois fois, vers 4 000, 7 000 et 9 000 ans, le système a été complètement refroidi, ce qui est mis en évidence par des dépôts d'aragonite de basse température qui remplissent les cavités des cheminées anciennes et qui ont pu être datés par carbone 14. Entre ce *mound* et le dépôt de manganèse, à mi-pente, un *mound* fossile (zone MIR) a été trouvé dont les sulfures mettent en évidence plusieurs phases d'activité. La plus ancienne connue est à 100 000 ans, puis reprise d'activité dans la même zone il y a 50 000 et 20 000 ans alors qu'un autre compartiment, séparé par des failles, présente des restes de cheminées anciennes trop fragiles pour être échantillonnées sur lesquelles des formations en forme de spires se sont développées, il y a environ 2 000 ans. Plus haut sur la pente se trouve un dépôt de manganèse daté à 140 000 ans. Plus au nord, une quatrième zone a été trouvée : elle présente une forme allongée sur laquelle 4 ou 5 structures en forme de *mounds* ont été observées. Seule la plus au sud a été échantillonnée et tous les échantillons présentent un âge de  $45\,000 \pm 5\,000$  ans. Cet épisode vers 50 000 ans marque une étape importante de l'activité hydrothermale du champ TAG, puisque les trois zones de haute température actuellement connues ont été actives en même temps bien que probablement à des distances très différentes de la dorsale. Cet ensemble fait de la zone TAG la zone hydrothermale la plus complète et la mieux étudiée.

Plus au sud, de l'autre côté de la zone de fracture Kane, un autre champ hydrothermal a été découvert au cours du leg 106 du DSDP, le champ Hydrosnake (Scientific party, leg 106) et a ensuite été exploré par plusieurs plongées de l'ALVIN et du NAUTILE. La chronologie de ce site (donnée figure 8) montre de nombreuses cheminées actives très jeunes, quelques unes comprises entre 50 et 100 ans, mais à la différence de TAG, les échantillons fossiles sont tous d'âge inférieur à environ 4 000 ans.

L'ensemble des résultats obtenus sur les deux sites voisins montre que :

- sur les dix kilomètres qui séparent l'axe de dérive du sommet du flanc de la vallée, on a un enregistrement très complet d'environ 150 000 ans d'hydrothermalisme.
- sur cette dorsale lente, un hydrothermalisme actif peut se développer dans une zone ayant été active quelques milliers d'années plus tôt. Les conduits hydrothermaux, même s'ils se bouchent pendant de longues périodes, peuvent être réactivés. Il n'est pas possible ici de préciser les rapports entre l'âge des dépôts et la vitesse de dérive puisque dans toutes les zones hydrothermales (exceptée la zone Alvin où tous les échantillons ont le même âge, mais qui n'a pas encore été suffisamment explorée) on trouve associés des dépôts des différents âges. On doit cependant noter que l'activité actuelle se développe sur un fond océanique ayant 100 000 ans d'après son éloignement de l'axe.
- bien qu'assez proches, les deux champs, TAG et Snakepit, n'ont pas été actifs en même temps, ceci étant probablement dû à la frontière naturelle que constituerait la fracture Kane.
- ceci est donc très différent de ce qui se passe sur les dorsales rapides où les dépôts actuels et fossiles sont nettement séparés géographiquement.

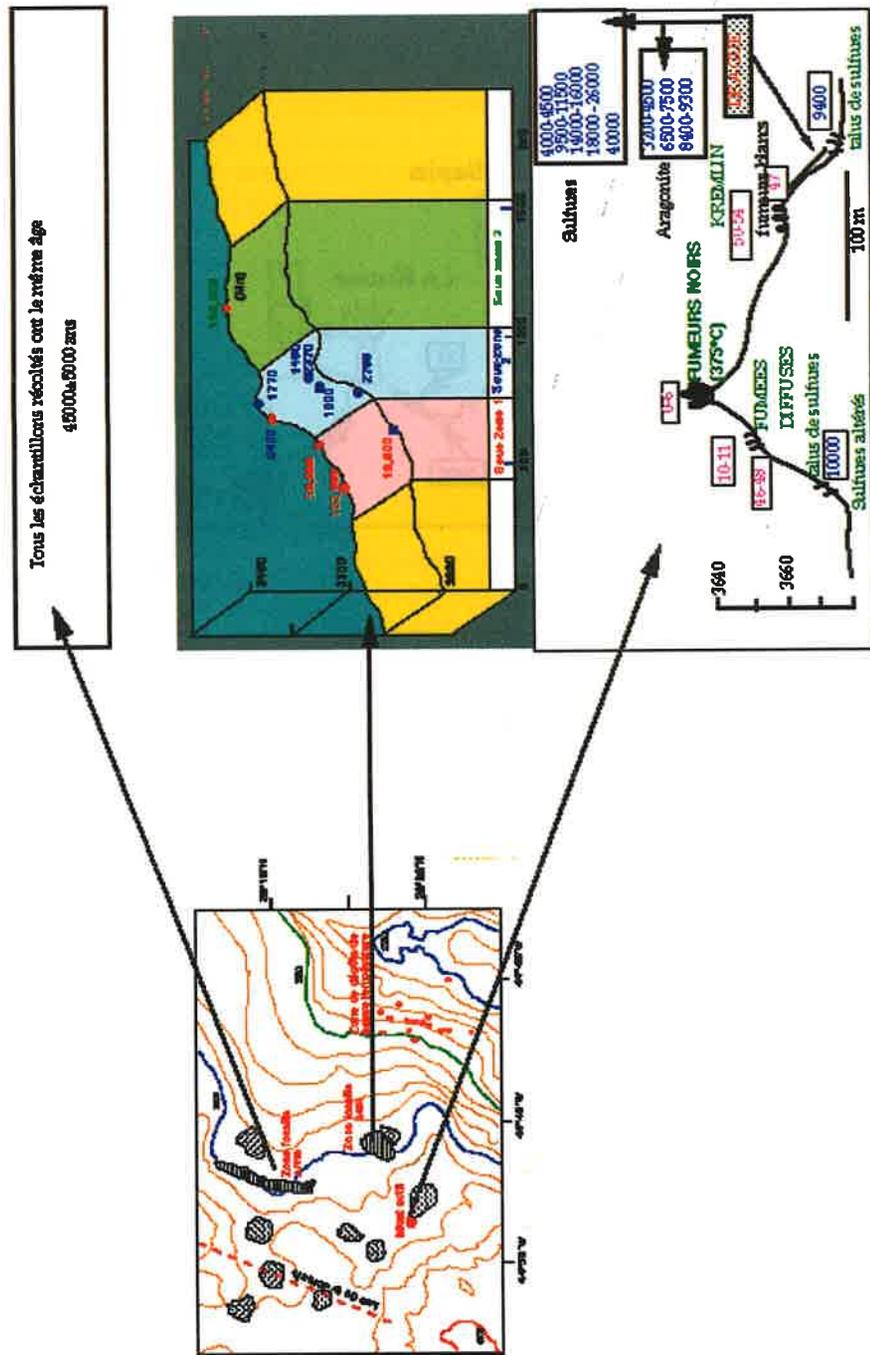


Figure 7 : Chronologie de la zone hydrothermale TAG. À gauche, carte donnant les positions relatives des 4 champs étudiés. À droite, le détail de l'étude des trois zones de haute température.

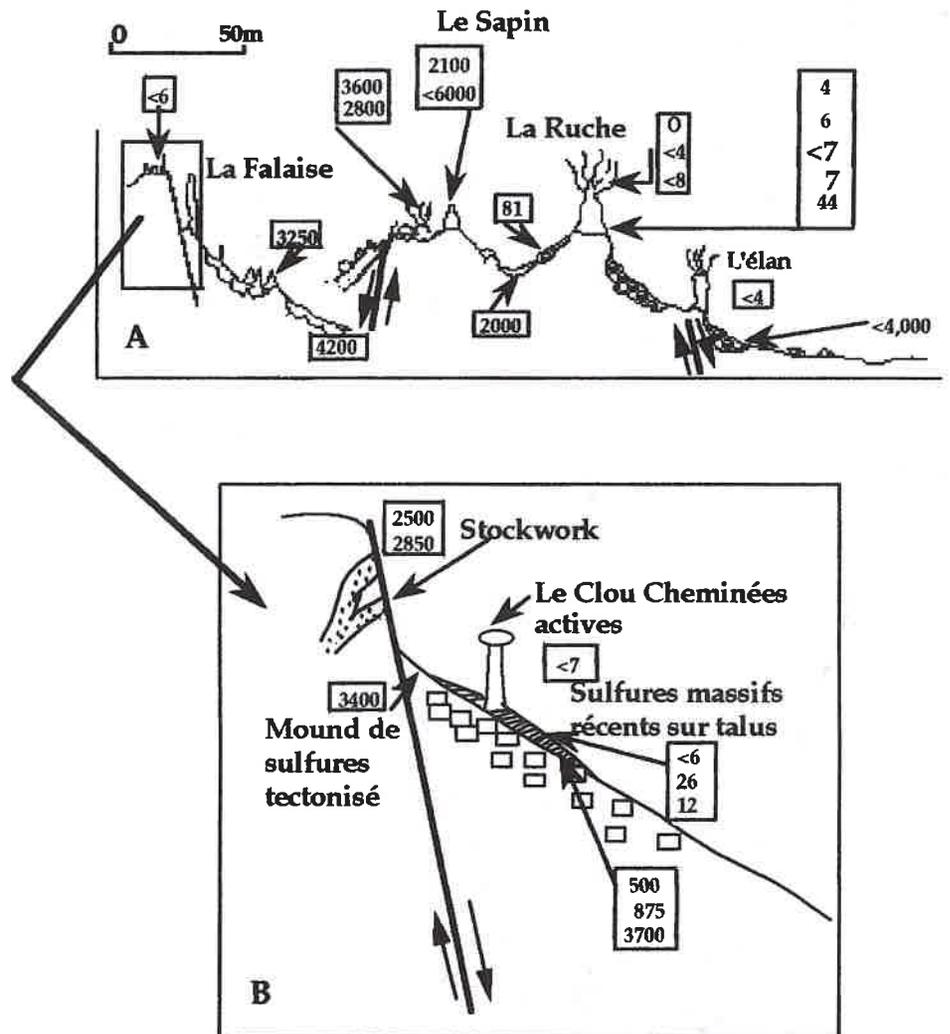


Figure 8 : Chronologie de la zone Snakepit. En haut, coupe à travers l'ensemble du champ. L'encart inférieur est un agrandissement de la zone dite « la falaise ».

### 3. CONCLUSION

La chronologie des dépôts hydrothermaux, bien qu'encore imparfaite en raison d'un échantillonnage très ponctuel a permis d'établir :

- que la durée de construction d'une cheminée était très courte, ce qui a ensuite été vérifié par l'observation ;
- que sa durée de vie devait dépendre essentiellement de la constance de l'intensité du flux hydrothermal ;
- que la durée de vie d'un champ devait être inférieure à 100-200 ans ;
- que, sur les dorsales à taux d'expansion rapide, les dépôts fossiles sont déjà hors axe et que si l'on veut en faire une chronologie, il faudra explorer les pentes externes des dorsales ;
- que sur les dorsales lentes, le système reste plus ou moins ouvert entre les épisodes d'activité conduisant à une superposition des dépôts de différentes générations. Ceci indique soit que les conduits d'alimentation dérivent en restant ouverts pendant plusieurs dizaines de milliers d'années, soit que la dérive n'est pas lente et continue, et que, par exemple, dans la zone TAG, le mound actuellement actif n'aurait pas bougé depuis 50 000 ans ;
- que les différents compartiments d'une dorsale présentent des périodes d'activité indépendantes ;
- que, dans tous les cas, l'activité hydrothermale est ponctuelle dans l'espace et dans le temps, ce qui devrait se refléter par une hétérogénéité passagère de la composition chimique de l'océan comme cela a déjà été vu dans les méga-panaches.

### BIBLIOGRAPHIE

BAKER E.T., G.J. MASSOTH et R.A. FEELY (1987). Cataclysmic hydrothermal venting on the Juan de Fuca Ridge. *Nature*, **329**, 149-151.

BISCHOFF J.L. et W.E. SEYFRIED (1978). Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C. *Am. J. of Science*, **278**, 838-860.

BOSTRÖM K. et M.N.A. PETERSON (1969). The origin of aluminium-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Ridge. *Mar. Geol.*, **7**, 427-447.

BOWERS T. et T. WOLERY (1985). An integrated chemical and stable isotope model of the origin of mid-ocean ridge hot spring systems. *J. Geophys. Res.*, **90**, 12583-12606.

CHEN J.H., G.J. WASSERBURG, K.L. von DAMM et J.M. EDMOND (1986). The U-Th-Pb systematics in hot springs on the East Pacific Rise at 21°N and Guaymas basin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2467-2479.

CLARKE W.B., M.A. BEG et H. CRAIG (1969). Excess  $^3\text{He}$  in the sea, evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 213-220.

CRAIG H., W.B. CLARKE et M.A. BEG (1975) Excess  $^3\text{He}$  in deep waters on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 125-132.

CORLISS J.B., J. DYMOND, L.I. GORDON, J.M. EDMOND, R.P. von HERZEN, R.D. BALLARD, K. GREEN, D. WILLIAMS, A. BAINBRIDGE, K. CRANE et T.H. van ANDEL (1979). Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, 203, 1073-1093.

CYAMEX (Equipe Scientifique) (1978). Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du Pacifique oriental, par 21°N (projet RITA). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 287D, 1365-1368.

DREVER J.I. (1974). The magnesium problem. *In* : The sea, E.D. Goldberg (Ed.), *Wiley-Interscience*, New York, vol.5, 337-358.

EDMOND J.M., K.L. von DAMM, R.E. McDUFF et C.I. MEASURES (1982). Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, 297, 187-191.

GOLDFARB M.S., D.R. CONVERSE, H.D. HOLLAND et J.M. EDMOND (1983). The genesis of hot spring deposits on the East Pacific, 21°N. *Econ. Geol. Monogr.*, 5, 184-197.

HAJASH A. (1975). Hydrothermal processes along mid-ocean ridges : an experimental investigation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53, 205-226.

HEKINIAN R., J. FRANCHETEAU, V. RENARD, R.D. BALLARD, P. CHOUKROUNE, J.L. CHEMINEE, J.F. ALBAREDE, J.F. MINSTER, J.L. CHARLOU, J.C. MARTY et J. BOULEGUE (1983). Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13°N ; submersible witnesses the growth of sulfide chimney. *Mar. Geophys. Res.*, 6, 1-14.

HESS H.H. (1965). Mid-oceanic Ridges and tectonics of the sea-floor. *In* : Submarine geology and geophysics. W.F. Whittard et R. Bradshaw (Eds). Butterworths, London, 317-333.

IVANOVICH M. et R.S. HARMON (Eds) (1982). Uranium series disequilibrium : Application to environmental problems. Clarendon Press, Oxford, 571 p.

IVANOVICH M., A.G. LATHAM et T.L. KU (1992). Uranium series disequilibrium, application in Geochronology. *In* : Uranium series disequilibrium : application to Earth, marine and environmental sciences, M. Ivanovich et R.S. Harmon (Eds.), Clarendon Press, Oxford, 2<sup>e</sup> édition, 62-94.

JEAN-BAPTISTE P. (1992).  $^3\text{He}$  distribution in the deep world ocean : its relation to hydrothermal  $^3\text{He}$  fluxes and to the terrestrial heat budget. *In* : Isotopes of noble gases as tracers in environmental studies, *IAEA Panel Proceedings Series*, Vienna, STI/PB/859, 219-240.

JEAN-BAPTISTE P., J.L. CHARLOU, M. STIEVENARD, J.P. DONVAL, H. BOUGAULT et C. MEVEL (1991). Helium and methane measurements in hydrothermal fluids from the mid-Atlantic ridge : the Snake Pit site at 23°N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106, 17-28.

LALOU C. (1991). Deep-Sea hydrothermal venting : A recently discovered Marine System. *Journal of Marine Systems*, 1, 403-440.

LALOU C. et E. BRICHET (1982). Ages and implications of East Pacific Rise sulphide deposits at 21°N. *Nature*, 300, 169-171.

LALOU C., E. BRICHET et R. HEKINIAN (1985). Age dating of sulfide deposits from axial and off axial structures on the East Pacific Rise near 12°50' N. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 59-71.

LALOU C., G. THOMPSON, P.A. RONA, E. BRICHET et C. JEHANNO (1986). Chronology of selected hydrothermal Mn deposits from the Trans Atlantic geotraverse «TAG» area, Mid Atlantic Ridge 26°N. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1737-1743.

LALOU C., J.L. REYSS, E. BRICHET, M. ARNOLD, G. THOMPSON, Y. FOUQUET et P.A. RONA (1993). New age data from Mid-Atlantic ridge hydrothermal sites : TAG and Snakepit chronology revisited. *J. Geophys. Res.*, 98, 9705-9713.

LALOU C., J.L. REYSS, E. BRICHET, P.A. RONA et G. THOMPSON (1995). Hydrothermal activity on a 10<sup>5</sup> year scale at a slow spreading ridge, TAG area, Mid Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, 100, 17855-17862.

LAUBIER L. (Ed.) 1988. Biologie et écologie des sources hydrothermales. *Oceanol. Acta, special volume 8*, 233p.

- LISTER C.R.B. (1983). On the intermittency and crystallisation mechanisms of sub-seafloor magma chamber. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **73**, 351-366.
- LUPTON J.E. et H. CRAIG (1981). A major Helium-3 source at 15°S on the East Pacific Rise. *Science*, **214**, 13-18.
- LUTZ R.A., L.W. FRITZ et D.C. RHOADS (1983). Aragonite dissolution at a deep sea hydrothermal vent. Implications for determining molluscan growth rates. Abstract *EOS*, **64**, 1017.
- MACDONALD K.C. (1983). A geophysical comparison between fast and slow spreading centers : constraints on magma chamber formation and hydrothermal activity. *In* : Hydrothermal processes at seafloor spreading centers, D.A. Rona, K. Boström, L. Laubier et K.L. Smith (Eds.) *NATO conf. Ser.* **12**, Plenum Press, New-York, 27-52.
- MACDONALD K.C., K. BECKER, F.N. SPIESS et R.D. BALLARD (1980). Hydrothermal heat flux of the "black smokers" vents on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 1-7.
- MACKENZIE F.T. et R.M. GARRELS (1966). Chemical mass balance between rivers and oceans. *Am. J. of Science*, **264**, 507-525.
- Mc CONACHY T.F., R.D. BALLARD, M.J. MOTTTL et R.P. von HERZEN (1986). Geologic form and setting of a hydrothermal vent field at lat. 10°56'N, East Pacific Rise : a detailed study using Angus and Alvin. *Geology*, **14**, 295-298.
- MORTON J. et N. SLEEP (1985). A mid-ocean ridge thermal model : constraints on the volume of axial hydrothermal heat flux. *J. Geophys. Res.*, **90**, 11345-11353.
- MOTTTL M. (1983). Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Soc. Am. Bull.*, **94**, 161-180.
- MOTTTL M.J. et H.D. HOLLAND (1978). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater-1. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1103-1115.
- MOTTTL M.J., R.F. CORR et H.D. HOLLAND (1974). Chemical exchange between sea water and mid-ocean ridge basalts during hydrothermal alteration ; an experimental study. *Geol. Soc. Am. Annu. Meet. (Abstr.)*, **6**, 879-880.
- RIO M. et M. ROUX (1984). Reconstitution du profil de croissance et estimation de l'âge maximum atteint par le bivalve *Calyptogena magnifica* au site hydrothermal de 21°N (dorsale du Pacifique oriental). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **299**, 167-172.

RONA P.A. (1980). TAG Hydrothermal field : MAR crest at latitude 26°N. *J. Geol. Soc. London*, 137, 385-402.

RONA P.A. (1984). Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers. *Earth Sci. Rev.*, 20, 1-104.

RONA P.A. (1985). Black smokers and massive sulfides at TAG hydrothermal field, Mid Atlantic Ridge 26°N. *EOS*, 66, 936.

RONA P.A. (1988). Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Can. Mineral.*, 26, 431-466.

SCIENTIFIC PARTY LEG 106 (1986). Mid Atlantic bare rock drilling and hydrothermal vents. *Nature* 321, 14-15.

SLEEP N., J. MORTON, L. BURNS et T. WOLERY (1983). Geophysical constraints on the volume of hydrothermal flow at ridge axis. *In* : Hydrothermal processes at seafloor spreading centers, NATO Advanced Research Institute, Plenum Press, New York, 53-69.

THOMPSON G. (1983). Hydrothermal fluxes in the ocean. *In* : Chemical oceanography, J.P. Riley et R. Chester (Eds), Academic Press, London, vol.8, 271-337.

von DAMM K.L., J.M. EDMOND, C.I. MEASURE et B. GRANT (1985). Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2221-2237.

WOLERY T.J. et N.H. SLEEP (1976). Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. *J. Geol.*, 84, 249-275.