

## L'hydrothermalisme océanique (1)

par HENRI BOUGAULT\*, JEAN-LUC CHARLOU\*, YVES FOUQUET\*, PIERRE APPRIOU\*\*  
et PHILIPPE JEAN BAPTISTE\*\*\*

**Mots clés.** – Dorsale médio-océanique, Hydrothermalisme.

**Résumé.** – Jusqu'en 1979, les études océaniques concernaient principalement l'histoire de l'ouverture d'un océan (en utilisant la mémoire magnétique des roches formées à l'axe d'une dorsale médio-océanique), l'examen des différentes morphologies axiales (fonction du taux d'expansion océanique, de 1 à 18 cm/an) et la variabilité des propriétés géochimiques des laves basaltiques (rapports isotopiques, terres rares...). Ces études ont été conduites (ou presque) comme s'il n'existait aucune relation entre l'océan et le système dorsale médio-océanique. La découverte des sources hydrothermales haute température (350°C) à l'axe de la dorsale est-pacifique en 1979 a révélé d'une manière spectaculaire l'importance des échanges entre l'eau de mer et la croûte océanique jeune, à l'interface océan-lithosphère.

Les observations, mesures et théories qui laissent prévoir l'importance des échanges océan-lithosphère bien avant 1979 sont examinées. Les nouvelles découvertes « océan-lithosphère » mobilisent plusieurs disciplines, géophysique, géochimie, chimie océanographique, biologie, dans le cadre de programmes internationaux.

Les dorsales médio-océaniques parcourent le globe sur plus de 60 000 kilomètres (fig. 1). L'axe de ces dorsales est le lieu de mise en place de la nouvelle croûte océanique. C'est le système volcanique le plus important de la planète. Dans ce contexte en extension, la croûte océanique jeune est fissurée et poreuse : le flux de chaleur et les gradients thermiques y sont très élevés. Toutes les conditions sont donc réunies pour la mise en place de cellules de convection hydrothermales dans la croûte océanique jeune.

Au cours d'études de détail de l'axe des dorsales à l'aide de submersibles (1977, 1979), des manifestations spectaculaires de l'hydrothermalisme ont été découvertes : des sources hydrothermales dont la température dépasse 400°C, des dépôts sulfurés, une biologie basée sur la chimio-synthèse...

### I. – LES ANOMALIES DE FLUX DE CHALEUR À L'AXE D'UNE DORSALE MÉDIO-OCÉANIQUE

La modélisation de la lithosphère océanique, considérée comme une plaque se refroidissant par perte de chaleur par conduction, a permis d'expliquer d'une façon satisfaisante plusieurs caractéristiques du plancher océanique [Mc Kenzie, 1967; Sclater et Francheteau, 1970] (exemple : la décroissance de l'altitude moyenne du plancher océanique en fonction de l'âge). Pourtant, la grande dispersion des résultats de mesures de flux de chaleur au voisinage de l'axe d'une dorsale (fig. 2, 3) a très tôt été interprétée en termes

de cellules de convection d'eau de mer dans la croûte océanique jeune. A la crête des dorsales, on observe une zone où le flux de chaleur mesuré est inférieur à sa valeur théorique; ensuite, une zone de transition permet de passer, l'âge croissant, depuis des valeurs de flux très inférieures aux valeurs prédites par les modèles jusqu'aux valeurs théoriques [Anderson et Langseth, 1977]. Des exemples de ces observations [Wolery et Sleep, 1976] sont présentés sur la figure 2. Deux processus ont été proposés pour expliquer cette zone de transition : d'une part, l'épaississement de la couverture sédimentaire en fonction de l'âge de la croûte océanique empêcherait les échanges entre le système hydrothermal et l'océan; d'autre part les fissures, au travers desquelles les fluides circulent dans la croûte, se colmatent (produits d'altération du basalte, minéraux néoformés).

L'étude du détail des variations du flux de chaleur à l'axe d'une dorsale et à son voisinage immédiat est difficile du fait même du principe de mesure de flux de chaleur qui suppose la présence de sédiment (mesures à l'aide de thermistances placées à différentes profondeurs dans le sédiment). Le centre d'expansion des Galapagos en fournit toutefois l'opportunité en raison de la vitesse de sédimentation élevée dans cette zone de forte productivité équatoriale. Williams *et al.* [1974] ont ainsi pu montrer que le flux de chaleur ne varie pas d'une façon aléatoire lorsqu'on s'écarte de l'axe; une « longueur d'onde » de l'ordre de 6 km est observée (fig. 3). Les maxima de flux de chaleur coïncident avec des failles ou des hauts topographiques. Des « dômes sédimentaires » d'origine hydrothermale sont

\* IFREMER, Centre de Brest, BP 70, 29280 Plouzané.

\*\* UBO, Dep. Chimie, Fac. Sciences, Av. Le Gorgeu, 29200 Brest.

\*\*\* DLPC, IRTDI, CEN Saclay, CEA, BP 2, 91191 Gif sur Yvette.

(1) Cet article essaie de couvrir les différents aspects de l'hydrothermalisme sous-marin. Il est présenté en suivant – à peu près – l'ordre chronologique des observations ou découvertes. Pour ce qui concerne les sources hydrothermales elles-mêmes et l'étude de leur distribution, le lecteur pourra se procurer auprès de l'IFREMER (SDP/I, BP 70, 29280 Plouzané) le film vidéo HYDROFAST présenté au cours du séminaire « Pleins feux sur les volcans » à Fontainebleau les 21-22 avril 1989. Ce film a été conçu pour servir de support à l'enseignement. Sur un fond de sources hydrothermales sous-marines, on y explique le principe de fonctionnement d'une cellule de convection dans la croûte océanique jeune, on y décrit les différentes manifestations hydrothermales, les méthodologies et les outils nouveaux nécessaires à l'étude de la répartition des systèmes hydrothermaux. Ce film a reçu une distinction au cours du premier festival des Sciences de la Terre (Paris 16-19 mai 1990) et a été présenté à l'Académie des Sciences le 10 décembre 1990.

Manuscrit déposé le 2 septembre 1991, accepté le 3 septembre 1992.

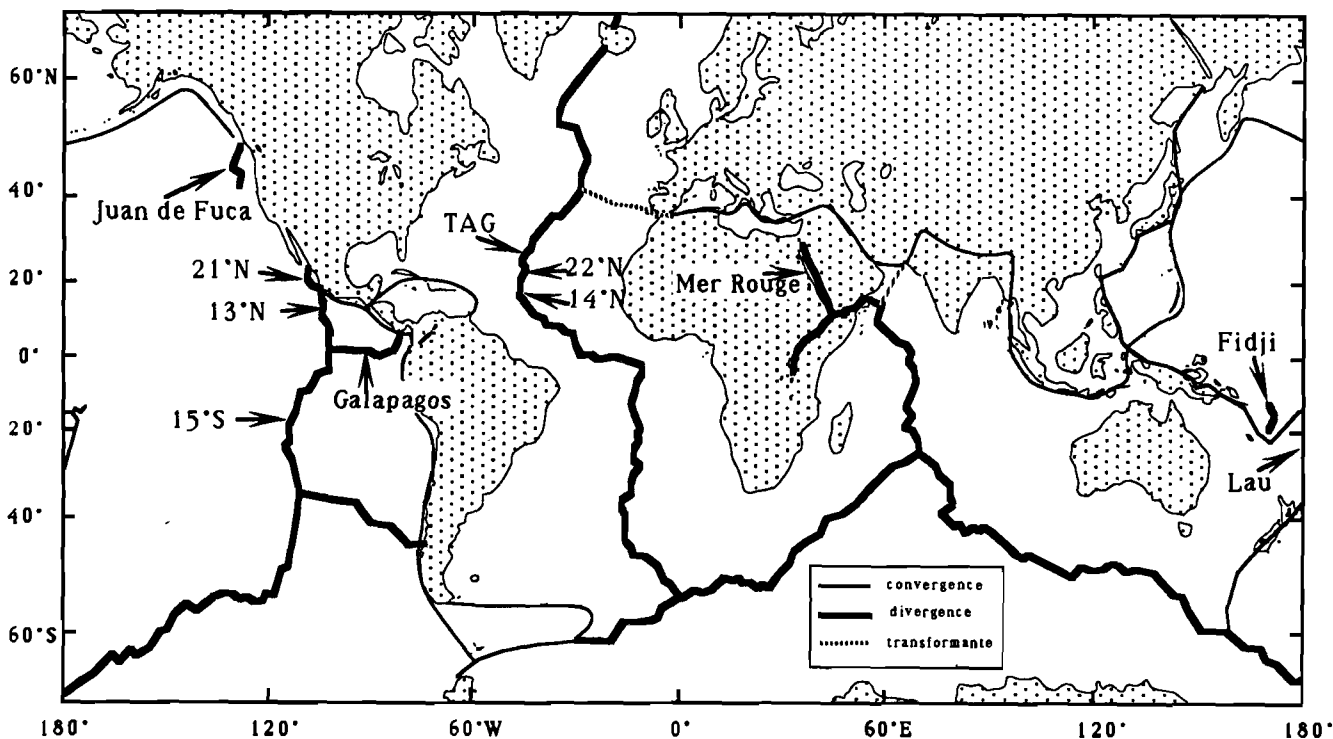
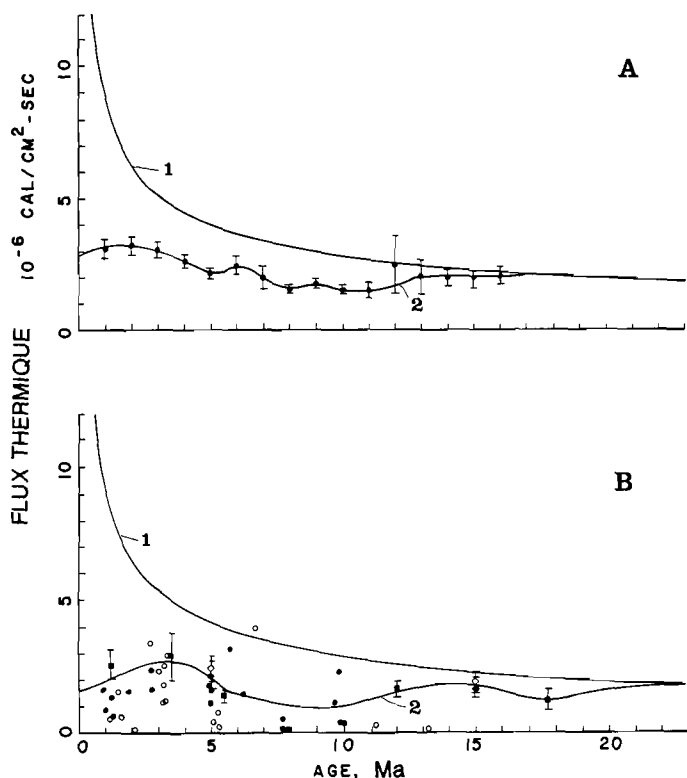


Fig. 1. - Schéma du système « dorsale médio-océanique ». Le trait épais représente l'axe de la dorsale. Ce système parcourt le globe sur plus de 60 000 km. Le bassin de Fidji et le bassin de Lau sont également des zones d'expansion : ils sont étroitement associés aux zones de subduction. Il s'agit de « bassins arrière arc ». Les sites cités dans le texte sont indiqués par une flèche.



aussi localisés au droit de ces failles caractérisées par un flux de chaleur élevé. Des anomalies de température de l'eau de mer de plusieurs centièmes de degré sont également liées aux discontinuités topographiques (fig. 4). Ainsi, la circulation hydrothermale, responsable de 80 % du transport de la chaleur à la crête des dorsales, est-elle contrôlée par plusieurs facteurs physiques : cellules de convection, zones ponctuelles de haute perméabilité, variation de l'intensité de la source de chaleur à la base de la croûte, la topographie et la structure du plancher océanique.

Le programme international de forages profonds DSDP (Deep Sea Drilling Project) a apporté une contribution très significative à ce problème de circulation de fluides dans la croûte océanique. La première observation fut faite en 1974 au cours du Leg 37 du Glomar Challenger ; des mesures de température en fonction de la profondeur dans la couche sédimentaire, avant d'atteindre le socle, révélèrent un gradient géothermique normal ; les mêmes mesures fu-

FIG. 2. - Flux de chaleur au voisinage de l'axe d'une dorsale (d'après Wollery et Sleep [1976]) : flux de chaleur théorique (1) et flux de chaleur mesuré (2) en fonction de l'âge de la croûte océanique, pour une ride à taux d'expansion rapide (A) et lent (B). La dispersion des résultats (en bas) et l'écart entre théorie et valeurs mesurées ont conduit à formuler l'hypothèse qu'une fraction seulement de la chaleur est transmise vers la surface par flux conductif. Une partie importante est transmise d'une manière plus ponctuelle par des fluides.

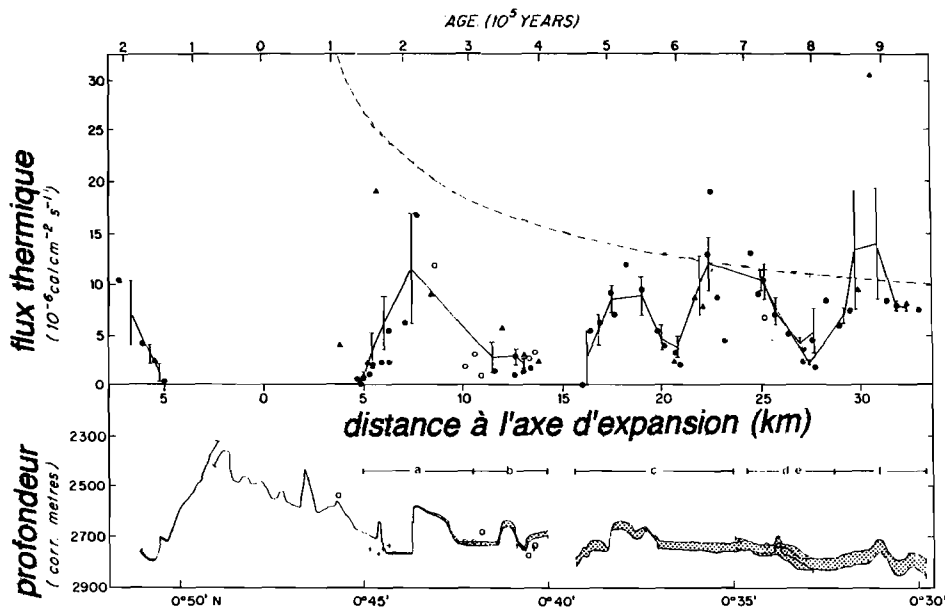


FIG. 3. — Le taux de sédimentation élevé à la latitude des Galapagos (fig. 1) a permis la mesure du flux de chaleur au voisinage de l'axe de la dorsale. Ces mesures mettent en évidence une « longueur d'onde » de la variation du flux de chaleur en fonction de l'âge et de la structure de la croûte. En haut, variation du flux de chaleur en fonction de la distance à l'axe d'expansion. En bas, la topographie, et, en grisé, l'épaisseur de la couche sédimentaire. D'après Williams *et al.* [1974].

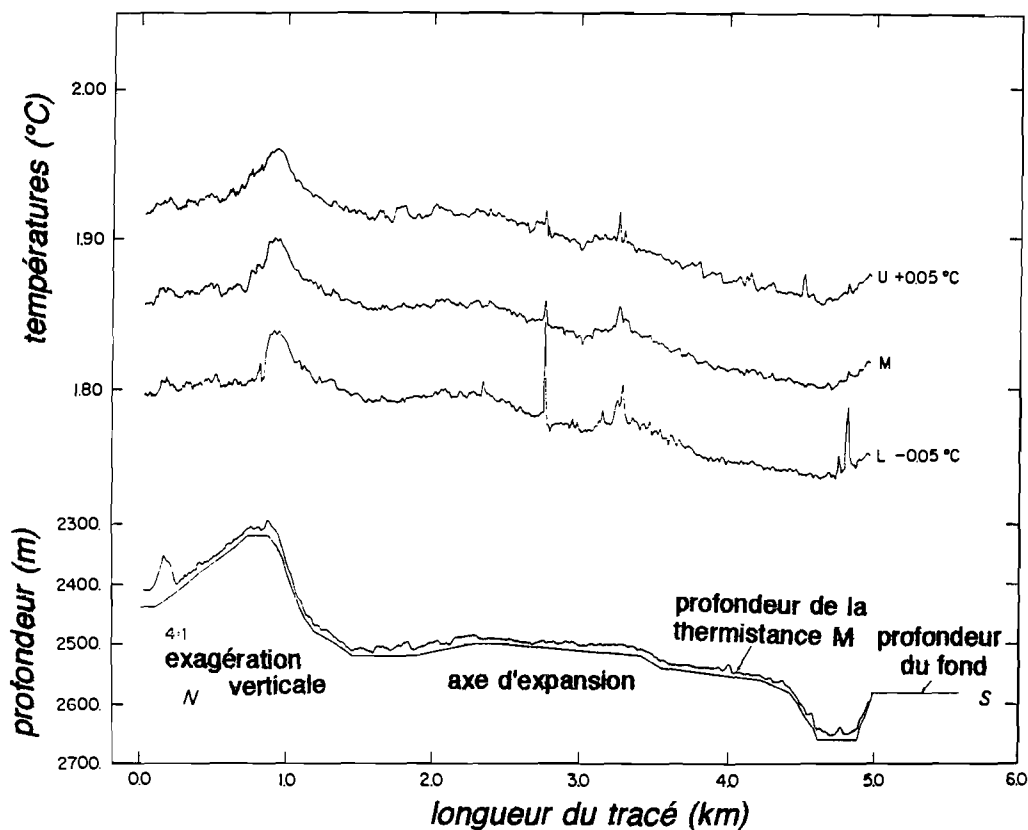


FIG. 4. — Exemples d'anomalies de température dans l'eau de mer près du fond, au voisinage de l'axe, créées par des décharges hydrothermales : U (upper), M (middle) et L (lower) correspondent à trois thermistances dont les informations sont décalées de 0,5°C (U et L) pour la commodité de lecture. D'après Williams *et al.* [1974]. Noter les discontinuités de température correspondant à des discontinuités structurales (bathymétriques).

rent répétées après forage dans le socle basaltique et montrèrent une température constante en fonction de la profondeur dans le puits, égale à celle de l'eau de mer. Ce résultat fut interprété par l'entrée d'eau de mer dans la croûte océanique [Hyndman *et al.*, 1977], après que la communication

eut été établie entre l'océan et la croûte océanique par le forage. Ce phénomène a depuis été observé de nombreuses fois au cours de ce programme de forage. Au puits 504 B, les profils de température ont été effectués au cours des Leg 69, 70, 83 et 92 à plusieurs années d'intervalle (fig. 5)

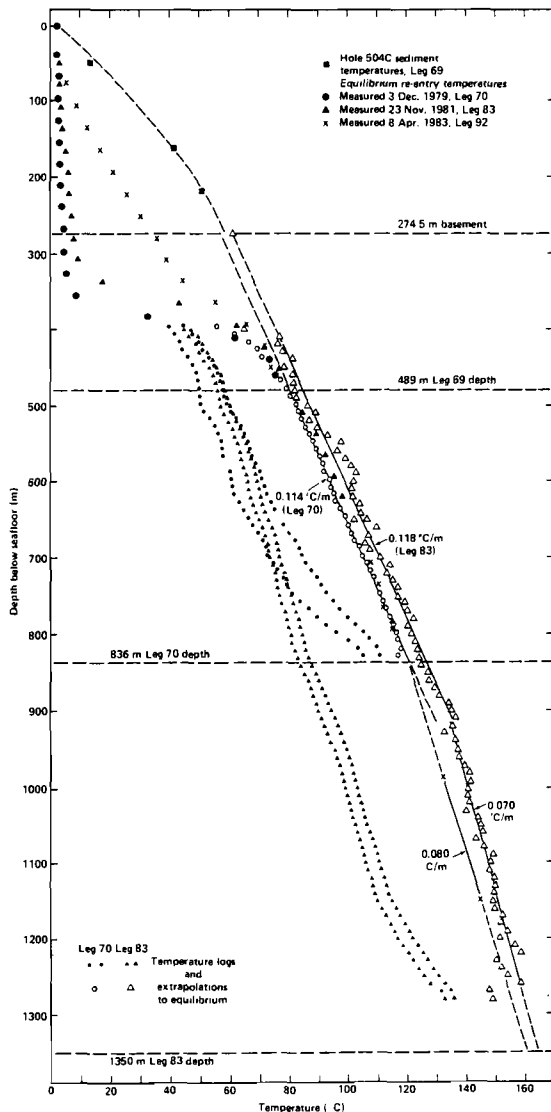


FIG. 5. — Profils de température effectués dans le puits de forage 504B en 1979 (carrés pleins, sédiment), 1979 (ronds pleins), 1981 (triangles pleins) et 1983 (croix). Le puits 504B est le puits le plus profond jamais foré dans la croûte océanique au cours du programme de forages profonds DSDP (Deep Sea Drilling Project). La communication étant établie entre l'océan et la croûte basaltique après avoir traversé la couverture sédimentaire (270 m environ) au cours du Leg 70 (1979), la température de l'eau dans le puits jusque 320 m est constante et égale à celle de l'eau de mer. Ceci est dû à l'entrée d'eau de mer dans la croûte océanique après que la communication entre l'océan et la croûte basaltique eut été établie. En 1981, dans la partie superficielle du puits (jusque 320 m) la température a augmenté sensiblement : en 1983 elle a augmenté considérablement mais est encore loin d'avoir atteint la température du profil de référence dans le sédiment, avant que toute communication soit établie entre l'océan et la croûte basaltique (profil 504C). L'élévation de la température de l'eau au cours du temps est due à la diminution du flux d'eau de mer entrant dans le puits [Becker *et al.*, 1983].

[Becker *et al.*, 1983]. Ces profils de température ont permis de calculer la quantité d'eau de mer qui entre dans le puits de forage : 6 000 l/h en 1979 et 1 500 l/h en 1981. Au cours du Leg 82 de ce programme (1981), ce phénomène a été

mis en évidence dans la croûte océanique plus ancienne (35 millions d'années), à deux sites 558 et 564 [Bougault, Cande *et al.*, 1983; Leg 82 Scientific Party, 1982]. Ce phénomène a été décrit comme « underpressure effect ».

Ainsi, les mesures de flux de chaleur au voisinage de l'axe des dorsales, les anomalies de température de l'eau de mer au voisinage du fond et les profils de température réalisés dans les forages DSDP conduisent-ils à admettre l'existence d'une circulation de fluides dans la croûte océanique. Des estimations quantitatives montrent que la quantité d'eau de mer qui percole au travers des rides médio-océaniques serait de l'ordre de  $1,3$  à  $9,0 \cdot 10^{17}$  g/an pour évacuer  $36$  à  $44 \cdot 10^{18}$  cal/an [Wolery et Sleep, 1976]. Ces chiffres représentent l'équivalent d'une circulation de la masse totale des eaux océaniques au travers des systèmes hydrothermaux des dorsales médio-océaniques tous les cinq à onze millions d'années; il s'agit donc d'un phénomène très important.

## II. — LES SAUMURES CHAUDES ET LES SÉDIMENTS MÉTALLIFÈRES DE LA MER ROUGE

En 1948, le navire de recherche suédois, l'Albatros, décrit en mer Rouge des anomalies de températures et de salinités (ex : température de  $22,57^\circ\text{C}$  à 1 888 m de profondeur [Bruneau *et al.*, 1953]. En 1965, l'Atlantis II et le Meteor prouvèrent l'existence de sédiments métallifères associés aux anomalies de température d'eau de mer. En 1966, le navire de recherche Chain entreprit un travail bathymétrique, hydrographique et géologique dans la zone des « Atlantis II Deep, Discovery Deep et Chain Deep » dont les résultats ont été publiés par Degens et Ross [1969] sous le titre « Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea ». En 1969, Preussag et IGS furent les deux premières sociétés industrielles à s'intéresser aux sédiments métallifères (expédition du Wondo River). Une exploration détaillée par le Valdivia en 1971 et 1972, financée par Preussag et le ministère de l'Éducation et des Sciences d'Allemagne Fédérale permit de relever les différentes « fosses » existant dans l'axe de la mer Rouge, de décrire leur contexte structural et les relations qui existent entre elles ainsi que la diversité des saumures et des sédiments métallifères présents [Bäcker et Schoell, 1972].

Les « fosses » dans lesquelles se trouvent les saumures et les sédiments métallifères sont situées dans l'axe de la partie nord de la mer Rouge, océan en tout début d'ouverture. Les premières études ont bien entendu fait état de l'activité volcanique intense dans l'axe de la mer Rouge; volcans sous-marins, échantillons de basaltes tholéiitiques caractéristiques des rides médio-océaniques, activité et épicentres des tremblements de terre, valeurs élevées du flux de chaleur... L'emplacement des fosses à saumures dans ce contexte est contrôlé par la tectonique; généralement ces fosses occupent les parties les plus profondes du rift principal.

La température et la chlorinité de l'eau de mer normale de la mer Rouge sont respectivement de  $21,8^\circ\text{C}$  et  $22,5\%$ ; ces paramètres atteignent les valeurs de  $60^\circ\text{C}$  et  $156,5\%$  dans la fosse « Atlantis II ». Dès 1972, Bäcker et Schoell [1972] indiquent que les paramètres des saumures de la fosse « Atlantis II » évoluent en fonction du temps : cette observation a été confirmée par l'expédition du navire océa-

nographique Akademik Kurchatov ; la température atteint 62°C [Monin *et al.*, 1981]. La composition de ces saumures est caractérisée par une augmentation de concentration en calcium et une diminution de concentration en ions sulfates par rapport à l'eau de mer. L'appauvrissement en magnésium est très significatif dans les fosses « Discovery » et « Atlantis II » (0,8 et 0,7 au lieu de 1,41 g/kg dans l'eau de mer de la mer Rouge). Les concentrations en Zn peuvent atteindre quelques ppm et la présence de gaz tels que CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub> et C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> est rapportée.

Les sédiments métallifères de la mer Rouge présentent des couches de couleurs différentes, fonction de leurs compositions et des degrés d'oxydation. Bischoff [1969] en a décrit les principaux faciès – faciès à goethite amorphe et faciès à manganite –. La vitesse de sédimentation est élevée, par comparaison à une sédimentation purement pélagique, en raison de l'importance des apports hydrothermaux. Les précipités se sont formés, pour la plus grande part, dans les saumures sus-jacentes. Les variations de composition enregistrées traduisent les variations de composition des saumures en fonction du temps. Ces variations de propriétés des saumures peuvent être rapides comme l'attestent les variations de température observées sur la fosse Atlantis II sur quelques années.

### III. – LES SÉDIMENTS ET DÉPÔTS FERRO-MANGANEUX

Skornyakova [1965] fut la première à présenter la distribution du fer et du manganèse dans les sédiments, à l'échelle d'un océan, et à suggérer l'origine volcanique de ces éléments ; Boström et Peterson [1966] ont proposé une corrélation entre les concentrations de Fe, Mn et Cu dans les sédiments et le flux de chaleur. Ils documentèrent également l'enrichissement en Ba et Sr des sédiments situés de part et d'autre de la ride Est Pacifique, enrichissement déjà indiqué par Arrhenius et Bonatti [1965].

De nombreux dépôts d'oxydes de fer et manganèse provenant de dragages dans les zones d'accrétion ont été décrits. Les estimations de vitesse de croissance de certains dépôts prélevés à l'axe des dorsales ont conduit à formuler l'hypothèse d'une origine hydrothermale ; les concentrations de <sup>230</sup>Th et de <sup>231</sup>Pa ont permis d'en déduire des vitesses d'accumulation de 100 à 200 mm/10<sup>6</sup> années : ces vitesses sont de deux ordres de grandeur supérieures aux vitesses de croissance de dépôts de même nature rencontrés dans des contextes différents [Scott *et al.*, 1974]. De tels dépôts, connus dans la zone TAG à 26°N sur la ride médio-atlantique (fig. 1), sont associés à des anomalies de la température de l'eau de mer au voisinage du fond [Rona *et al.*, 1986]. Un tableau présentant les caractéristiques des dépôts décrits dans la littérature a été proposé par Rona [1978].

### IV. – LE RAPPORT <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He DANS L'OCÉAN

L'hélium 3 à l'intérieur de la terre est un hélium « initial » : il y est présent depuis la formation de la planète. L'hélium 4, au contraire, s'est formé au cours du temps par la désintégration des isotopes radioactifs émetteurs alpha de l'uranium et du thorium. Le rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He de la

croûte océanique se trouve ainsi être une dizaine de fois supérieur au rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He de l'atmosphère. En effet, dans l'atmosphère, la composition isotopique en hélium est le résultat d'un équilibre entre le flux d'hélium provenant du « dégazage » de la terre via l'océan ou provenant du continent, la production d'hélium 3 par rayonnement cosmique et la perte d'hélium qui échappe à la gravitation terrestre. Chaque « réservoir » d'hélium, croûte océanique ou atmosphère, se trouve parfaitement identifié par le rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He. Aussi, le panache d'hélium 3, mis en évidence à 15°S dans l'océan Pacifique, traduit-il directement le « dégazage » de la croûte et du manteau océanique [Lupton et Craig, 1981]. Le mécanisme principal de ce « dégazage » est l'hydrothermalisme qui fonctionne à l'axe des dorsales. Secondairement, cette signature d'hélium peut être utilisée pour tracer les déplacements des masses d'eaux profondes océaniques : noter la dissymétrie du panache par rapport à l'axe de la dorsale (fig. 6) qui reflète le mouvement global des masses d'eaux océaniques du Pacifique sud.

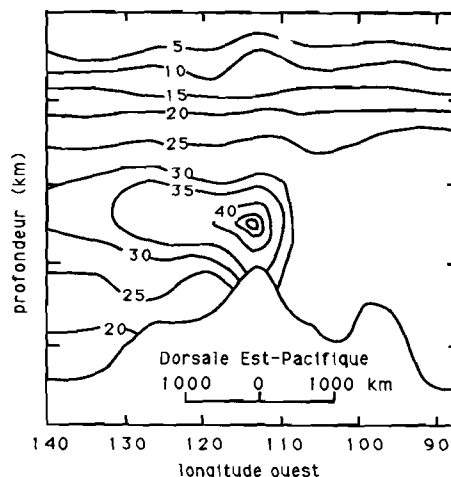


Fig. 6. – Panache d'hélium à 15°S dans le Pacifique. Les « iso-hélium » sont exprimées en pourcentage d'écart du rapport isotopique <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He mesuré dans l'eau de mer par rapport à la valeur atmosphérique de ce rapport. Ce panache traduit le « dégazage » d'hélium de la croûte et du manteau océanique via l'océan. Noter que le panache est issu de l'axe de la dorsale et qu'il est dissymétrique par rapport à l'axe de la dorsale en raison de la circulation des masses d'eaux océaniques. Ce panache est détectable grâce à l'inertie chimique de l'hélium. D'après Lupton et Craig [1981].

### V. – LES MONTS HYDROTHERMAUX

L'existence des monts hydrothermaux (« hydrothermal mounds ») sur la ride des Galapagos (fig. 1) fut rapportée pour la première fois en 1974 [Klitgord et Mudie, 1974] puis décrite avec davantage de détails par Lonswald [1977] grâce à l'utilisation d'instruments tractés au voisinage du fond. Le flux de chaleur élevé observé dans cette zone [Williams *et al.*, 1974] permet d'avancer l'hypothèse d'une origine hydrothermale.

Les monts hydrothermaux existent par milliers entre 20 et 30 km au sud du centre d'expansion des Galapagos ; l'âge

de la croûte est compris entre 0,5 et 0,9 million d'années. Ils sont pratiquement absents sur la croûte océanique jeune, tandis qu'ils peuvent être complètement recouverts par la sédimentation sur une croûte océanique très ancienne. Dans cette zone, le flux de chaleur conductif ne représente qu'un tiers du flux de chaleur calculé [Williams *et al.*, 1974; Green *et al.*, 1981]; l'épaisseur de la couche sédimentaire est comprise entre 20 et 50 m. Les monts hydrothermaux sont situés sur cette couverture sédimentaire, disposés suivant les alignements plus ou moins continus subparallèles à l'axe d'expansion. Leur diamètre à la base varie de 25 à 100 m et leur hauteur peut atteindre 25 m [Williams *et al.*, 1979; Honnorez *et al.*, 1981]. Les résultats du Leg 70 du Glomar Challenger (programme DSDP) permettent d'en dresser un schéma (fig. 7). Ainsi qu'indiqué sur la figure 7, les monts sont recouverts d'oxyde de manganèse formant une croûte indurée (épaisseur maximum forée 1,4 m) qui constitue un réflecteur acoustique. L'intérieur du mont est formé de couches successives de nontronite et de sédiments pélagiques. Cette structure suppose l'interaction lente de solutions hydrothermales avec les sédiments pélagiques plutôt qu'une décharge rapide de solutions sur le fond. Les températures mesurées à l'intérieur des monts atteignent 15°C. Les eaux interstitielles présentent un appauvrissement en Mg et un enrichissement en Ca et Si caractéristiques de fluides hydrothermaux sous-marins. Ces informations indiquent que des solutions hydrothermales contribuent actuellement à la formation des monts hydrothermaux [Honnorez *et al.*, 1981]; la durée de leur formation est peut-être inférieure à 10 000 ans.

Ces monts hydrothermaux représentent sans aucun doute une expression de l'hydrothermalisme sous-marin et rendent compte quantitativement d'une part importante du flux de chaleur hors axe d'expansion.

## VI. – LES SOURCES HYDROTHERMALES, LES DÉPÔTS SULFURÉS, LES ASPECTS BIOLOGIQUES, LES FLUIDES

Sédiments ferro-manganeux, concrétions ferro-manganeuses à l'axe des dorsales, sédiments métallifères de la mer Rouge, distribution du flux de chaleur, panache d'hélium... autant de faits supposant, impliquant ou démontrant la circulation d'eau de mer dans la croûte océanique. Néanmoins, jusque 1977-1979, nul n'avait prévu l'expression que pouvait présenter la sortie des fluides hydrothermaux à l'interface plancher basaltique/océan, nul n'avait prédit des températures de fluides supérieures à 300°C, les manifestations biologiques associées et l'existence d'amas sulfurés.

Les vingt-quatre plongées de l'Alvin en février-mars 1977 sur la dorsale des Galapagos (fig. 1) ont été réalisées dans le cadre d'un programme d'étude de l'hydrothermalisme sous-marin après de nombreuses missions effectuées dans cette zone à partir de navires de surface [Corliss *et al.*, 1979].

Le moiré produit par le mélange de fluides chauds avec l'eau froide du fond, ainsi que la formation d'un précipité blanc moins d'un mètre au-dessus du fond, constituent le caractère physique discernable des sources observées au cours de ces plongées. Les fluides hydrothermaux s'échappent par des interstices situés entre les coussins de laves ou des fissures. Les températures maxima de ces sources sont comprises entre 7 et 17°C. Bien qu'il existe un mélange intense en subsurface entre un fluide hydrothermal et l'eau de mer les échantillons prélevés permettent d'expliquer la formation de sulfures déjà rencontrés dans la croûte océanique et de rendre compte des quantités de Fe et Mn présentes dans les sédiments ferro-manganeux et les croûtes ferro-manganeuses déjà décrites à l'axe des dorsales

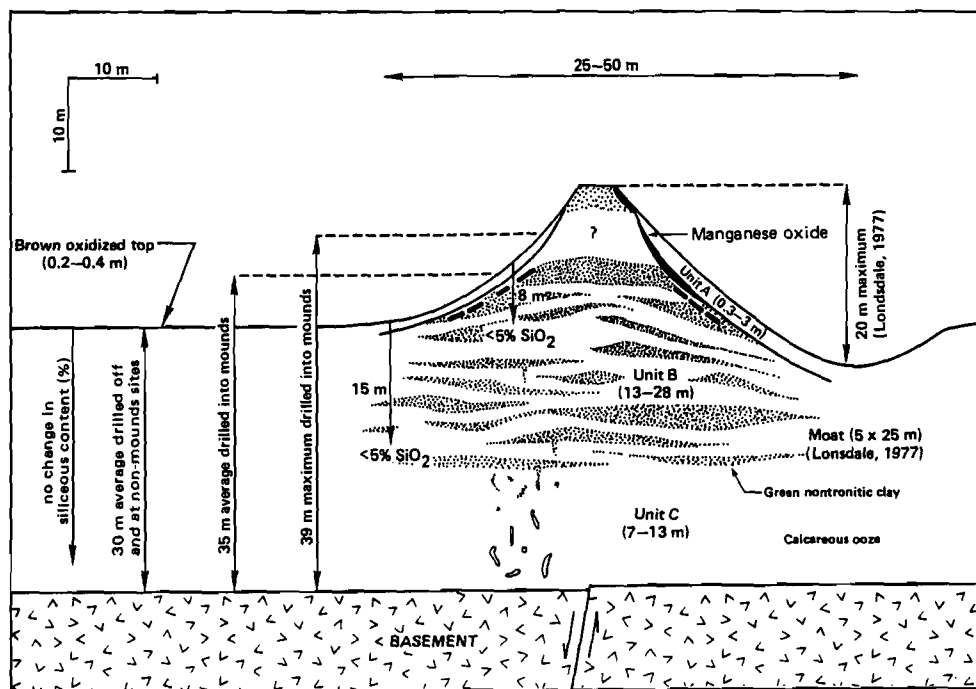


FIG. 7. – Schéma d'un mont hydrothermal à proximité de l'axe de la dorsale des Galapagos. Une faille permet l'apport de fluides hydrothermaux qui vont percoler au travers du sédiment et former cette structure particulière. D'après Honnorez *et al.* [1981].

[Grant *et al.*, 1979]. Malgré cet effet de mélange subsurface, les données obtenues permettent de déduire que la circulation hydrothermale représente un piège vis-à-vis de Mg et  $\text{SO}_4$ , qui contrebalance les apports par les rivières; au contraire, le phénomène conduit à un apport très significatif de Ca, K, Ba et Si dans l'eau de mer [Edmond *et al.*, 1979a, b; Corliss *et al.*, 1979a, b]. D'un point de vue «énergie», ces observations permettent de confirmer que les deux tiers de la chaleur perdue au cours de la formation de la lithosphère océanique des Galapagos est transférée par le biais des circulations hydrothermales et principalement à l'axe de la dorsale. Ces informations constituent à l'évidence des confirmations ou des données nouvelles tout à fait fondamentales, confortant les interprétations des anomalies de flux de chaleur, la présence des saumures et des sédiments métallifères de la mer Rouge, la présence de sédiments et de dépôts ferro-manganeux, les anomalies d' $^3\text{He}/^4\text{He}$  dans l'océan...

Toutefois, la découverte la plus spectaculaire fut d'ordre biologique : les sites hydrothermaux, par rapport au désert biologique environnant, représentent ni plus ni moins que des oasis; des communautés animales extrêmement denses vivent autour des sources hydrothermales : des clams, des moules, des vers, des crabes, des galatées, des anémones, des gastéropodes, des siphonophores... Les clams, bivalves, dont la dimension se situe entre 15 et 30 cm, couvrent de larges zones et remplissent les espaces situés entre les coussins de laves. Les moules appartiennent à un nouveau genre et espèce de la famille Mytilidae : sur un site leur taille est comprise entre 7 et 53 mm, sur un autre, entre 10 et 15 cm. Des vers polychètes entourent les bouches d'où s'échappe l'eau hydrothermale. D'autres vers, pogonophores vestimentifères, dont la longueur peut dépasser 1 m, protégés d'un tube blanc et munis d'un panache terminal coloré en rouge par l'hémoglobine forment des bouquets (fig. 8) [Hessler et Laubier, 1982]. Des concentrations élevées de bactéries, vivant de l'oxydation du soufre, ont été observées dans des échantillons d'eau prélevés dans les sources. Ces grandes concentrations de bactéries suggèrent leur présence dans les conduits hydrothermaux. Cet ensemble d'observations montre un métabolisme basé sur la chimiosynthèse, reposant sur des bactéries oxydantes du soufre : à partir des réactions entre eau de mer et roches basaltiques à haute température, l'énergie nécessaire à la vie provient donc directement de la croûte et du manteau océanique.

En février-mars 1978, la campagne de plongées Cyamex, organisée dans le cadre du projet franco-américain Rita (du nom des zones de fractures Rivera et Tamayo) à  $21^\circ\text{N}$  (fig. 1), avait pour but l'étude géologique de détail d'un segment de dorsale à taux d'expansion rapide (6 cm/an) et d'une zone de fracture [Ballard *et al.*, 1981; Cyamex Scientific Team, 1981]. Il s'agissait en effet, après l'étude géologique de détail d'un segment de dorsale à faible taux d'expansion (2 cm/an) au cours de l'expédition FAMOUS [ARCYANA, 1975], d'étudier une zone à taux d'expansion plus rapide. La zone FAMOUS est située au sud-ouest des Açores à  $36^\circ\text{N}$  tandis que la zone de plongée Cyamex se trouve sur la ride Est-Pacifique, à  $21^\circ\text{N}$  à l'entrée du golfe de Californie. Au cours de ces plongées, deux observations importantes furent effectuées au voisinage de l'axe de la dorsale. Des coquilles, des bivalves géants tout à fait semblables aux clams observés l'année précédente sur la ride



FIG. 8. – Exemple de communauté benthique vivant autour des sources hydrothermales. Vers pogonophores vestimentifères : leur métabolisme est basé sur l'oxydation bactérienne du soufre.

des Galapagos par l'Alvin furent trouvées dans un environnement comparable; ces coquilles déjà partiellement dissoutes et difficiles à échantillonner parce qu'elles étaient devenues très friables étaient le témoin d'une activité hydrothermale maintenant éteinte [Francheteau *et al.*, 1980]. Au voisinage de l'axe de la dorsale, la découverte de «tumulus» polychromes, alignés parallèlement à l'axe [Francheteau *et al.*, 1980], constitue la deuxième observation fondamentale. Le diamètre moyen à la base de ces tumulus est de quelques mètres, leur hauteur de deux ou trois mètres. Ils sont constitués d'un solide friable gris-noir à ocre. Les échantillons prélevés se sont révélés être des sulfures de fer, cuivre et zinc plus ou moins altérés, souvent très altérés (ocre : oxyde de fer). La friabilité est due d'une part à l'altération, d'autre part à la texture originelle du



FIG. 9. – Fumeur noir : site du «Chandelier»,  $12^\circ50,99'\text{N}$   $103^\circ57,11'\text{W}$ , sur la dorsale est-pacifique. La température du fluide émis par cette source dépasse  $300^\circ\text{C}$ . La hauteur d'une cheminée peut atteindre 30 mètres et son diamètre plusieurs mètres. Au premier plan, on aperçoit la pince du submersible Cyana.

matériau, notamment à des trous dans lesquels vivent des vers : cette dernière observation a été faite plus tard (plongées Alvin) sur des sites actifs. Ces deux observations réunies indiquaient donc que des sources hydrothermales au voisinage de l'axe de la dorsale pourraient être capables de déposer sur le plancher basaltique des sulfures de fer, cuivre et zinc, avec des traces mesurables de plomb, cadmium, argent..., un ensemble d'éléments identique à celui qui constitue les sulfures présents dans les sédiments métallifères de la mer Rouge. Ainsi, au niveau de la métallurgie, cette découverte effectuée au cours des plongées Cyamex représente une étape importante de la connaissance des fonds océaniques, au même titre que la découverte des nodules de manganèse par le Challenger à la fin du siècle dernier et des boues métallifères de la mer Rouge, au cours des années soixante.

La découverte de la mission Cyamex fut remarquablement confirmée un an plus tard, en avril 1979, pendant la mission américaine Rise [Rise Project Group, 1980; MacDonald et Luyendyk, 1981]. L'Alvin découvrit des sources hydrothermales de différents types, depuis le simple moiré visible entre les coussins de lave déjà observé sur la dorsale des Galapagos, en passant par des structures dites « boule de neige », jusqu'à des cheminées crachant des fluides noirs dont la température dépasse 350°C. Suivant les cas, les cheminées sont constituées de sulfures de fer, de cuivre et (ou) de zinc formés à partir du fluide hydrothermal ; la couleur noire des fluides est due à la précipitation rapide de sulfures au contact de l'eau de mer (fig. 9) ; des observations fines ont montré que ces fluides sortent limpides sur quelques centimètres à la sortie de ces sources.

Depuis 1978-1979, les missions effectuées sur ce sujet, soit à partir de navires de surface, soit à partir de submersibles, ont confirmé que les manifestations hydrothermales sont communes le long des dorsales médio-océaniques (EPR : 13°N, Juan de Fuca, 15°S... MAR : TAG, 22°N, 14°N...) ainsi que dans des contextes d'ouverture plus particuliers, tels que les bassins arrière-arc (bassins le Lau, de Fidji..., fig. 1).

L'origine des éléments présents dans les fluides hydrothermaux et dans les précipités formés au contact de l'eau de mer constituait l'une des premières importantes questions. Des réponses claires peuvent être fournies par des rapports isotopiques des éléments Sr, Pb, S. A titre d'exemple, le rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'eau de mer est de 0,709 tandis que le rapport pour les basaltes de ride est compris entre 0,7025 et 0,7030. La mesure de ce rapport dans les fluides permet donc d'apprécier l'intensité des réactions d'échange entre l'eau de mer et la croûte océanique, ainsi que la dilution éventuelle du fluide primaire avec l'eau de mer [Albarede *et al.*, 1981]. Les mesures des rapports isotopiques de Sr et de Pb dans les produits hydrothermaux prouvent l'origine crustale de ces éléments [Brevart *et al.*, 1981; Vidal et Clauer, 1981]. Les données isotopiques du soufre montrent également l'origine profonde des éléments constituant les dépôts [Arnold et Shepard, 1981]. A 21°N, l'échantillonnage des fluides hydrothermaux a permis de confirmer l'exactitude de la composition des liquides primaires (avant dilution sub-surface) calculée à partir des compositions des sources « faible température » des Galapagos [Edmond *et al.*, 1982], ainsi que d'avoir accès aux concentrations des éléments qui pré-

cipitent au contact de l'eau de mer. Le tableau I présente la comparaison de ces concentrations calculées (Galapagos) et de ces concentrations mesurées (21°N, ride Est-Pacifique).

Les articles de R. Hessler « Quand le Soufre donne la Vie » et de L. Laubier « d'Etranges Animaux » [1982] proposent une vue d'ensemble sur les manifestations biologiques associées à l'hydrothermalisme sous-marin.

TABLE I. — Comparaison de la composition des fluides « haute température » (350°C) échantillonnés à 21°N et de la composition calculée pour ce type de fluide à partir des fluides « basse température » (5-17°C) échantillonnés sur la dorsale des Galapagos. D'après Edmond *et al.* [1982].

	Galapagos	21°N	Eau de Mer
Li ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	1,142-689	820	28
K ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	18,8	25,0	10,1
Rb ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	20,3-13,4	26,0	1,32
Mg ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	0	0	52,7
Ca ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	40,2-24,6	21,5	10,3
Sr ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	87	90	87
Ba ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	42,6-17,2	95-35	0,145
Mn ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	1,140-360	610	0,002
Fe ( $\mu\text{mol kg}^{-1}$ )	+	1,800	
Si ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	21,9	21,5	0,160
SO <sub>2</sub> ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	0	0	28
H <sub>2</sub> O ( $\text{mmol kg}^{-1}$ )	+	6,5	28,6

## VII. — HYDROTHERMALISME OCÉANIQUE : LES GRANDS THÈMES

### A) Les processus physico-chimiques : roches et fluides à haute pression, haute température

Le fort gradient thermique qui existe à l'axe d'une dorsale est évidemment le moteur de la circulation d'eau de mer dans la croûte océanique, milieu poreux plus ou moins fissuré. Les premières modélisations se sont fixées pour but de décrire les mises en place de la convection hydrothermale hors contraintes des modifications importantes des propriétés physiques et chimiques des fluides au cours de leur parcours dans la croûte océanique. Ces modèles ont fourni des contraintes sur les conditions d'état stationnaire ou oscillatoire du phénomène, sur les conditions de stabilité ou sur la démultiplication des cellules de convection [Urvoy, 1988; Baudel, 1989; Watremez et Kervevan, 1990].

Au voisinage de la courbe critique (pression, température, concentration en NaCl) l'eau de mer se sépare en deux phases, une saumure et une eau très peu salée. Les volumes spécifiques de ces phases varient considérablement avec la température et la pression : ces variations provoquent probablement des modifications de la porosité des milieux traversés. Ces phases présentent des propriétés très différentes vis à vis des réactions eau-roche. L'histoire de ces différentes phases est très complexe, apparaissant, se démixant ou se recombinant en fonction des conditions des milieux traversés. C'est ainsi que des fluides échantillonnés à quelques centaines de mètres d'intervalle présentent des salinités différentes et, qu'au gré des circuits plus ou moins complexes suivis, leurs salinités peuvent être supérieures



ou inférieures à la salinité de l'eau de mer [Bischoff et Pitzer, 1985].

La compréhension de cette série de processus demande une meilleure connaissance des propriétés physico-chimiques des solutions aqueuses salines à haute pression et haute température. La connaissance des comportements des éléments susceptibles d'être mobilisés au cours des différentes étapes (recharge, variations de pH, température, pression..., décharge) d'un cycle hydrothermal théorique devrait être précisée. Idéalement, les spécialistes de la mécanique des fluides ayant proposé les premiers modèles simples devraient pouvoir compléter et affiner leurs modèles en tenant compte des variations des propriétés des fluides, des dissolutions ou reprécipitations au cours d'un cycle hydrothermal.

Outre l'intérêt fondamental qu'ils présentent, ces travaux sont directement utilisables par les métallogénistes. On attend de la connaissance des propriétés des solutions et des modèles des propositions de tests d'hypothèse sur chantiers naturels. Cet aspect du programme suppose la coopération entre métallogénistes, physiciens, chimistes et spécialistes de la mécanique des fluides.

## B) Échanges à l'interface océan/lithosphère

Certains éléments dissous précipitent dans le système hydrothermal lui-même et en modifient la perméabilité. D'autres éléments précipitent à l'interface du plancher océanique et de l'eau de mer lors du mélange rapide du fluide hydrothermal avec l'eau de mer et forment des cheminées hydrothermales et des particules dans le panache hydrothermal. Il s'agit de sulfures de fer, de cuivre, de zinc, de sulfates de calcium, de barium, accompagnés d'éléments tels que plomb, arsenic, cadmium... La composition du substratum dépendant, en premier lieu, du contexte géodynamique considéré (roches calco-alkalines évoluées d'un bassin arrière-arc ou tholéiites typiques d'une dorsale médio-océanique), les proportions des éléments qui constituent ces précipités, et en conséquence la nature des dépôts varie considérablement [Fouquet *et al.*, 1988; Fouquet *et al.*, 1991]. Dans le cadre d'une dorsale sédimentée, ces éléments peuvent être retenus d'une manière plus efficace par la couverture sédimentaire [Davis *et al.*, 1987].

Cet aspect représente une nouvelle approche de la connaissance de la formation des gisements. La métallogénie travaillait jusqu'ici sur des objets fossiles dans des contextes eux-même fossiles, la plupart du temps très complexes du fait de la superposition de plusieurs événements. L'étude des processus actifs océaniques, avec notamment l'accès aux compositions des fluides ouvre sans nul doute un chapitre nouveau de la métallogénie.

Certains éléments ou composés sont apportés à l'océan : d'autres sont apportés depuis l'océan à l'intérieur de la croûte océanique. Pour certains éléments ou composés, les échanges sont probablement à la mesure de l'ordre de grandeur des échanges d'énergie entre lithosphère et océan (l'équivalent de l'ensemble des eaux océaniques circulerait au travers des systèmes hydrothermaux tous les 5 à 11 millions d'années). L'interaction océan/lithosphère à l'axe des dorsales est un phénomène à prendre en compte dont le rôle

et l'importance restent à évaluer. Il s'agit, pour partie, d'un nouvel aspect de l'océanographie chimique.

Les temps de résidence des éléments ou composés apportés à l'eau de mer sont très variables [Treffry et Metz, 1989; Mottl et McConachy, 1990]. Certains précipitent rapidement (Fe, As), d'autres au contraire sont conservatifs dans l'eau de mer (He). Les éléments ou composés qui présentent des contrastes de concentrations très forts entre fluides hydrothermaux et eau de mer sont utilisés en tant que traceurs de l'hydrothermalisme (CH<sub>4</sub>, Mn, He, fig. 10). Ils représentent ainsi le moyen d'étudier la distribution des systèmes hydrothermaux le long de l'axe d'une dorsale. L'hélium, parce qu'il a un temps de résidence quasi infini (limité en fait par les échanges océan atmosphère) est un traceur des eaux profondes.

Le rôle des grandes structures océaniques, dorsales, zones de fractures... était jusqu'ici limité à celui de barrières entre bassins ou à celui de chenaux vis à vis de la circulation des eaux profondes. Les échanges de matière et d'énergie qui ont lieu au niveau de ces structures amènent à reconsidérer ce concept. D'un point de vue pratique, une concertation doit se mettre en place entre les programmes Géosciences Marines destinés à l'étude des échanges

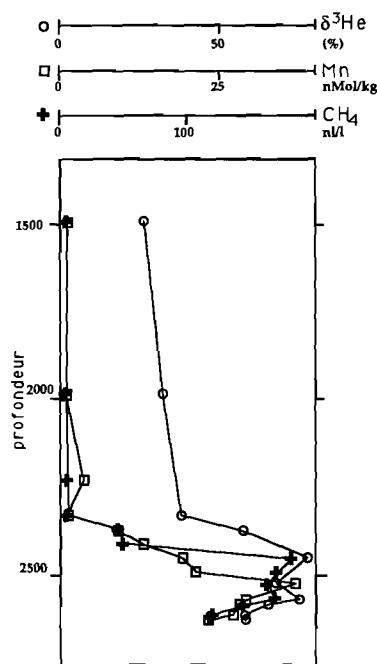


FIG. 10. – Exemple de profil vertical des anomalies chimiques créées dans l'eau de mer par les apports hydrothermaux : méthane, manganèse, hélium [Charlou *et al.*, 1991].  $\delta^3\text{He}/^4\text{He}$ , pour l'hélium est exprimé en pourcentage d'écart du rapport isotopique  $^3\text{He}/^4\text{He}$  mesuré dans l'eau de mer par rapport à la valeur atmosphérique de ce rapport. Noter la cohérence des trois signaux dans les 400 à 500 m au-dessus du fond. Ces profils ne sont pas absolument superposables pour plusieurs raisons : les deux raisons principales sont : la variabilité naturelle de compositions des sources et surtout les différences de temps de résidence de ces différentes espèces dans l'eau de mer. Le temps de résidence de l'hélium est quasi infini tandis que ceux du manganèse et du méthane sont beaucoup plus courts. Le manganèse ( $\text{Mn}^{2+}$ ) est oxydé et précipite tandis que  $\text{CH}_4$  est oxydé par l'action de bactéries.

océan/lithosphère à l'axe des dorsales (programme RIDGE, Ridge Inter-Disciplinary Global Experiment) et les programmes d'Océanographie Physique (programme WOCE, World Ocean Circulation Experiment).

Enfin, pour compléter la liste des disciplines qui interviennent dans l'étude des interactions hydrosphère-lithosphère à l'axe des dorsales conviendrait-il de citer : chimie prébiotique, bactériologie, biologie... La découverte des communautés benthiques dont le métabolisme est basé sur l'oxydation bactérienne du soufre représente en effet un nouveau champ de recherche. Les chimistes organiciens qui s'intéressent à la chimie prébiotique assureront la liaison entre les géosciences marines et les disciplines de la biologie. Supports sulfurés, méthane, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>..., gradient de température : nous disposons de tous les ingrédients nécessaires à la synthèse de certaines molécules organiques.

### C) Répartition et différents types de systèmes hydrothermaux. Contextes géodynamiques et segmentation axiale

L'une des questions majeures qui se posent est la notion de corrélation entre activité hydrothermale (propriétés, intensités...) et les différents aspects qui caractérisent les axes d'expansion.

Nous n'en sommes aujourd'hui tout juste qu'à l'identification des propriétés de l'hydrothermalisme associé à différents contextes géodynamiques :

— *début d'ouverture d'un océan* (mer Rouge) : saumures, sédiments métallifères ;

— *dorsales à taux d'expansion rapide ou lent* : l'existence d'un hydrothermalisme significatif sur les dorsales lentes a d'abord été contesté. On sait aujourd'hui qu'il est aussi commun sur les dorsales lentes (Atlantique) [Klinkhammer *et al.*, 1985 ; Bougault *et al.*, 1990] que sur les dorsales rapides (Est Pacifique). Dans le cas des dorsales lentes, les roches profondes du manteau sont probablement d'avantage impliquées (MAR 14°N, fig. 1) [Bougault *et al.*, 1990]. Des dépôts importants de sulfures, sans pièges sédimentaires, se développent directement à l'interface plancher basaltique/eau de mer. L'existence de tels dépôts (de l'ordre de la dizaine de millions de tonnes) avait été mise en doute du fait de l'instabilité des sulfures dans l'eau de mer ;

— *dorsales sédimentées* (ex : dorsale de Juan de Fuca, fig. 1) : la température à l'interface plancher basaltique/sédiment atteint plusieurs centaines de degrés [Davis *et al.*, 1987]. Des interactions complexes ont lieu entre fluides hydrothermaux et sédiments. Les sédiments jouent le rôle de piège vis à vis de certains éléments. Le flux de chaleur a une action directe sur la maturation de la matière organique contenue dans les sédiments. Un forage d'un site représentatif de ce contexte (le site de Middle Valley sur la dorsale de Juan de Fuca) est prévu dans le cadre du programme de forage international DSDP ;

— *expansion arrière arc* : ce contexte correspond à la formation de nouvelle croûte océanique suivant des petits bassins situés en arrière des arcs qui marquent les zones de subduction (ex : bassin de Lau ou de Fidji). Le site hydrothermal le plus actif connu à ce jour a été trouvé dans ce type de contexte (campagne NAUTILAU, 1989) [Fouquet *et al.*, 1991].

Les anomalies thermiques dans l'environnement de ces sites atteignent plusieurs degrés Celsius tandis qu'elles se mesurent en centièmes de degrés dans l'environnement des sites connus du Pacifique et de l'Atlantique. A la composition différente des roches magmatiques qui constituent la croûte océanique arrière-arc (influence de la zone de subduction), correspond une composition différente des fluides hydrothermaux. Certains fluides ont un pH 2 ; ils sont riches en barium et arsenic tandis que les concentrations en cuivre ou en zinc sont d'un ordre de grandeur supérieur aux équivalents connus sur les dorsales médio-océaniques. Certains fumeurs blancs, dont la température des fluides dépasse 400°C, sont essentiellement constitués de barytine [Fouquet *et al.*, 1991].

Les métallogénistes savent que le contexte arc insulaire est un contexte favorable à la formation de dépôts sulfurés. La documentation sur les manifestations de l'hydrothermalisme dans ce contexte n'est encore qu'embryonnaire. Il en est de même pour ce qui concerne le volcanisme intra-plaque.

La construction de l'axe d'une dorsale médio-océanique n'est évidemment pas synchrone sur plusieurs milliers de kilomètres. Elle est fonction de plusieurs contraintes liées aux mouvements relatifs des plaques lithosphériques et (ou) aux propriétés du manteau sous-jacent. Il s'en suit des *segmentations structurales et chimiques* à différentes échelles et des discontinuités structurales de différents ordres. L'étude de la variation d'activité hydrothermale en fonction de ces segmentations et de ces discontinuités constitue un point de passage obligé. Les premiers résultats montrent que l'activité hydrothermale est partout présente (dorsale lente ou dorsale rapide) et qu'elle n'est pas distribuée d'une manière aléatoire. Les discontinuités le long de l'axe d'une dorsale jouent un rôle majeur vis à vis de la mise en place des cellules de convection hydrothermales (fig. 11 et 12) [Bougault *et al.*, 1990].

L'identification des différents types d'hydrothermalisme et l'étude de la variation d'activité hydrothermale en fonction des différentes structures axiales représentent, à l'évidence, une matière à collaboration entre géologues structuraux, géophysiciens, sédimentologues, physiciens et chimistes. Ce travail, qui implique différentes échelles nécessite le développement et la mise en œuvre d'équipements spécifiques.

## VIII. – CONCLUSION

L'expansion des fonds océaniques et l'activité hydrothermale associée représentent les mécanismes principaux par lesquels l'énergie thermique est transférée du manteau à la surface de la terre. Ces phénomènes sont accompagnés de transfert de matière (formation de la croûte océanique elle-même, formation de gisements sulfurés, échange d'éléments entre l'eau de mer et la croûte océanique...). L'énergie mise en jeu peut être responsable pour une part significative de la circulation océanique abyssale. L'hydrothermalisme est à l'origine de développements biologiques spécifiques. Les messages enregistrés par les matériaux et les formations géologiques nous indiquent que ces transferts de matière et d'énergie sont actifs depuis la formation de la croûte terrestre et des premiers océans. La compréhension des

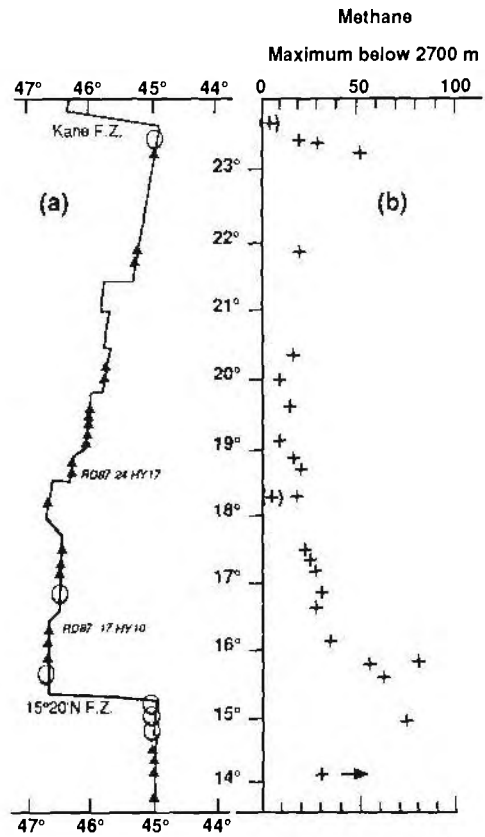
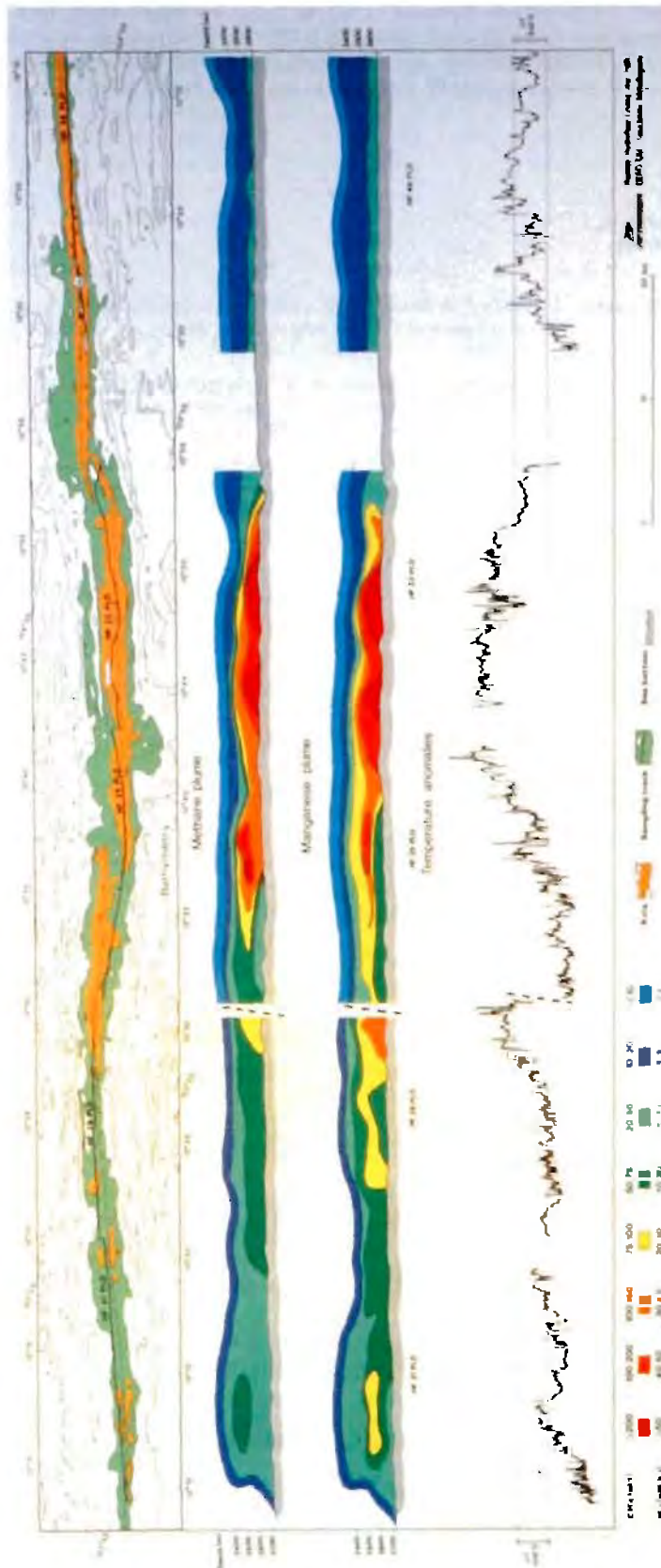


FIG. 12. - Variation d'activité hydrothermale le long de la dorsale médio-atlantique. Sur la gauche, schéma de l'axe de la dorsale. A droite, signal méthane (maximum enregistré sur chaque profil vertical). On constate, comme sur la dorsale est-pacifique (fig. 11), que l'activité hydrothermale est partout décelable ; elle est plus importante au voisinage des intersections avec les zones de fracture (au nord et au sud de la zone de fracture 15°20'N, au sud de la zone de fracture Kane). Elle est associée à la présence de hauts topographiques axiaux ou des roches ultrabasiques serpentinisées sont présentes (les triangles correspondent à un échantillonnage de basaltes, les cercles correspondent à un échantillonnage d'ultrabasiques). Cette observation ainsi que les propriétés des anomalies créées dans l'eau de mer (le rapport Mn/CH<sub>4</sub> notamment) suggère une circulation hydrothermale dans un manteau océanique affleurant [Bougault *et al.*, 1990].

FIG. 11. - Panache hydrothermal (méthane et manganèse) le long de l'axe de la dorsale est-pacifique à 13°N. Ce panache, enregistré ici sur une certaine de kilomètres le long de l'axe, représente le moyen d'étudier la variation d'activité hydrothermale en fonction de la structure axiale. On constate que l'activité hydrothermale est partout décelable mais qu'elle n'est pas uniforme. Au nord, sur la partie droite de la figure, l'activité est la plus faible : les signaux de méthane et manganèse sont néanmoins 10 fois supérieurs aux bruits de fond naturels de l'eau de mer. L'activité la plus importante est localisée entre deux discontinuités de l'axe (overlapping spreading centers) marqués de la double flèche [Bougault *et al.*, 1990]. Des discontinuités mineures (marquées d'une flèche simple) correspondent également à des discontinuités du panache. Cet aspect est traité dans le film HYDROFAST (voir note du bas de la première page).

échanges océan/lithosphère qui accompagnent le couplage manteau-croûte-océan est essentielle à la connaissance de l'évolution de la surface du globe. Cette thématique fait actuellement l'objet de projets internationaux (ex : projet franco-américain d'étude de la dorsale médio-atlantique en-

tre 15°N et les Açores) et de la mise en place d'un programme international (InterRIDGE). Le programme américain RIDGE (Ridge InterDisciplinary Global Experiments) vient d'être approuvé dans le cadre « Global Change ».

## Références

- ALBAREDE F., MICHARD A., MINSTER J.F. & MICHARD G. (1981). –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in hydrothermal waters and deposits from the East Pacific Rise at 21°N. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 229-236.
- ANDERSON R.N. & LANGSETH M.G. (1977). – The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian ocean. – *J. Geophys. Res.*, **82**, 3391-3409.
- ARCYANA (1975). – Transform fault and rift valley from bathyscap and diving saucer. – *Science*, **190**, 108-116.
- ARNOLD M. & SHEPPARD S.M.F. (1981). – East Pacific Rise at latitude of 21°N : origin of the hydrothermal sulphur. – *Terra Cognita*, special issue, p. 50.
- ARRHENIUS G.O.S. & BONATTI E. (1965). – Neptunism and volcanism in the ocean. In : M. SEARS Ed., *Progress in oceanography*, vol. 3. – Pergamon Press, London, 7-22.
- BACKER H. & SCHOELL M. (1972). – New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. – *Nature Phys. Sci.*, **240**, 153-158.
- BALLARD R.D., FRANCHETEAU J., JUTEAU T., RANGIN C. & NORMARK W. (1981). – East Pacific Rise at 21°N - The volcanic, tectonic, and hydrothermal processes at the central axis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 1-10.
- BAUDEL S. (1989). – Contribution à l'analyse et la modélisation des phénomènes physico-chimiques liés à l'hydrothermalisme océanique. – Thèse, Institut Polytechnique de Toulouse.
- BECKER K., LANGSETH M.G., VON HERZEN R.P., ANDERSON R. & HOBART R. (1983). – Deep crustal geothermal measurements, Hole 504B. – *Init. Rep. DSDP*, **83**, 405-418.
- BISCHOFF J.L. (1969). – Red Sea geothermal deposits : their mineralogy, chemistry and genesis. In : DIGENS and ROSS Eds., *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. – Springer-Verlag, New York, 368-401.
- BISCHOFF J.L. & PITZER K.S. (1985). – Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 327-338.
- BOSTROM K. & PETERSON M.N.A. (1966). – Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. – *Econ. Geol.*, **61**, 1258-1265.
- BOUGAULT H., CANDE S. *et al.* (1983). – Le leg 82 du Programme international de forages océaniques profonds (IPOD) : croûte océanique "normale" ou "anormale" sur la ride médio-atlantique ; propriétés géochimiques. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, **296**, 97-102.
- BOUGAULT H., CHARLOU J.L., FOUQUET Y. & NEEDHAM H.D. (1990). – Activité hydrothermale et structure axiale des dorsales est-pacifique et médio-atlantique. – *Oceanol. Acta*, vol. spec. **10**, 199-207.
- BREVART O., DUPRE B. & ALLEGRE C.J. (1981). – Metallogenesis at spreading centers, lead isotope systematics for sulfides, manganese rich crusts, basalts and sediments from the CYAMEX and ALVIN areas (East Pacific Rise). – *Econ. Geol.*, **76**, 5, 1205-1210.
- BRUNEAU L., JERLOV L.G. & KOCZY F. (1953). – Rep. Swedish Deep Sea Expedition, XIX-XXX.
- CHARLOU J.L., RONA P. & BOUGAULT H. (1987). – Methane anomalies over TAG hydrothermal field on Mid-Atlantic Ridge. – *J. Mar. Res.*, **45**, 461-472.
- CHARLOU J.L., DMITRIEV L., BOUGAULT H. & NEEDHAM H.D. (1988). – Hydrothermal CH<sub>4</sub> between 12°N and 15°N over the Mid-Atlantic Ridge. – *Deep Sea Res.*, **35**, 121-131.
- CHARLOU J.L., BOUGAULT H., APPRIOU P., JEAN BAPTISTE P. & BIROLLEAU A. (1991). – Water column anomalies associated with hydrothermal activity between 11°40' and 13°N on the East Pacific Rise : discrepancies between tracers. – *Deep Sea Res.*, **38**, 569-596.
- CORLISS J.B., DYMOND J., GORDON L.I., EDMOND J.M., VON HERZEN R.P., BALLARD R.D., GREEN K., WILLIAMS D., BAINBRIDGE A., CRANE K. & VAN HANDEL T.H. (1979). – Submarine thermal springs on the Galapagos Rift. – *Science*, **203**, 1073-1083.
- CORLISS J.B., GORDON L.I. & EDMOND J.M. (1979). – Some implications of heat/mass ratios in Galapagos Rift hydrothermal fluids for models of sea-water rock interaction and the formation of oceanic crust. In : *Deep sea drilling project results in the Atlantic ocean crust*. – *M. Ewing Series 2*, AGU Geodynamics Project, Scientific Report, **48**, 391-402.
- CYAMEX SCIENTIFIC TEAM (1981). – First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21°N (project RITA). General results. – *Mar. Geophys. Res.*, **4**, 345-379.
- DAVIS E.E., GOODFELLOW W.D., BORNHOLD B.D., ASHEAD J., BLAISE B., VILLINGER H. & LE CHEMINANT G.M. (1987). – Massive sulfides in sedimented rift valley, northern Juan de Fuca ridge. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 49-61.
- DEGENS E.T. & ROSS D.A. (1969). – Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. – Springer-Verlag, New York, 600 p.
- EDMOND J.M., MEASURES C., MC DUFF R.E., CHAN L.H., COLLIER R., GRANT B., GORDON L.I. & CORLISS J.B. (1979a). – Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean : the Galapagos data. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 1 p.
- EDMOND J.M., CORLISS J.B. & GORDON L.I. (1979b). – Ridge crest hydrothermal metamorphism at the Galapagos spreading center and reverse weathering. In : *Deep sea drilling project results in the Atlantic ocean crust*. – *M. Ewing Series 2*, AGU Geodynamics Project, Scientific Report, **48**, 383-390.
- EDMOND J.M., VON DAMM K.L., MC DUFF R.E. & MEASURES C.I. (1982). – Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. – *Nature*, **297**, 187-191.
- FOUQUET Y., AUCLAIR G., CAMBON P. & ETOUBLEAU J. (1988). – Geological setting and mineralogical and geochemical investigations on sulfide deposits near 13°N on the East Pacific Rise. – *Mar. Geol.*, **84**, 145-178.
- FOUQUET Y., VON STACKELBERG U., CHARLOU J.L., DONVAL J.P., ERZINGER J., FOUCHER J.P., HERZIG P., MUHE R., SOAKAI S., WIEDICKE M. & WHITECHURCH H. (1991). – Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau Basin. – *Nature*, **349**, 778-781.

- FRANCHETEAU J., NEEDHAM H.D., JUTEAU T. & RANGIN C. (1980). – CYAMEX : Naissance d'un océan. – Centre National pour l'Exploitation des Océans.
- GRANT B., SCLATER F.R., COLLIER R., HUDSON GRANT B., SLATER F.R., HUDSON A., GORDON L.I. & CORLISS J.B. (1979). – On the formation of metal-rich deposits at the ridge crests. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**, 19 p.
- GREEN K.E., VON HERZEN R.P. & WILLIAMS D.L. (1981). – The Galapagos spreading center at 86°W : a detailed geothermal study. – *J. Geophys. Res.*, **86**, 979-986.
- HESSLER R. LAUBIER L. (1982). – Les oasis du fond des océans. – *La Recherche*, **13**, 131, 402-404.
- HONNOREZ J., VON HERZEN R.P., BARRET T.J., BECKER K., BENDER M.L., BORELLA P.E., HUBBERTEN H.W., JONES S.E., KARATO S., LAVERNE C., LEVI S., MIGDISOV A.A., MOORBY S.A. & SCHRADER E.L. (1981). – Hydrothermal mounds and young ocean crust of the Galapagos : preliminary deep sea drilling project results. Leg 70. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **1**, **92**, 457-472.
- HYNDMAN R.D., VON HERZEN R.P., ERICKSON A.J. & JOLIVET J. (1977). – Heat flow measurements. DSDP Leg 37. In : AUMENTO F., MELSON W.E. *et al.*, *Initial Reports of DSDP*, XXXVII, 347-362.
- KLINKHAMMER G., RONA P., GREAVES M. & ELDERFIELD H. (1985). – Hydrothermal manganese plume in the Mid-Atlantic-Ridge rift valley. – *Nature*, **314**, 727-731.
- KLITGORD K.D. & MUDIE J.D. (1974). – The Galapagos spreading center : a near bottom geophysical study. – *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **38**, 563-586.
- LEG 82 SCIENTIFIC PARTY (1982). – On leg 82, elements traced in Atlantic. – *Geotimes*, **27**, 7, 21-23.
- LONSDALE P. (1977). – Deep tow observations at the mounds abyssal hydrothermal field, Galapagos Rift. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 92-110.
- LUPTON J.E. & CRAIG H. (1981). – A major helium source at 15°S on the East Pacific Rise. – *Science*, **214**, 13-18.
- MACDONALD K. & LUYENDYK B. (1981). – La crête de la dorsale du Pacifique Est. – *Pour la Science*, **45**, 30-45.
- Mc KENZIE D.P. (1967). – Some remarks on heat flow and gravity anomalies. – *J. Geophys. Res.*, **72**, 6261-6273.
- MONIN A.S., PLAKHIN E.A., PODRZHANSKY A.M., SAGALEVICH A.M. & SOROKHTIN O.G. (1981). – Visual observations of the Red Sea hot brines. – *Nature*, **291**, 222-225.
- MOTTL M.J. & Mc CONACHY (1990). – Chemical processes in boyant hydrothermal plumes on the East Pacific Rise near 21°N. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 911-1927.
- RISE PROJECT GROUP (1980). – East Pacific Rise : hot springs and geophysical experiments. – *Science*, **207**, 1421-1433.
- RONA P.A., Mc GREGOR B.A., BETZER P.R. & KRAUSE D.C. (1974). – Anomalous water temperatures over Mid-Atlantic Ridge crest at 26°N (abstract). – *EOS, Trans. AGU*, **55**, 193 p.
- RONA P.A. (1978). – Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. – *Econ. Geology*, **73**, 135-160.
- RONA P., KLINKHAMMER G., NELSEN T.A., TREEFRY J. & ELDERFIELD H. (1986). – Black smokers, massive sulfides and vent biota on the Mid-Atlantic Ridge. – *Nature*, **321**, 33-37.
- SCLATER J.G. & FRANCHETEAU J. (1970). – The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. – *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **20**, 509-542.
- SCOTT M.R., SCOTT R.B., RONA P.A., BATLER L.W. & NALWALK A.J. (1974). – Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge. – *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 355-358.
- SKORNYAKOVA I.S. (1965). – Dispersed iron and manganese in Pacific ocean sediments. – *Internat. Geology. Rev.*, **7**, 2161-274.
- TREFRY J.H. & METZ S. (1989). – Role of hydrothermal precipitates in the geochemical cycling of vanadium. – *Nature*, **342**, 531-533.
- URVOIS M. (1988). – Apport de l'estimation géostatistique de l'épaisseur des unités métallifères dans la compréhension des mécanismes de mise en place des sédiments de la fosse Atlantis II (mer Rouge). – *Doc. BRGM*, **154**.
- VIDAL P. & CLAUSER N. (1981). – Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (Project RITA). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 237-246.
- WATREMEZ P. & KERVEVAN C. (1990). – Origine des variations de l'activité hydrothermale : premiers éléments de réponse d'un modèle numérique. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, 153-158.
- WILLIAMS D.L., VON HERZEN R.P., SCLATER J.C. & ANDERSON R.N. (1974). – The Galapagos spreading center : lithospheric cooling and hydrothermal circulation. – *Royal. Astron. Soc. Geophys. J.*, **38**, 587-608.
- WILLIAMS D.L., GREEN K.E., VAN ANDEL T.H., VON HERZEN R.P., DYMOND J.R. & CRANE K. (1979). – The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift : observations with DSRV Alvin and detail heat flow studies. – *J. Geophys. Res.*, **84**, 7467-7484.
- WOLERY T.J. & SLEEP N.H. (1976). – Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. – *J. Geol.*, **84**, 249-275.