

Activité hydrothermale sulfurée de dorsale : comparaison entre dépôts contemporains (EPR, 21°N) et dépôts anciens (Chypre)

Dorsales océaniques
Amas sulfurés massifs
Croûte océanique
Circuits convectifs
Exhalaisons particulières
Oceanic ridges
Massive sulfide ores
Oceanic crust
Convective cells
Particulate exhalations

E. Soler^a, A. J. Bernard^b, W. D. Nesteroff^c

^a Département de Pétrologie, Université Pierre-et-Marie-Curie, Tour 26, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

^b Laboratoire de Métallogénie de l'ENSG, Institut National Polytechnique de Lorraine, BP n° 452, 54001 Nancy Cedex 01.

^c Département de Géologie Dynamique, Université Pierre-et-Marie-Curie, Tour 26, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Reçu le 6/4/81, révisé le 18/9/81, accepté le 30/9/81.

RÉSUMÉ

L'étude comparative de l'activité hydrothermale sulfurée observée sur les sites océaniques actuels (Dorsale du Pacifique Est, 21°N) et les sites ophiolitiques anciens (Chypre) conduit à établir un modèle de fonctionnement des circulations des fluides métallisants sur dorsale.

Les deux approches de phénomènes comparables à défaut d'être tout à fait identiques permettent de faire intervenir un nombre important de paramètres complémentaires tant dans l'espace que dans le temps. Les observations sur les sites actuels de dorsales fournissent des données instantanées sur les vitesses d'émission des fluides ainsi que sur le devenir des sulfures émis dans l'eau de mer. Dans les formations anciennes, l'analyse des « stockworks » émissifs nous renseigne sur les conditions de dépôt des sulfures, sur la nature des solutions métallisantes et sur l'évolution du système géothermal pendant les quelques milliers d'années de son fonctionnement.

Les travaux réalisés à Chypre conduisent à distinguer deux types de circuits hydrothermaux dans les basaltes de l'ancien plancher océanique. Près de l'axe de la paléodorsale, les circuits convectifs sont de grande dimension ($d = 2,6 \pm 0,6$ km), chauds et aboutissent à la formation de stockworks sulfurés. C'est la position des deux isothermes « significatives » 250 et 350°C, dans le plancher océanique et l'eau de fond, qui permet le mieux d'expliquer la distribution de la pyrite. Hors de l'axe, les boucles convectives sont petites ($d \sim 50$ m), plus froides et conduisent à l'exhalaison de terres d'ombre à hydroxydes ferriques et smectites.

En transposant aux sites modernes l'hypothèse déduite de l'observation des sites anciens, nous pouvons présenter le modèle suivant :

— en régime de haute température, les deux isothermes sont proches l'une de l'autre dans le stockwork. Par suite de la grande vitesse d'effluence, la précipitation des sulfures dans le plancher océanique sera minime tandis que, dans l'eau de mer au-dessus de l'évent, l'écartement des deux géo-isothermes provoque la précipitation de sulfures ;

— en régime de basse température, les géo-isothermes sont toutes deux localisées dans le plancher océanique, mais très écartées l'une de l'autre, le dépôt des sulfures sera donc également faible ;

— dans un régime de température intermédiaire, les conditions optimales pour que les sulfures précipitent sont réalisées lorsque la géo-isotherme 250°C est tangente à l'interface roches-eau de mer.

La formation d'un gisement massif de sulfures sur une dorsale nécessite la circulation, pendant de longues périodes, de fluides chauds à vitesses modérées en régime stationnaire. Ceci implique une corrélation entre les conditions nécessaires pour la formation d'un dépôt de sulfures et la vitesse de l'expansion océanique. Notre étude

suggère que des taux faibles ($V < 3$ cm/an) correspondraient aux conditions optimales de piégeage des sulfures dans le plancher au voisinage des dorsales.

Oceanol. Acta, 1982, 5, 1, 105-120.

ABSTRACT

Sulphidic hydrothermal activity on marine ridges: a comparison between Modern (EPR, 21°N) and Ancient (Cyprus) deposits

Comparative study of the hydrothermal sulphidic activity observed on modern oceanic ridges (East Pacific Rise, 21°N) and on ancient sites (Cyprus) permits the establishment of a model of the circulation of metalliferous fluids on oceanic ridges.

Two different approaches to these comparable phenomena allow us to consider various complementary parameters which together comprise a metallogenic model. In the ancient Cyprus formation, observation of fissured areas where hydrothermal fluids circulated mainly provides informations concerning the conditions under which sulphides were deposited, but also gives indications of the nature of the metalliferous solutions involved. Observation at modern spreading centres provides important data on the velocities of spouting hydrothermal fluids and on the evolution of sulphides injected into seawater. But whereas the modern emissions studied by direct observation correspond to no more than a brief moment in the life of an emissive vent, investigation of the stockworks of ancient formations provides a record of a much longer span of time which is thus more representative of the phenomenon under consideration.

In Cyprus, field observations make it possible to distinguish two types of hydrothermal convective cells in the basalts of the ancient sea floor. Close to the axis, the convection cells are large ($d = 2,6 \pm 0,6$ km), and hot, and are responsible for the formation of sulphidic stockworks. In this part of the oceanic floor, the distribution of pyrite seems to be best explained by the position of the two significant geo-isotherms 250 and 350°C in the oceanic floor and bottom water. Away from the axis, the convective cells are small ($d \sim 50$ m), and colder, and gives rise to exhalations of "umbers", i. e. ferric hydroxides and smectites.

By applying the above deductions to the active vents of modern spreading centres, we may model the greatest probability of pyrite deposition as follows:

— in a high-temperature regime, the two critical geo-isotherms are close to each other within the stockwork. Because of the high rate of fluid discharge, the precipitation of sulphides in the stockwork will be close to nil. In the seawater above the vent, separation of the two geo-isotherms induces a precipitation of sulphides;

— in a low-temperature regime, both geo-isotherms are located entirely below the sea-floor, but at a considerable distance from each other. Here again, sulphide precipitation will be very small;

— in an intermediate regime, optimum conditions for the precipitation of sulphides will be realized when the 250°C geo-isotherm is tangent to the rock - seawater interface. The circulation at moderate speed of hot fluids in a stationary regime over relatively lengthy periods of time is required for the formation of a sulphide ore-body on an oceanic ridge. We are thus tempted to make a correlation between sulphide-generating hydrothermal activity and the rate of sea-floor spreading. Our study suggests that a low expansion rate (< 3 cm/year) appears to provide optimal conditions for mineralization of the ocean floor beneath hydrothermal vent.

Oceanol. Acta, 1982, 5, 1, 105-120.

INTRODUCTION

La découverte récente de sources exhalatives minéralisantes, en cours de fonctionnement, sur l'axe de la dorsale Est Pacifique (East Pacific Rise, ou EPR) par 21°N, fournit aux métallogénistes une référence actuelle aux processus générateurs de concentration métallifère restitués jusqu'alors à partir des gisements encaissés dans des laves basaltiques des complexes ophiolitiques anciens. Si cette découverte (Cyamex Team *et al.*, 1978;

Spiess *et al.*, 1980) permet enfin l'application du principe géologique fondamental d'uniformitarisme, il convient aussi de reconnaître que les informations tirées depuis plusieurs décennies de l'étude des stockworks minéralisés anciens ne laissent que peu de doute quant à la réalité du phénomène exhalatif sous-marin et à ses propriétés minéralisatrices (Schneiderhöhn, 1941; Kinkel, 1966; Bischoff, 1969; Craig, 1969; Gilmour, 1971; Hutchinson, Searle, 1971; Clark, 1971; Andrews, Fyfe, 1976; Spooner, Bray, 1977; Parmentier, Spooner, 1978;

Turner, Gustafson, 1978; Solomon, Walshe, 1979, entre autres auteurs). En fait, un premier rapprochement concret entre métallogénistes et océanographes s'était esquissé à propos de l'analyse et de l'interprétation des boues sulfurées de la Mer Rouge (cf. Degens, Ross, 1969; Bäcker, Richter, 1973; Butuzova *et al.*, 1980).

Un stockwork est une zone fracturée où circulèrent des fluides hydrothermaux en y déposant leur contenu métallifère, créant ainsi une concentration. L'analyse de ces dépôts sur les murs des fractures et dans leurs épontes nous éclairera surtout sur les conditions de cristallisation des espèces et non sur les processus de formation des fluides hydrothermaux. C'est pourtant essentiellement la prise en considération du mouvement de ces fluides depuis leur site de départ qui rend compte de leur enrichissement en sulfures métalliques (zone-source), du transfert de ces derniers jusqu'à leur dépôt dans une zone fracturée dite « piège » (stockwork).

Il est toujours loisible de comparer deux objets géologiques similaires, en l'occurrence des stockworks minéralisés, sulfurés, géométriquement liés aux laves basiques des complexes ophiolitiques actuels et anciens. Mais, très tôt, les difficultés méthodologiques apparaissent : en effet, la perception qu'on a de ces objets est totalement différente suivant que l'on s'adresse aux manifestations externes, émissions hydrothermales sur le fond océanique actuel, ou aux dépôts issus de circulations hydrothermales profondes, à plusieurs centaines de mètres sous le fond océanique fossile. De plus, les premières sont très rarement conservées dans les formations anciennes alors que les seconds échappent systématiquement à l'observation actuelle.

L'aspect chronologique est également fort important : les émissions actuelles ne concernent jamais qu'un instant très bref de la vie du griffon émissif. En revanche, les documents géologiques fournissent un enregistrement d'une durée beaucoup plus longue et représentative du phénomène. L'introduction du facteur temps rend donc à l'observation actuelle toute sa valeur, c'est-à-dire la certitude du fonctionnement exhalatif, mais rien quant à son efficacité métallogénique quantitativement intégrée sur la vie du griffon, soit quelques milliers d'années.

Enfin, les dépôts de stockworks anciens furent systématiquement transformés par enfouissement, qu'il s'agisse de nouvelles coulées basiques ou de sédiments surincombants.

A l'évidence, eu égard à la nature très différente des enregistrements du phénomène exhalatif, il est tout à fait improbable que l'on aboutisse à deux images identiques. Tel n'est pas le but de notre démarche, mais bien, comme dans toute opération de comparaison, de dégager les similitudes et les différences concernant le phénomène exhalatif, et non les objets qui résultent de son fonctionnement. C'est pourtant à partir des objets que se conçoivent les phénomènes ; nous nous proposons donc d'aborder successivement :

- les observations récentes sur les émissions sulfurées de la dorsale du Pacifique Est par 21°N ;
- la somme des connaissances enregistrées depuis plusieurs décennies sur les gisements de la province pyriteuse de Chypre.

LES SITES ACTUELS DE LA DORSALE DU PACIFIQUE EST

Nos connaissances des dorsales océaniques modernes et des dépôts hydrothermaux associés ont été acquises par deux méthodes d'investigation différentes mais complémentaires. D'une part à partir des navires de surface et, d'autre part, par observation directe à partir de submersibles profonds. Rappelons brièvement ces recherches :

La première exploration directe, avec submersible, d'une dorsale est réalisée en 1973 et 1974 dans l'Atlantique vers 36°N au cours de la mission Famous (Arcyana, 1975). De la soucoupe Cyana les observateurs découvrent le long d'une faille transformante, un dépôt hydrothermal de fer-manganèse-silice (Hoffert *et al.*, 1978). Vers la même période, mais plus au Sud sur la dorsale, par 26°N, la zone TAG (Trans-Atlantic Geotraverse) est étudiée en détail à partir de navires de surface (Rona, 1980). Les dragages rapportent des encroûtements de manganèse hydrothermal (Scott *et al.*, 1974).

Dans le Pacifique, la première zone de la dorsale étudiée est celle du GSC (Galapagos Spreading Center) par 86°W (Lonsdale, 1977). Avec le submersible Alvin les plongeurs observent, à une vingtaine de kilomètres de l'axe du rift, une série de buttes hydrothermales formées d'oxyde de fer, de silice amorphe, de smectites ferrifères et encroûtées de manganèse (Williams *et al.*, 1979). En même temps, cette zone est forée par le Glomar Challenger (Hekinian *et al.*, 1978).

Toutefois la seule zone où, à ce jour, des dépôts hydrothermaux sous-marins sulfurés ont été observés, demeure la région de la Dorsale du Pacifique Est (East Pacific Rise ou EPR) située vers 21°N. C'est en 1978, au cours de la campagne Cyamex-Rita, que les premières buttes de sulfures sont découvertes et échantillonnées à partir de Cyana, mais ce ne sont que des buttes inactives (Cyamex Team *et al.*, 1978; Francheteau *et al.*, 1979; Hekinian *et al.*, 1980). Un peu plus tard, en 1979, les émissions actives sont elles-mêmes localisées dans cette zone par le système de caméra Angus et enfin directement observées et échantillonnées à partir de l'Alvin (Spiess *et al.*, 1980).

Des informations abondantes encore que relativement fragmentaires ont été obtenues sur ces sites hydrothermaux de la dorsale du Pacifique Est par 21°N. Elles sont d'ordre :

- morphologique. Des coupes topographiques détaillées et précises purent être effectuées à partir de submersibles habités (Rangin, Francheteau, 1981) ;
- géophysique, comportant notamment l'étude du flux de chaleur (Macdonald *et al.*, 1980) et de la sismologie de la zone axiale (Spiess *et al.*, 1980) ;
- pétrographique et géochimique, comportant notamment la nature des laves (Spiess *et al.*, 1980; Juteau *et al.*, 1980) et des exhalaisons (Hekinian *et al.*, 1980; Haymon, Kastner, 1981) ;
- biologiques (cf. notamment Corliss *et al.*, 1981).

De cet ensemble de connaissances nous rappellerons celles concernant la fracturation, la pétrographie des

sites exhalatifs ainsi que celles portant sur la géochimie des exhalaisons actuelles.

La fracturation

L'émergence ponctuelle des systèmes exhalatifs implique l'existence d'une fracturation importante à orientation diversifiée (Crane, 1979). Les observations à grande échelle effectuées sur la EPR par 21°N (Rangin, Francheteau, 1981) confirment l'intensité de la fracturation, mais non la disposition suivant des orientations multiples.

Les fractures parallèles à l'axe apparaissent systématiquement comme des failles normales, sub-verticales. Toutefois, contrairement au phénomène d'effondrement axial banal (rifting), la EPR à 21°N ne présente pas de vallée axiale. Ce caractère morphologique particulariserait les dorsales à faible vitesse d'expansion ($V < 4$ cm/an). En revanche, les dorsales à vitesse d'expansion moyenne à forte ou très forte ($V > 15$ cm/an) présentent une élévation axiale, à flancs abrupts, allongée parallèlement à l'axe et au sommet horizontal et relativement plan. En coupe, il s'agirait d'une montée axiale, en horst, au milieu de la « rift-valley » classique. Des études géophysiques détaillées ont par ailleurs montré, de part et d'autre de l'élévation axiale, des failles normales qui affectent les flancs de la dorsale. Celles-ci s'accompagnent de mouvements de bascule, dus à la différence des rejets entre elles, ce qui conduit à une topographie en blocs de quelques centaines de mètres de dimension transversale. Des observations analogues ont été rapportées des Galapagos, et c'est notamment sur la topographie de blocs basculés que furent découvertes les buttes hydrothermales non sulfurées de ce secteur, à quelques 30 km de l'axe (Klitgord, Mudie, 1974; Williams *et al.*, 1974; Lonsdale, 1977; Corliss *et al.*, 1979). Dans ce même secteur, des mesures de flux thermique indiquèrent même une périodicité d'effluence, la longueur d'onde horizontale $6 \text{ km} \pm 1$ définissant *ipso facto* la dimension des cellules convectives responsables de ces flux (Williams *et al.*, 1974). On en conclut que les circulations convectives se développent très au-delà de la zone axiale (Anderson, Langseth, 1979). Toutefois, il semble que la température des roches diminue très rapidement en s'éloignant de la zone axiale, horst ou graben, et nous nous préoccuperons ici essentiellement des exhalaisons chaudes qui apparaissent très près de l'axe.

Du modèle de Crane (1979) situant théoriquement les émergences aux intersections de failles sécantes par rapport aux fissurations d'orientation axiale, il reste peu de chose. Néanmoins il existe des fractures transverses fort connues : ce sont les failles transformantes perpendiculaires à l'axe. Il s'agit en fait de structures majeures relativement éloignées les unes des autres (en moyenne quelques dizaines de kilomètres) et si elles sont bien, localement, le siège de manifestations hydrothermales (Hoffert *et al.*, 1978), leur fréquence ne rend pas compte pour autant de l'activité hydrothermale, axiale, des segments de dorsales qu'elles limitent.

Des études de détail récentes montrent que des fissures d'extension perpendiculaires à la direction d'expansion (différente de la normale à l'axe) peuvent recouper l'allongement de la zone axiale (Reykjanes Ridge : Searle, Laughton, 1981) créant ainsi une structure « en échelon » qui rappellerait celle des reliefs axiaux de l'EPR par 21°N (Rangin, Francheteau, 1981). La localisation des émergences de sources pose toujours un problème en milieu aérien et il semble qu'il en aille de même en milieu sous-marin : pour l'instant aucune explication rationnelle n'a été proposée en réponse à cette question.

Pétrographie des laves

Les laves draguées ou prélevées près de l'axe des dorsales ont toutes une composition de tholéïtes océaniques (Engel *et al.*, 1965; Bryan, Moore, 1977; Bryan, 1979; Spiess *et al.*, 1980).

Leur rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est uniforme (White, Bryan, 1977), ce qui conduit les auteurs à envisager une origine par fusion d'un même matériau (manteau supérieur). En revanche, les concentrations en certains éléments-trace (Nb, Ta, Terres Rares) tendraient à souligner, parfois, une légère hétérogénéité régionale de composition chimique du manteau supérieur.

Des différences chimiques et minéralogiques apparaissent pourtant d'un site à l'autre : dans la zone Famous, on observe une très belle zonation en s'éloignant de la partie centrale du rift (Bryan, Moore, 1977), depuis des laves très enrichies en olivines vers des laves riches en plagioclases. En revanche, dans la zone EPR 21°N, une grande homogénéité chimique a été remarquée (Spiess *et al.*, 1980). Ces variations sont dues, selon Juteau (1980), à la différence de vitesse d'expansion des deux dorsales considérées : dans la zone Famous, l'expansion lente (2 cm/an) permet au magma de séjourner dans la chambre magmatique et de se différencier. Au contraire, avec une expansion de 6 cm/an, le magma de la zone EPR 21°N est émis plus rapidement, sans avoir le temps de se différencier, en donnant des laves très fluides (lacs de laves fossiles), pauvres en phénocristaux et très riches en verre.

Dans notre comparaison avec les exhalaisons anciennes, c'est cette zone EPR 21°N qui nous intéressera, en premier lieu, puisque c'est jusqu'ici la seule où des émissions sulfurées actuelles ont été observées.

Les basaltes de cette zone sont des tholéïtes à olivine, avec des teneurs en K, Ti, P, Ba, Rb, Sr, Ni et Zr faibles, assez typiques des tholéïtes de dorsales océaniques (Spiess *et al.*, 1980). Les faibles variations de composition relevées laissent penser que ces laves dérivent bien d'un magma-parent commun. Elles sont aphyriques ou très légèrement porphyriques (12% de phénocristaux maximum), avec des microphénocristaux d'olivine et de plagioclases, ces derniers étant largement prépondérants. L'absence de cristaux de pyroxènes est systématique et suppose une trempe à une température inférieure à celle de l'eutectique commun aux trois phases silicatées principales (Juteau *et al.*, 1980).

Les dépôts hydrothermaux

Les seuls exemples modernes de dépôts hydrothermaux sulfurés sous-marins, ceux de l'EPR 21°N ont été particulièrement bien étudiés (Hekinian *et al.*, 1980; Macdonald *et al.*, 1980; Haymon, Kastner, 1981) et se présentent généralement sous la forme de tertres peu épais (2 m) de forme elliptique (15 × 30 m), alignés parallèlement à l'axe de la dorsale et surmontés par des cheminées sulfurées de 1 à 5 m de haut. Celles-ci sont dites « vivantes » si elles émettent des fluides hydrothermaux, « mortes » dans le cas contraire. Parmi les cheminées vivantes, certaines émettent des « fumées », d'autres n'en émettent pas, suivant que les eaux effluentes contiennent ou non des précipités en suspension (Haymon, Kastner, 1981). Les auteurs distinguent alors suivant la couleur de ces suspensions des « fumées noires » et des « fumées blanches ».

— Les tertres (fig. 1) sont essentiellement constitués de sulfures (sphalérite, wurtzite, pyrite, ...), de sulfates (barytine, jarosite, ...) et d'oxydes (silice amorphe, goéthite, ...).

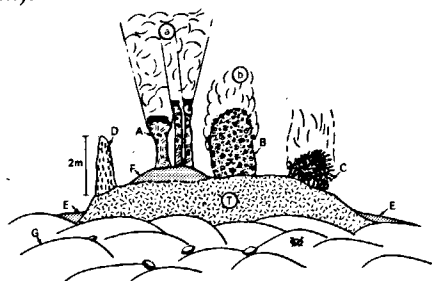


Figure 1

Sites exhalatifs actuels suivant Haymon et Kastner (1981). Figure très simplifiée.

Au-dessus du fond constitué par des basaltes en coussins où vivent, à proximité des événements, des crabes et des bivalves entre autres animaux, se dressent le tertre (T) et les cheminées (A, B, C, D).

T, tertre à sulfures (sphalérite, pyrite), sulfates (barytine, jarosite) et oxyde (goéthite).

A, cheminées à fumées noires : extérieur à anhydrite, gypse et quelques sulfures, intérieur à sulfure de cuivre (chalcopyrite). Les fumées elles-mêmes (a) contiennent essentiellement des particules sulfurées (pyrrhotite, pyrite, sphalérite).

B, cheminées à fumées blanches : tubes à annélides cimentés par des sulfures. En (B), suspension de silice amorphe, barytine, pyrite.

C, boule de neige : c'est une variété de cheminée à fumées blanches et annélides vivants (tubes) dans un ciment constitué d'anhydrite et de pyrite.

D, cheminées mortes : extérieur oxydé et sulfaté, intérieur sulfuré à Zn, Fe, Cu, Pb.

On trouve également des minéralisations en :

E, tertre remanié à sphalérite, pyrite, chalcopyrite...

F, retombées de fumées noires : sphalérite, pyrrhotite...

G, incrustations des coussins de basalte : oxy-hydroxydes de fer et de manganèse.

Present exhalative sites, after and Haymon and Kastner (1981). Above the ocean floor, which is here composed of basaltic pillow-lavas and which has, close to the vents, a thriving crab and bivalve fauna, rise a number of hydrothermal formations : a basal mound (T) and chimneys (A, B, C, D).

T — Basal mound of accumulated sulphide debris (sphalerite, pyrite), sulphates (barite, jarosite) and oxide (goethite). A — Black smokers: composed externally of anhydrite, gypsum and some sulphides, internally of copper sulphide (chalcopyrite). Smokes (a) contain mainly sulphide particles (pyrrhotite, pyrite, sphalerite).

B, white smokers: worm tubes in a sulfide matrix. The smokes themselves (b) comprise suspensions of amorphous silica, barite and pyrite.

C, "snowball": a chimney encrusted by a spherical mass of worm-tube inhabited by living animals in an anhydrite and pyrite matrix.

D, dead chimney: exterior oxidised and sulfated, interior composed of Zn, Fe, Cu, Pb, sulphides.

Ore formations are also found in:

E, disaggregated mounds: sphalerite, pyrite, chalcopyrite...

F, black smokers fallout: sphalerite, pyrrhotite...

G, basaltic pillow crustifications: Fe-Mn oxo-hydroxides.

— Les cheminées à fumées noires, essentiellement formées de sulfates (anhydrite, gypse, ...), émettent des suspensions de sulfures de fer (pyrrhotite, pyrite) et de zinc (sphalérite). La température des émissions est de l'ordre de 350°C, les vitesses d'effluence sont fortes : plusieurs mètres par seconde. Enfin, ces cheminées sont particularisées par l'absence totale d'organismes vivants ou fossiles.

— Les cheminées à fumées blanches sont constituées par des tubes d'Annélides cimentés par une matrice sulfurée (pyrite, soufre, silice amorphe) et émettent des suspensions de silice amorphe, barytine et pyrite. Les températures sont inférieures à 300°C, les vitesses d'effluence faibles, et surtout ces cheminées sont peuplées de manière dense par une faune d'Annélides, de crabes, ...

Les relations spatiales entre tertres et cheminées ainsi que les convergences de composition suggèrent que les tertres sont entièrement formés de débris de cheminées devenues mortes par arrêt de l'activité hydrothermale dû à un colmatage des conduits émissifs par des sulfures. L'ensemble de ces formations est très fragile, instable, et susceptible de disparaître dans des temps géologiques relativement courts : quelques milliers d'années.

Il nous paraît intéressant de signaler ici certaines différences dans les comptes rendus d'observation sur ces sites émissifs hydrothermaux. Nous nous sommes tenus jusqu'ici à l'article descriptif le plus récent, celui de Haymon et Kastner (1981), afin de limiter les controverses sur des points de détail qui auront leur importance ultérieurement. En particulier :

— la nature particulière des « fumées noires » est contestée par Edmond (1980) qui précise (p. 130-131) : « le fluide effluent était clair sans aucune évidence de suspension particulaire ». Spiess *et al.* admettent l'une et l'autre possibilité (1980, p. 1425) ;

— la valeur des températures de sorties du fluide hydrothermal. Edmond (1980) insiste sur la remarquable uniformité des mesures par thermocouple : $350 \pm 10^\circ \text{C}$, précisant en outre l'état stationnaire au dixième de degré près de ces émissions, pour un événement donné. Au contraire, et 10 jours plus tard, le groupe du Projet Rise avance des températures d'effluence des événements à fumées noires de $380 \pm 30^\circ \text{C}$ (Spiess *et al.*, 1980).

Nous signalerons enfin le manque actuel d'informations sur le fluide hydrothermal lui-même (solution vraie ou suspension) : les difficultés de prélèvement dans l'orifice d'effluence expliquent en partie cette lacune, encore que des travaux en cours de réalisation sur l'analyse chimique de ces fluides aient été annoncés (Edmond, 1980).

LES SITES HYDROTHERMAUX ANCIENS : CHYPRE

La série ophiolitique de Chypre a fait l'objet de très nombreux travaux : pétrographiques, structuraux, géochimiques et métallogéniques. Les comptes rendus du récent Symposium International de Nicosie (1-8 avril 1979 : chap. 1, p. 21-146) témoignent de l'importance des études réalisées sur le complexe du Troodos

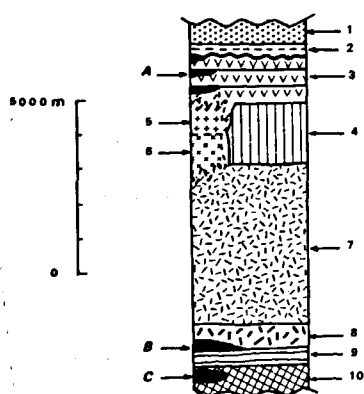


Figure 2

Coupe stratigraphique synthétique du complexe ophiolitique du Troodos (Chypre), suivant Hutchinson et Searle (1971).

Stratigraphie : 1, Crétacé supérieur et Tertiaire; 2, formation de Pérépédhi (terres d'ombre); 3, laves en coussins séparées en trois horizons : UPL, LPL, BG (voir texte); 4, dyke complexe se différenciant latéralement en granophyres (5) et trondhjemites (6); 7, orthogabbro; 8, gabbro à olivine; 9, péridotites et pyroxénites; 10, serpentinites et dunites.

Minéralisations : A, amas pyriteux en stockwork dans les basaltes en coussins; B, amas de ségrégation à pentlandite et pyrrhotite; C, amas de ségrégation podiformes de chromite.

L'échelle est approximative.

Stratigraphic column of the Troodos Ophiolitic Complex (Cyprus), according to Hutchinson and Searle (1971).

Stratigraphy: 1, Upper Cretaceous and Tertiary; 2, Perapedhi formation (umbers); 3, pillows-lava series: upper (UPL), lower (LPL), and basal group (BG) (see text); 4, dyke complex (DC) laterally differentiated in granophyre (5) and trondhjemite (6); 7, orthogabbro; 8, olivine gabbro; 9, peridotites and pyroxenites; 10, serpentinites and dunites.

Mineralizations: A, cuprous pyrite bodies, i. e. stockworks in "axial sequence" rocks (DC+BG+LPL); B, pyrrhotite and pentlandite segregation ore bodies; C, podiform chromite segregation ore bodies. Scale approximate.

considéré comme le type même du complexe ophiolitique (fig. 2).

Trois formations furent distinguées dans les laves basiques qui terminent la séquence, de bas en haut :

— le Groupe de Base (BG : « Basal Group »), constitué par des coulées, le plus souvent à structure en coussin mais parfois massives, et traversées par de nombreux dykes qui alimentent les coulées supérieures. Il surmonte le « Complexe filonien » (DC : « Dyke Complex »), formation essentiellement constituée de dykes de diabases à quartz, albite, épidote;

— les « laves en coussin inférieures » (LPL : « Lower Pillow Lavas »), généralement bien cristallisées, à olivine et clinopyroxènes, parfois orthopyroxènes. Elles sont très fréquemment traversées par des dykes;

— les « laves en coussin supérieures » (UPL : « Upper Pillow Lavas »), riches en verre; elles montrent des phénomènes de trempe (minéraux en aiguilles ou évidés en leur centre). Très localement, des unités limburgitiques et des cumulats picritiques (plus de 50% de cristaux d'olivine) apparaissent. Les dykes sont rares ou absents.

Les UPL sont des tholéïtes à olivine qui reposent localement de manière discordante sur les LPL, tholéïtes sursaturées à quartz normatif (Desmet, 1977; Laurent *et al.*, 1980).

Les travaux réalisés sur le degré métamorphique de ces formations (Gass, Smewing, 1973; Smewing *et al.*, 1975) suggèrent par ailleurs qu'il existait une discontinuité « métamorphique » entre les UPL (faciès zéolite) et les

formations sous-jacentes jusqu'au DC (gradation de haut en bas : faciès zéolite, schiste vert, amphibolite). Gass et Smewing (1973) proposèrent de considérer l'ensemble « DC+LPL » comme une « séquence axiale », les UPL représentant une activité « hors-axe » développée après le métamorphisme de séquence axiale. D'autres arguments viennent étayer cette proposition bien que l'appréciation d'un hiatus métamorphique entre LPL et UPL (zéolite faciès pour les deux formations) demeure délicate :

— présence de rares sédiments intercalés entre UPL et LPL (Mantis, 1971; Adamides, 1980; Searle, Panayiotou, 1980);

— orientation différente des dykes nourriciers des laves du BG (E-W à WNW-ESE) et ceux des UPL (N-S à NW-SE), les LPL s'encadrant entre ces deux extrêmes (Searle, Panayiotou, 1980);

— les stockworks pyriteux ne traversent jamais les UPL mais s'épanouissent, au contraire, au niveau de l'inconformité soupçonnée. Ils y sont surmontés par des « ocres », sédiments considérés comme hydrothermaux en raison de leur contenu en pyrite (Constantinou, Govett, 1972; 1973). Ces ocres, pour l'essentiel sont constitués par des hydroxydes ferriques et manganésifères (on y note même de l'hématite) et des smectites ferriques néoformées (nontronites). Les grandes analogies entre le cortège oligo-élémentaire des minerais sulfurés et les ocres s'ajoutant à la localisation systématique des ocres en lentilles au toit des minéralisations de stockwork avaient conduit Constantinou (1972) à penser que ces ocres résulteraient d'une oxydation *in situ* de sulfures primaires : il s'agirait ainsi d'un chapeau de fer (gossan) sous-marin. En fait, ces ocres présentent aussi des structures sédimentaires impliquant un remaniement mécanique des minerais primaires (Guillemot, 1979) et une oxydation contemporaine de la sédimentation.

Dès lors, si les fluides hydrothermaux qui ont circulé dans le stockwork ont émergé sur le fond sous-marin — ce qu'implique la géométrie du système fissural — il est inéluctable que des phénomènes d'effluence analogues à ceux que l'on connaît désormais sur la dorsale du Pacifique Est aient eu lieu. Il est alors logique de penser que des édifices semblables à ceux décrits plus haut (tertres, cheminées) aient pu se former. Ces structures externes sont cependant mécaniquement fragiles et chimiquement instables (Edmond, 1980; Spiess *et al.*, 1980; Haymon, Kastner, 1981) : il est donc normal de les rencontrer, dans les formations anciennes, transformées par fragmentation et oxydation sous la forme d'« ocres » à l'aplomb immédiat des stockworks (Guillemot, 1979).

Les UPL sont, de leur côté, surmontées par des « terres d'ombre », sédiments riches en hydroxydes ferriques et manganésifères, ce dernier métal étant adsorbé sur les hydroxydes de fer. Ces « terres » ne contiennent que peu de smectites et jamais de sulfures. Associées à des radiolarites ces « ombres » constituent l'essentiel de la formation de Pérépédhi (Wilson, 1959). Fort étendues au toit des UPL, les « terres d'ombre » ont une composition chimique impliquant une composante hydrothermale d'importance variable, souvent grande

et toujours présente (Böstrom, 1974; Guillemot, Nesteroff, 1980). Des indications géochimiques (Terres Rares), confirment la double origine, hydrothermale et hydrogénétique de ces sédiments (Robertson, Fleet, 1976).

Nous avons pu constater enfin, lors de nombreuses visites et études de carrières (1975-1979), que la puissance des UPL était très variable (voir fig. 4); mais plutôt que d'une variation continue, il s'agit de réductions ou d'augmentations de puissance en fonction des structures en horst et grabens de la séquence axiale sous-jacente (voir fig. 5). L'inconformité « LPL-UPL » nous paraît désormais suffisamment argumentée pour que l'on puisse considérer que les UPL s'épanchèrent sur un substrat refroidi, déjà affecté par métamorphisme hydrothermal et une tectonique cassante précoce.

En s'appuyant sur la géochimie des isotopes stables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{34}\text{S}$), Spooner (1977), Heaton et Sheppard (1977) proposèrent d'expliquer le métamorphisme océanique des pillow lava chypriotes et leurs minéralisations pyriteuses associées par le fonctionnement de circuits convectifs hydrothermaux (fig. 3) modélisés par Parmentier et Spooner (1978).

Dans ces modèles, les eaux marines d'infiltration se réchauffent en profondeur, notamment en s'approchant d'une chambre magmatique, et réagissent avec l'encais-

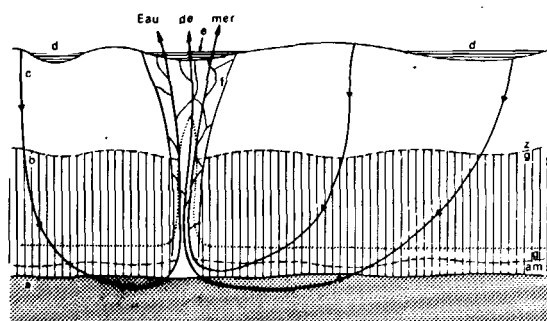


Figure 3

Boucles convectives de Chypre suivant Spooner et Bray (1977).

Ce diagramme représente les circulations hydrothermales (lignes fléchées continues), le métamorphisme et les transferts de masse développés dans les ophiolites du Troodos (Chypre), d'après les données géologiques.

Le métamorphisme océanique se produit dans les zones de recharge des circuits convectifs tandis que les dépôts de pyrite cuprifère apparaissent dans les zones de décharge (griffons).

a, gabbros, métagabbros et trondhjemite altérés de diverses manières; b, DC; c, dyke complexe; d, laves en coussins; e, sédiments metallifères (ombres); f, minerais de sulfures massifs; g, stockwork minéralisé.

En ligne tiretée, limites de zones métamorphiques: z, faciès zéolites; g, faciès schistes verts; am, faciès amphibolites. En ligne pointillée, une très hypothétique ligne isotherme contemporaine des émissions hydrothermales.

N. B. — On notera que contrairement à ce qui est avancé dans cet article ce diagramme confond « ocres » et « ombres ».

Schematic diagram of hydrothermal convection model after Spooner and Bray (1977).

Continuous lines are schematic flow lines for hydrothermal convection. Dashed lines approximate to metamorphic boundaries between zeolite facies (z), green schist facies (g) and amphibolite facies (am). Dotted line is an approximate form of isotherm produced by convection.

General metamorphism occurred in zones of recharge flow, whereas formation of the cuprififerous pyrite ore deposits occurred in the discharge zones.

a, gabbros, metagabbros and variously altered trondhjemite; b, DC; c, pillow lavas; d, metalliferous sediments (umbers); e, massive sulfide ores; f, mineralized stockwork.

N. B. — In contrast with the distinction made in this paper between "umbers" and "ochres" this diagram confuses the two formations.

sant basaltique du système fissural où elles circulent. Ce faisant elles deviennent réductrices, changent apparemment de pH (estimé par trempe dans les expériences de laboratoire) qui devient acide, et prennent des caractéristiques de solutions « hydrothermales » classiques en ce qu'elles sont susceptibles de dissoudre, de transporter et de précipiter des sulfures dans des conditions analogues à celles que révèle l'analyse des dépôts hydrothermaux (Helgeson, 1979).

En fait, ce n'est pas à un seul système convectif, mais bien à deux, hypothèse déjà avancée par Guillemot (1979), qu'il faut faire appel pour expliquer la disposition des minéralisations, des ocres et des ombres par rapport à l'ensemble LPL-UPL :

— les circulations de « séquence axiale » déposeraient les sulfures de stockwork et, *pro parte*, les ocres;

— les circulations « hors-axe » affecteraient essentiellement les UPL et auraient déposé les « terres d'ombre », riches en hydroxydes ferriques mais dépourvues de minéralisations pyriteuses.

Les circulations de séquence axiale

Elles s'agencent en circuits étendus qui, partant du fond sous-marin, pénètrent profondément dans la structure ophiolitique et atteignent partie ou totalité du complexe filonien. Ce sont les circulations auxquelles se réfèrent la plupart des auteurs précédemment cités.

On suit facilement, sur le terrain, la trace de ces circulations puisqu'elles sont responsables de néoformations qualifiées de « métamorphiques » par les auteurs de langue anglaise (Smewing *et al.*, 1975; Heaton, Sheppard, 1977). En fait, les massifs de roches à néoformations dues à ce « métamorphisme » océanique ou hydrothermal n'atteignent jamais l'uniformité des roches transformées par métamorphisme régional, même si les paragenèses sont souvent similaires. Les basaltes et les dolérites du complexe filonien demeurent frais en dehors des zones de circulation hydrothermale, tandis que plus haut dans la série les roches épargnées sont relativement rares. Dans le DC les paragenèses secondaires dont il est fait état ici ne s'observent que sous la forme de filonnets quartzeux à chlorites et épidotes (obs. pers, Gass, 1980).

Suivant Spooner (1977), le diamètre des boucles convectives estimé d'après l'espacement des sites effluents, c'est-à-dire la profondeur de pénétration de ces cellules convectives, serait de $2,6 \pm 1,4$ km. En se basant sur l'estimation d'épaisseur des différentes formations susceptibles d'être affectées par ces circulations, Heaton et Sheppard (1977) aboutissent à 3 km, Searle et Panayiotou (1980) à 3,7 km. Toutefois, il serait trompeur de déduire de ces estimations la profondeur de pénétration des circulations convectives sous le fond sous-marin. En effet, il convient de le répéter, les stockworks pyriteux ne pénètrent jamais dans les UPL. Par ailleurs, il existe des concentrations pyriteuses intercalées entre deux coulées de LPL (mine de Shâ) et surtout sous les LPL dans le BG (Searle, Panayiotou, 1980) parfois très proches du DC (Kambia). Si, comme il en est pour les LPL, ces concentrations se sont formées juste sous le fond marin, la dimension des

boucles convectives s'en trouve diminuée d'autant. Au total, en se référant aux derniers chiffres mentionnés et en admettant que les circulations atteignent systématiquement la base du DC, la profondeur de pénétration sous le fond marin est d'au moins 2 km et au plus 3,2 km, soit de $2,6 \pm 0,6$ km; ceci rejoint, en diminuant l'incertitude, l'estimation de Spooner (1977).

Ces boucles convectives sont alimentées en eau de mer à partir de zones étendues, à pénétration diffuse et lente de l'eau de fond; l'émergence ménage elle, sur des surfaces de décharge restreintes, des débits d'effluence beaucoup plus importants (fig. 3). L'organisation de stockwork (fig. 4) révèle une zone axiale sulfurée autour de laquelle se rencontre en remplissage de fissures une paragenèse où l'on reconnaît, en association avec des hydroxydes ferriques et de la silice, l'hématite et la céladonite. La roche basaltique très lessivée dans la zone centrale (il ne reste pratiquement de la roche d'origine que du quartz et des calcédoines) passe

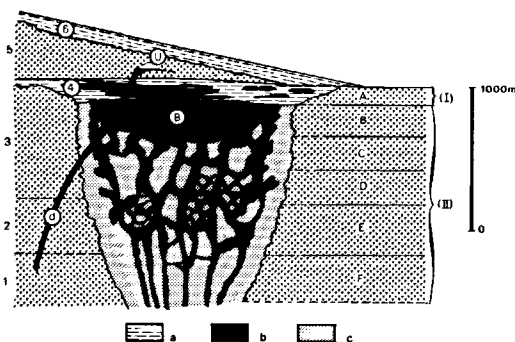


Figure 4

Coupe très schématique d'un amas pyriteux à Chypre, d'après Hutchinson et Searle (1971). L'échelle est approximative.

Stratigraphie : 1, dyke complexe; 2, groupe de base; 3, laves en coussins inférieures (LPL); 4, « ocres » et remaniements sulfurés; 5, laves en coussins supérieures (UPL); 6, formation de Pérépédhi (terres d'ombre); U, inconformité séparant les terres d'ombre des laves en coussins supérieures et inférieures (partie droite de la coupe). En fait, selon nous, l'inconformité principale sépare laves en coussins supérieures des « ocres » (4) et laves en coussins inférieures (3). d représente un dyke basaltique post-minéralisation.

Minéralisations : A, sédimentées et correspondant à un processus émissif volcano-sédimentaire (I). En (II), on rencontre des laves altérées plus ou moins remplacées par la minéralisation pyriteuse, soit de haut en bas, suivant la diminution des phénomènes de remplacement : B, remplacement total, minerai massif; C, minéralisation de remplissage de fractures et remplacement des seules bordures de coussin et des épontes de fissures; E, remplissage de fractures affectant des laves simplement imprégnées de pyrite par propylitisation (F).

En (a) sédiments exhalatifs riches en fer, « ocres » et « ombres »; (b) sulfures massifs; (c) roches propylitisées à sulfures disséminés.

Contrairement au schéma original, l'accolade (I) ne concerne que le terme (A) et non les termes (A) et (B).

Diagrammatic section through a typical Cyprus pyritic ore body, according to Hutchinson and Searle (1971). Scale approximate.

Stratigraphy: 1, dyke complex (SIC); 2, basal group (BG); 3, Lower Pillow Lavas (LPL); 4, "ochres" and reworked sulfides; 5, Upper Pillow Lavas (UPL); 6, Perapedhi formation (umbers); U, unconformity separating "umbers" from UPL and LPL (right part of the section). Our own impression is that the main unconformity separates UPL (5) from LPL (3) and associated "ochres" (4); d, a post-ore basic dyke.

Mineralizations: A, sedimented through disaggregation of hydrothermal emission products (I). In (II), altered lavas more or less replaced by pyritic ores are observed and from top to bottom, according to decreasing replacement; B, massive ore, complete replacement of former lava; C, fracture fillings and residual witnesses of replaced lava; D, pillow margin replacement and fracture filling ores; E, fracture fillings in altered lava, i. e. pyrite impregnation in propylitized basalts.

(a) iron-rich exhalative sediments, "ochres" and "umbers"; (b) massive sulphides; (c) propylitized volcanic rocks with disseminated sulphides. In contrast with the original diagram the (I) bracket concerns only the A term and not the A and B.

graduellement vers l'extérieur à un basalte propylitisé, puis à un basalte comparativement peu altéré par les transformations hydrothermales auxquelles il a été fait allusion antérieurement (Clark, 1971). Verticalement, la répartition des minéralisations par rapport à l'inconformité « UPL-LPL » a été schématisée par différents auteurs : Hutchinson et Searle (1971, fig. 4) distinguent six types de minéralisation, Searle (1972), cinq types répartis en trois zones. Constantinou et Govett (1973) reprennent cette distinction : ocres et/ou conglomérat pyriteux stratifié, minerai sulfuré massif, minéralisations fissurales de stockwork.

Il est désormais permis de conclure que l'activité hydrothermale de « séquence axiale » prit fin pendant le hiatus d'enregistrement stratigraphique marqué par l'inconformité LPL-UPL. L'arrêt de ces phénomènes convectifs peut avoir plusieurs causes :

— obstruction des zones de recharge des circulations par des sédiments (Wolery, Sleep, 1976);

— colmatage des fissures de circulation par des précipités (sulfate de calcium, notamment), ce qui diminue la perméabilité du système;

— éloignement de la source de chaleur.

Si le premier facteur n'a pas joué à Chypre où les sédiments sont très rares ou inexistant entre LPL et UPL, les deux autres ont inéluctablement joué un rôle déterminant.

Les circulations « hors-axe »

Il s'agit de circuits beaucoup plus modestes induits par les coulées UPL lors de leur refroidissement. Il faut en effet considérer que les UPL s'épanchèrent sur une séquence axiale complètement refroidie et déformée par une tectonique cassante précoce (Robertson, Fleet, 1976) qui n'affecta pas, ou beaucoup moins, les formations surincombantes (fig. 5). Ceci explique l'épaisseur variable des UPL et l'instabilité des circuits convectifs induits par le refroidissement de cette lame chaude, comprise entre un substrat refroidi et une eau de fond à 2°C (Spooner, 1977). La sollicitation thermique créée par cette formation « hors-axe » est évidemment très différente de celle engendrée par la zone axiale.

Ces circuits furent instables, peu durables (sauf peut-être en fin de phénomène) et engendrèrent la formation des terres d'ombre. Les fluides effluents restèrent exclusivement oxydants, riches en Ca et Fe, parfois en Si et Mn. Leurs dépôts forment une association « hydroxydes ferriques-smectites » avec quelques alternances de lits chertueux (Guillemot, Nesteroff, 1980).

La géochimie oligo-élémentaire de ces ombres a été étudiée très en détail (Robertson, 1975; Robertson, Fleet, 1976; Guillemot, Nesteroff, 1980) et montre que d'une manière générale les oligo-éléments sont adsorbés sur les hydroxydes ferriques (Mn, Cu, Co) ou, parfois, entrent dans le réseau des minéraux argileux ou des plagioclases détritiques (Ni, V, Ca). Exceptionnellement, lorsque les UPL sous-jacents sont picritiques, nous avons observé au sommet de la formation basaltique quelques concrétionnements, voire de petits nodules d'oxydes de manganèse, minéralogiquement exprimés (région de Margi).

Par rapport à ce fond géochimique général nous avons noté de fortes anomalies locales en Cu (5 000 ppm pour un fond de 1 300 ppm) et en Co (230 ppm pour un fond de 115 ppm) lorsque les terres d'ombre se déposèrent à l'aplomb ou à proximité de stockworks pyriteux, c'est-à-dire lorsque l'épaisseur des UPL au-dessus des horsts minéralisés de séquence axiale n'excède pas une cinquantaine de mètres. A l'évidence (fig. 5) les circuits convectifs d'UPL pénétrèrent très localement dans les stockworks sulfurés de LPL et y lessivèrent les oligo-éléments précédemment cités. Ainsi peut-on assigner localement une dimension au diamètre des boucles convectives des UPL et reconnaître au passage un intérêt tactique non négligeable à cette constatation.

Conclusions sur l'exemple chypriote

Nos observations de terrain conduisent à distinguer, eu égard aux observations antérieures, deux types de circulations hydrothermales dans les basaltes de la série ophiolitique de Chypre. Dans les deux cas il s'agit de circulations tardi-volcaniques de type convectif.

Ces circulations d'eau de fond, et notamment celles liées à la séquence axiale sont conformes, d'après l'analyse de terrain des gisements pyriteux et des roches encaissantes, au modèle convectif de Heaton et Sheppard (1977), puis de Parmentier et Spooner (1978). Les fractionnements isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène réalisés à partir de certaines espèces hydratées d'altération des basaltes, en particulier dans les stockworks, impliquent sans conteste la circulation de fluides d'origine marine à travers les formations supérieures du complexe ophiolitique du Troodos. Il convient cependant d'être prudent lors de l'interprétation de tels résultats, notamment lorsque l'on considère des circulations aussi profondes que celles suggérées par les données isotopiques de même nature des ophiolites d'Oman à 4,5-5 km sous le plancher océanique (Gregory, Taylor, 1981). Sans nier l'argument isotopique, on peut douter de la contemporanéité des circulations responsables de

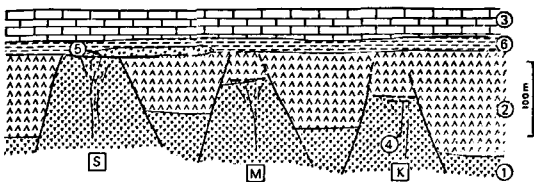


Figure 5

Coups schématiques illustrant différentes situations géologiques dans la province chypriote.

1, laves en coussins inférieures (LPL); 2, laves en coussins supérieures (UPL); 3, formation de Kannaviou (Campano-Maestrichtien); 4, stockwork et « ochres »; 5, « ochres » et pyrites remaniées, « ombres » de Skouriotissa; 6, formation de Pérapédhi : « ombres » et radiolarites, Campanien.

S, Skouriotissa; M, Mathiati; environ 30 m d'UPL au-dessus des « ochres »; K, Kalavassos; environ 50 m d'UPL au-dessus des « ochres »

Schematic section figuring different geological ore body locations in the Cyprus province.

1, Lower Pillow Lavas; 2, Upper Pillow Lavas; 3, Kannaviou formation (Campano-Maestrichtian); 4, stockworks and "ochres"; 5, reworked "ochres" and pyrite, "umbers" at Skouriotissa; 6, Perapedhi formation, "umbers" and radiolarites (Campanian).

S, Skouriotissa; M, Mathiati: 30 m UPL between "ochres" and "umbers"; K, Kalavassos: 50 m UPL between "ochres" and "umbers".

la contamination *sub-solidus* des gabbros et de celles, post-volcaniques, qui ont engendré les dépôts minéralisés et, *a fortiori*, les terres d'ombre. De toute manière, les capacités métallogéniques, c'est-à-dire de dissolution, transport et dépôt de tels fluides profonds seraient inexistantes (Bischoff, 1980).

Les mesures de fractionnement isotopique du soufre dans les gisements sulfurés (Hutchinson, Searle, 1971; Johnson, 1972; Heaton, Sheppard, 1977) indiquent uniformément des valeurs trop élevées de $\delta^{34}\text{S}$ (+2 à +7,5 ‰) pour que l'on puisse expliquer leur genèse par un lessivage pur et simple des sulfures des basaltes. D'autre part, la réduction inorganique des sulfates du fluide océanique dans le circuit convectif pose un certain nombre de difficultés tenant à la possibilité de la réduction et à la quantité d'anions sulfatés réductibles. Or, si la réduction est possible à haute température ($T > 350^\circ\text{C}$), la quantité d'anions « sulfates » susceptible d'être alors réduite est certainement faible ou très faible (Arnold *et al.*, 1977). L'apport de soufre peut donc être double compte tenu du modèle envisagé : un apport magmatique de soufre sulfureux (lessivage des basaltes), un apport marin de soufre « sulfaté » (eau de mer). Or, les minerais sulfurés chypriotes contiennent très fréquemment l'association de sulfure (pyrite essentiellement) et de sulfate (gypse). Dès lors, cette association minéralogique insolite en ce qu'elle révèle un déséquilibre (Styrt *et al.*, 1981) comporte aussi des conséquences isotopiques : le mélange minéralogique intime de sulfures (à soufre basaltique) avec des sulfates « marins » explique en très grande partie la composition isotopique du soufre des minéralisations chypriotes lorsqu'on ne prend pas la précaution de séparer les sulfures des sulfates avant l'analyse spectrométrique (Arnold, comm. orale).

Il s'ensuit que si les sulfates sont bien de dérivation marine, le soufre des sulfures est bien, lui, d'origine basaltique. Le mélange, fortuit ou non, de ces deux espèces minérales rend compte de la fourchette de $\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$ mesurée.

Une dernière proposition sur la température des solutions au moment du dépôt des sulfures peut être avancée : l'étude minéralogique de Kattamis (1963) indique des températures de cristallisation des sulfures comprises entre 200 et 280°C. Les solutions solides ZnS-FeS conduisent en effet pour la mine d'Agrokripia à une température de cristallisation de l'ordre de 280°C. Les pyrites des mines de Limni-Kinoussa apportent, elles, des résultats géothermométriques compris entre 200 et 280°C. Néanmoins c'est la présence de vallériite qui conduit à l'appréciation la plus précise de la température maximale de dépôt : en fait, ce minéral, stable en cristaux isolés jusqu'à 410°C, se transforme en agrégat « pyrrhotite-chalcopryrite » à des températures supérieures à 225°C lorsqu'il est inclus dans la chalcopryrite (Edwards, 1954); or on rencontre parfois la vallériite dans les chalcopryrites chypriotes (Agrokripia, Kokkinopezoula).

On peut conclure de ces résultats que les solutions minéralisantes de Chypre se trouvaient à des températures comprises entre 200 et 280°C, peu avant leur émergence sur le fond sous-marin.

Les chiffres avancés par Spooner et Bray (1977) à partir d'inclusions fluides de quartz, biphasées, à bulle gazeuse, provenant des gisements de Limni et Alestos fournissent des températures d'homogénéisation, c'est-à-dire sans correction de pression, de 301 ± 23 et $351 \pm 4^\circ\text{C}$. Pour une salinité de 35‰ équivalent de NaCl et une pression d'environ 300 bar, la température réelle se situerait respectivement à 350 ± 23 et $380 \pm 4^\circ\text{C}$. Ces auteurs n'ont détecté aucune trace d'ébullition et les températures ainsi révélées montrent que l'on avoisine les valeurs critiques pour de telles salinités (410°C , 300 bar). L'homogénéisation se réalisant en phase liquide, on est donc à $T < 410^\circ\text{C}$. En 1981, Spooner revoit ces chiffres en diminution, situant pour les niveaux les plus profonds des stockworks des températures moyennes de 325, 335, 341 et 370°C . Il semble qu'il y ait donc, à Chypre, certains écarts systématiques entre mesures thermométriques à partir d'équilibres minéraux et inclusions fluides, à moins qu'une rapide chute de température des solutions ne se soit manifestée entre stockwork et effluence sous-marine (soit environ 130°C en 750 m)? C'est cette dernière hypothèse que retient Spooner (1981) en l'attribuant à un mélange des eaux de profondeur avec des eaux de surface dans les 10-20 derniers mètres sous le fond sous-marin à Mathiati ($286 \pm 22^\circ\text{C}$).

MODÈLE DE DÉPÔT DES SULFURES DANS LES GRIFFONS OPHIOLITIQUES

S'inspirant des travaux des géothermiciens sur la convection naturelle des eaux de surface autour des sources de chaleur magmatiques, de nombreux métallogénistes proposèrent depuis une quinzaine d'années l'application des modèles géothermaux aux phénomènes de concentration métallifère périmagmatiques (Cf. Ellis, 1979; Weissberg *et al.*, 1979, par exemple). Le cas particulier des émissions sous-marines de fluides hydrothermaux formés par convection de l'eau de mer et susceptibles de déposer des sulfures fut d'abord inventorié avec les boues sulfurées de la Mer Rouge (Degens, Ross, 1969) puis, de manière parallèle, avec les gisements japonais de type Kuroko (Sato, 1972; 1977) et avec les gisements pyriteux chypriotes (Andrews, Fyfe, 1976; Spooner, Bray, 1977; Heaton, Sheppard, 1977; Parmentier, Spooner, 1978).

Nous restreindrons notre propos aux seuls gisements sulfurés des basaltes de complexes ophiolitiques en examinant, dans un premier temps, la chimie des fluides circulants, et notamment les mécanismes de dépôt des minéralisations et, dans un deuxième temps, la physique du système hydrothermal.

Chimie des fluides et des dépôts hydrothermaux

Le fluide minéralisateur est essentiellement de l'eau de mer infiltrée dans les basaltes chauds et perméables (espaces inter-pillow, fractures); cette eau de mer s'échauffe au fur et à mesure de son parcours descendant et réagit avec la roche basique où elle détermine des modifications en changeant elle-même de composition

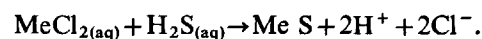
et de propriétés. De très nombreux travaux expérimentaux (Bischoff, Dickson, 1975; Seyfried, Bischoff, 1978; Hajash, Archer, 1980) ont cherché à rendre compte de ces transformations.

a) d'une eau de mer normale, solution légèrement oxygénée, légèrement alcaline, de composition « $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{So}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ »,

b) en une solution hydrothermale métallisante, c'est-à-dire un fluide réducteur, à réaction nettement acide (pH mesuré après trempe d'une solution expérimentale), et à composition de saumure « Na-Ca-Cl ».

Les auteurs précédemment cités pensent, au fur et à mesure du déroulement de leurs travaux, que le rapport « eau/roche » qui particularise les réactions de lessivage est un facteur important qui explique l'évolution précédemment schématisée des eaux circulantes si l'on s'en tient à une boucle convective simple telle celle figurée par Spooner (1977, fig. 3). On sait, par ailleurs, que ces saumures chaudes du type « Na-Ca-Cl » sont des solvants capables de transporter sans difficulté, en présence de HS ou de H_2S , des quantités non négligeables de métaux de base sous la forme de complexes chlorurés (Helgeson, 1969; Barnes, 1979, qui cite pour ces métaux des teneurs de X.10 à X.1000 p.p.m., p. 412-415).

En revanche, les causes de la précipitation des sulfures demeurent toujours assez mal appréhendées. Considérons l'équation décrite par Barnes (1979) :



H_2S est bien l'espèce chimique prédominante dans les solutions à pH légèrement acide ou neutre, à faibles températures aussi bien que dans des conditions légèrement alcalines, à températures supérieures à 300°C . Suivant Crerar et Barnes (1976) la précipitation sulfurée peut-être obtenue de quatre manières principales :

1. augmentation de la concentration en H_2S ($a_{\text{H}_2\text{S}}$);
2. augmentation du pH;
3. diminution de la concentration en Cl^- (a_{Cl^-}) par dilution ou par addition de cations à forte capacité d'appariement avec Cl^- , comme Ca^{2+} , par exemple;
4. diminution de la température.

L'analyse de l'application aux minéralisations chypriotes de ces différents paramètres conduit à admettre l'intervention primordiale des facteurs 2 et 4. En effet, la dilution doit être réalisée par un fluide dépourvu de Cl^- , ce qui n'est pas le cas dans le modèle chimique envisagé par Barnes (1979) puisqu'aussi bien c'est ici l'eau de mer qui sert de diluant. L'augmentation de $a_{\text{H}_2\text{S}}$ n'est envisageable que par réduction des sulfates du fluide hydrothermal. Or, ainsi que cela fut précédemment argumenté (Arnold *et al.*, 1977), la réduction inorganique des sulfates dans le circuit convectif n'est pas un facteur déterminant à des températures inférieures à 300°C . Une telle réduction est envisageable à une température supérieure, mais ses conséquences demeurent minimes si l'essentiel des anions sulfates est précipité auparavant dans la branche descendante de la boucle convective : en effet, la solubilité de l'anhydrite est rétrograde,

notamment pour les faibles rapports « eau/roche » (Hajash, Archer, 1980), ce qui est très probablement le cas des zones de recharge des boucles convectives.

Les deux autres facteurs, augmentation du pH et diminution de la température, pourraient faire évoluer la réaction de Barnes dans le sens requis pour la précipitation, par miscibilité de l'eau de fond avec le fluide hydrothermal, soit dans le jet émissif (Edmond, 1980), soit dans le griffon lui-même (Spooner, 1981).

La présence de gypse souvent mêlé aux agrégats sulfurés chypriotes peut permettre de faire avancer cette question. Il ne s'agit pas toujours de filonnets tardifs recoupant les paragenèses sulfurées antérieures mais, nous l'avons observé de nombreuses fois, de cristaux de sulfate de calcium intimement mêlés à l'association sulfurée, notamment en bordure de stockwork (mine de Mathiati, par exemple). Comme pratiquement tous les anions sulfatés sont éliminés du fluide hydrothermal pendant sa phase descendante et d'échauffement, il faut admettre que c'est lors du mélange du fluide hydrothermal ascendant avec l'eau de fond, près ou dans l'évent émissif que le sulfate de calcium de l'eau sous-marine de dilution précipite par élévation de température. Simultanément, l'élévation de pH qui résulte du mélange des fluides entraîne une précipitation massive de sulfures.

Il y a certes une bonne convergence entre les minerais chypriotes et les produits expérimentalement obtenus avec de forts rapports « eau/roche » (50), notamment lors des essais de refroidissement progressif (de 500°C, 1 000 bar, Hajash et Archer, 1980). Cependant, ces expériences de refroidissement furent conduites en système clos — alors que les systèmes naturels sont évidemment ouverts — et à rapport « eau/roche » constant — alors que ces rapports varient certainement au long d'une boucle convective naturelle.

Physique du système hydrothermal

Récemment, Bischoff (1980) rappela que la profondeur d'émission des sources de l'EPR (21°N) était comprise entre 2 500 et 2 900 m, c'est-à-dire que la pression ambiante au point d'émission est supérieure à la pression critique du fluide effluent assimilé par cet auteur à de l'eau pure, soit $p_c = 218$ bar. Les propriétés de solvant d'un tel fluide supercritique dépendent essentiellement de son poids spécifique (Helgeson *et al.*, 1978) : un fluide léger proche de « l'état gazeux » présente des propriétés solubilisatrices beaucoup plus faibles que celles d'un fluide dense proche de « l'état liquide ». Le modèle envisagé par Bischoff (1980) consiste à admettre que la mise en solution des sulfures de métaux lourds s'effectue dans un fluide supercritique « condensé » (450°C, 450 bar, 2,9 cm³/g), le dépôt des minéralisations s'effectuant, après « remontée adiabatique » sous le fond marin, à partir d'un fluide supercritique « expansé » (390°C, 250 bar, 4,61 cm³/g) à faible capacité de solvant. Les variations de volume spécifique du fluide hydrothermal étant surtout importantes au-dessus de $T_c = 374^\circ\text{C}$, on peut conclure, en s'appuyant sur le modèle convectif de Parmentier et Spooner (1978) que le long

du parcours descendant d'une recharge convective la profondeur de 2 000 m sous le fond sous-marin sera atteinte à quelque distance de la zone axiale : la température sera alors d'environ 350°C. Partant, la pression hydrostatique à cette profondeur sera bien comprise entre 450 et 500 bar, valeurs retenues par Bischoff dans ses calculs.

Au demeurant, le caractère adiabatique de la remontée axiale des fluides est parfaitement justifié par l'importance de la fissuration axiale, les grandes vitesses d'effluence, et la comparaison avec le système géothermal du Wairakei (Nouvelle-Zélande) dont la décharge est bien caractérisée par un écoulement adiabatique (Elder, 1965).

L'effet de la décompression adiabatique du fluide hydrothermal, dans les conditions optimales précédemment décrites, se marque par des températures d'effluence comprises entre 390° et 410°C. Au-dessus comme au-dessous la diminution de solubilité des sulfures par augmentation du volume spécifique du fluide porteur ne joue plus : *au-dessus* parce que le volume spécifique dans la zone de solubilisation optimum (500°C, 450 bar) est trop grand ($V > 5,4$ cm³/g) et partant la solubilisation des sulfures métalliques très faible, *au-dessous*, parce que la variation de volume spécifique pendant la remontée adiabatique est trop petite pour qu'une différence marquée de solubilité des sulfures se manifeste.

Le modèle de Bischoff (1980) repose donc sur l'estimation des températures d'effluence à l'EPR (21°N). Au-dessus de 390°C il est inefficace, au-dessous force nous est de revenir aux causes classiques de la précipitation hydrothermale, purement chimiques, et invoquées précédemment. Les dernières mesures de température de piégeage des inclusions fluides dans les niveaux les plus profonds des stockworks chypriotes (Spooner, 1981) conduisent d'ailleurs à revenir au modèle classique, mais en l'envisageant dans une dynamique de « jets » émissifs. Il faut en effet considérer que le système stationnaire modélisé par Parmentier et Spooner (1978) qui comprenait déjà une large remontée adiabatique autour de la géo-isotherme 375°C, ne correspond qu'à un instant de l'histoire de l'émission hydrothermale. Pour un système fissural donné, le fluide calo-porteur dissipe par convection une énergie thermique acquise par conduction à partir des roches magmatiques encore chaudes. Lorsqu'un équilibre est atteint entre la source thermique (chambre magmatique) et l'évacuation convective le système est dit « stationnaire ».

Ce fonctionnement « stationnaire » peut cependant comporter des causes de déséquilibre inhérentes au fonctionnement lui-même : il s'agit des colmatages du système fissural, c'est-à-dire des zones de dépôt qui interviennent dans un fonctionnement stationnaire donné. Diminuant de manière variable suivant les zones (de recharge ou de décharge), la perméabilité du système, ces colmatages induisent un « effet-retour » (feed-back) qui aboutit à l'accélération du mouvement des fluides si, pour un fonctionnement donné, la même quantité de calories doit être évacuée par unité de temps. Au total, le fonctionnement devient transitoire (Henley, Thornley, 1979). Les particules qui viennent d'être déposées et colmatent le système fissural peuvent être érodées et

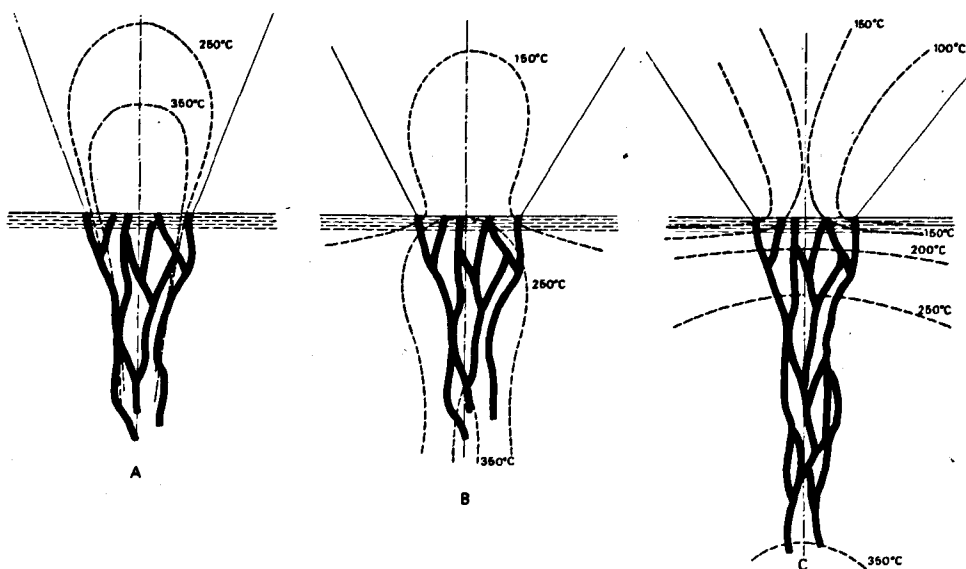


Figure 6
Les trois régimes émissifs fondamentaux.
Représentation schématique de la configuration probable des géo-isothermes « significatives » pour le dépôt de la pyrite en régime thermique de haute (A), basse (C) et moyenne (B) température (voir texte).

The three main emitting regimes.
Schematic probable morphology of "significant" geo-isotherms for pyrite deposition in a high (A), low (C) and intermediate (B) thermal regime of the fissural stockwork zone (see text).

transportées par l'écoulement fluide, rendant au système sa perméabilité antérieure.

Cette capacité des courants est bien connue des sédimentologues et fut, au départ, quantifiée par Hjulstrøm (1939). On constate en effet que des courants de quelques mètres par seconde (vitesses d'effluence des fumées noires) peuvent éroder des particules de dimension moyenne comprise entre 10^{-4} et 10 cm. On y constate également que le domaine de transport sans dépôt ni érosion est largement étendu au-dessous de 10 cm, mais qu'il est très restreint au-dessus : pratiquement il y a alors soit dépôt, soit érosion et transport.

En tout état de cause, les vitesses d'émission mesurées des fumées noires et blanches montrent sans équivoque que ces émissions peuvent être particulières et correspondre :

- soit à des précipitations chimiques dans le fluide effluent mais sans dépôt sur les parois des fissures;
- soit à un décolmatage par érosion des dépôts antérieurs du système fissural.

Nous avons examiné précédemment le cas de la précipitation avec dépôt dans le griffon et c'est sans doute, toutes choses égales par ailleurs, la diminution de perméabilité qu'entraînent ces dépôts qui détermine l'augmentation de vitesse des fluides effluents, c'est-à-dire *in fine* l'apparition de capacités érosives. Des accélérations comparables résulteront évidemment d'une augmentation du flux thermique (montée magmatique, par exemple). Un autre facteur d'accélération fut récemment invoqué par Elder (1977) : il s'agit de l'ébullition du fluide calo-porteur. En effet, l'apparition d'une phase gazeuse réduit d'autant la perméabilité à l'égard de la phase liquide initiale dont les mouvements auront tendance à s'accélérer. La pression ambiante, supercritique, à l'orifice d'émission permet d'éliminer *a priori* tout phénomène d'ébullition, ce qui explique sans doute le fait qui étonnait Solomon et Walshe (1979). Ce caractère particulière de l'émission hydrothermale

intervient sur de nombreux paramètres du modèle envisagé : la densité de la suspension effluente ne dépend plus seulement de sa salinité ou de sa température, mais encore et surtout de sa charge en particules solides et de la densité de ces dernières. Par ailleurs, le dépôt de minéraux hors de la solution hydrothermale ne dépend plus seulement de la précipitation, au sens chimique du terme, mais peut résulter plus simplement de la diminution de vitesse du courant porteur (froid ou chaud), induisant une sédimentation mécanique de particules très fines.

Cet aperçu sur les possibilités d'auto-colmatage d'un système convectif stationnaire attire évidemment l'attention :

- d'une part, sur les inéluctables fluctuations de vitesses des régimes émissifs;
- d'autre part, sur la configuration résultante des géo-isothermes « significatives » quant à la précipitation chimique du produit colmatant le plus efficace de ces griffons, la pyrite (voir fig. 6).

Il semble (Cathles, 1977; Spooner, 1977) que ce soit la répartition dans l'espace, au cours du temps, des deux géo-isothermes 250 et 350°C qui exprime le plus clairement la distribution de ce minéral dans les formations anciennes. Cathles notamment cherche à expliquer la distribution des dépôts sulfurés par la dilatation des géo-isothermes, autour d'une intrusion plutonique en terrain aquifère et fracturé, par la convection externe qui se développe dans un tel environnement. En fait, la fossilisation des dépôts sulfurés résulte davantage de la régression autour de l'intrusion de ces mêmes géo-isothermes significatives 10 ou 20 000 ans après l'épisode intrusif proprement dit. La décroissance progressive du flux de chaleur magmatique supprime en réalité une cause d'érosion interne de produits antérieurement déposés.

Directement applicable aux systèmes convectifs de dorsale suivant le modèle de Parmentier et Spooner

(*op. cit.*) cette proposition mérite d'être retenue en ce qu'elle conduit à schématiser, à l'évent, la distribution spatiale des géo-isothermes significatives en ce qui concerne la pyrite ainsi qu'il suit (fig. 6) :

a) un régime de haute température

Les deux géo-isothermes très proches l'une de l'autre, géométriquement, n'entraînent qu'une précipitation insignifiante de sulfures dans le stockwork et, compte tenu de la vitesse d'effluence élevée, pratiquement aucun dépôt.

Dans le cône exhalatif, l'écartement spatial des deux surfaces entraînera une précipitation notable mais loin au-dessus de l'émergence, c'est-à-dire avec une très faible probabilité de fossilisation par sédimentation. Dans ce cas en effet, les fluides clairs à l'orifice d'effluence se chargent en particules précipitées lors du refroidissement dans les turbulences du jet émissif (Edmond, 1980).

b) un régime de faible température

Les deux géo-isothermes « significatives » sont alors situées dans le stockwork et sa périphérie, et fort éloignées l'une de l'autre. Le dépôt des sulfures pour un même débit de solution et pour une même perméabilité globale — ou, plus précisément, la quantité de sulfures déposée par unité de volume, c'est-à-dire la teneur du minerai — diminue en fonction de l'éloignement des géo-isothermes au cours du temps. Là encore, le dépôt est insignifiant, et il est probable que le système convectif dégénère en structures transitoires instables, non génératrices de concentrations sulfurées parce que de courte durée de vie.

Les effluents lents mais encore chauds entraîneraient, lors du mélange avec l'eau de fond, la précipitation de sulfate de calcium en grande quantité (fumées blanches). Clairs à l'orifice, ces jets se chargeraient en particules au-dessus du point d'émission.

c) un régime intermédiaire

C'est évidemment la période optimale quant au dépôt des minéralisations conservables, fossilisables : elle correspond au fonctionnement d'un régime thermique intermédiaire entre les deux précédents. En gros, la géo-isotherme significative « 250°C » serait alors tangente au fond marin.

Si l'on en revient au modèle de Cathles (1977) et à ses enseignements transposables aux dispositifs de dorsale, l'étape optimale pour le dépôt de la pyrite correspond à la culmination des géo-isothermes « significatives » autour de l'intrusif et au début de leur régression. Ici, c'est à la traversée du fond marin par ces deux isothermes que correspond l'enregistrement optimal et, partant, à la fois l'accumulation sulfurée maximale et le colmatage le plus fort du système fissural. Il est inéluctable qu'une accélération des circulations hydrothermales entraîne à un moment ou à un autre de cette phase de colmatage l'apparition de capacités érosives sur les minéralisations antérieurement déposées sur les parois des conduits, même si la tendance générale est celle d'un flux thermique en cours de régression. Un tel cas de figure conduirait à l'émission d'une suspension

particulière noire formée dans le griffon et non au-dessus de l'orifice d'émergence. On peut en effet conclure de l'évolution polarisée « fumées noires »-« fumées blanches »-cheminée morte-tertre sulfuré-sédiments de désagrégation du tertre... que la tendance des sites actuels implique un refroidissement progressif des fluides effluents. Toutefois, la multiplicité des sites exhalatifs le long d'un même segment de dorsale ainsi que l'existence de sites non fonctionnels et oxydés conduisent à penser que chaque zone exhalative (tertre et cheminée associées) fonctionne de manière autonome et, par conséquent, que l'éloignement progressif loin du flux thermique de zone axiale amènera un refroidissement, lui aussi progressif, des fluides effluents et, partant, un régime de type intermédiaire. Il est vraisemblable qu'à l'aplomb de l'axe le régime correspondant au flux thermique maximum soit de type haute température.

En première approximation, ce serait donc la durée de fonctionnement du système géothermal sous-marin en régime intermédiaire qui fixerait l'importance des minéralisations de griffon. Or, des flux thermiques élevés correspondent à des phases actives de refroidissement de la croûte, c'est-à-dire à des émissions magmatiques importantes et donc à de fortes vitesses d'expansion perpendiculairement à l'axe (Bischoff, 1980) : il en résulte, en principe, un refroidissement rapide, l'éloignement de la zone axiale étant proportionnel à la demi-vitesse d'expansion comptée perpendiculairement à l'axe. En revanche, un flux suffisant pour développer des circulations convectives mais corrélées à de faibles vitesses d'expansion entraînera un long séjour de la zone d'effluence en régime intermédiaire.

Une certaine contradiction apparaît donc entre l'importance des phénomènes exhalatifs à l'émergence et l'importance des minéralisations dans le griffon : dans les effluences trop rapides et trop chaudes, les sulfures, en solution vraie dans le fluide hydrothermal, ne précipiteront que dans le jet qui les dispersera dans le milieu océanique. De la même façon, si la vitesse du flux augmente brusquement, il y aura décolmatage par érosion des sulfures déjà déposés et dispersion dans l'eau de fond. En d'autres termes, et ce fait a souvent été perdu de vue, ce qui est émis dans le fluide effluent n'est pas conservé dans le griffon.

Le cas optimal de minéralisations conservées dans le stockwork correspondrait en fait à des effluences relativement lentes et amenant la géo-isotherme 250°C à être tangente au fond sous-marin : l'essentiel des sulfures précipite et se dépose dans le griffon, les fluides effluents pouvant encore précipiter des sulfates ou des oxysulfates (fumées blanches) par mélange avec l'eau de fond océanique :

— soit dans la partie supérieure des griffons, le fluide émis étant alors une suspension ;

— soit dans les turbulences du jet émissif, le fluide émis étant alors une solution vraie qui précipiterait les sulfates de l'eau de mer par élévation de température de cette dernière.

Des colmatages érosifs perturbent certainement ce fonctionnement idéal, l'effluence de la suspension sulfurée apparaissant par une nouvelle cheminée à fumées noires plutôt que par des cheminées à fumées

blanches. Ce passage de fumées blanches à fumées noires n'a cependant jamais été observé.

Ainsi pourrait s'expliquer une certaine diversité dans le fonctionnement émissif des cheminées : émission de solutions vraies qui précipitent dans le jet au-dessus de l'orifice d'effluence ou suspensions de décolmatage dans le griffon bien avant l'orifice d'effluence ? Mal compris dans le détail, ces phénomènes de mélange « fluide hydrothermal-eau de fond » revêtent néanmoins une signification certaine quant à la probabilité d'existence de stockworks minéralisés sous les édifices émissifs et, en particulier, la nature de suspension particulière ou de solution vraie des fluides hydrothermaux dès l'orifice d'effluence. Il semble à cet égard que l'opinion des observateurs de sites émissifs actuels soit partagée. Nous n'épiloguerons pas sur ce point, si ce n'est pour souligner à nouveau la vraisemblance des phénomènes d'émission de suspensions particulières compte tenu des vitesses d'effluences relevées et des sédiments exhalatifs anciens qui apparaissent fréquemment comme des « ultra-détritiques » (Bernard *et al.*, 1981).

CONCLUSIONS

Dès 1971, Hutchinson et Searle réunissaient à Chypre les éléments essentiels conduisant à assimiler les ophiolites du Troodos et leurs gisements associés à une zone d'accrétion océanique comportant des manifestations hydrothermales axiales, modèle qui fut ensuite assuré et concrétisé par l'adjonction de phénomènes de circulations convectives d'eau océanique par Andrews et Fyfe (1976), Heaton et Sheppard (1977), Parmentier et Spooner (1978). Aujourd'hui, quelques points prêtent encore à controverse :

- le rattachement des ophiolites chypriotes à une dorsale océanique vraie ou à une dorsale d'arrière-arc ;
- l'estimation de la paléo-vitesse d'expansion de la « séquence axiale » ;

- la nature de l'émission des UPL, « hors-axe » : ces laves correspondent-elles à un saut de dorsale (Le Douaran, 1979) ou aux émissions d'un point chaud (Gass, Smewing, 1973 ; Smewing *et al.*, 1976).

Néanmoins, après le symposium de Nicosie (1979) il est désormais sûr :

- qu'un hiatus important existe entre UPL et « séquence axiale » ;
- que les terres d'ombre sont stratigraphiquement liées au UPL, les ocres étant bien, elles, liées au sommet des stockworks minéralisés.

Les premières sont assimilables à des sédiments métallifères, les secondes à des dépôts hydrothermaux *sensu stricto* suivant les définitions de Hekinian *et al.* (1978). Ainsi, les « ocres » représenteraient dans les formations anciennes les restes des édifices émissifs hydrothermaux, tertres remaniés et oxydés, au-dessus des amas sulfurés massifs.

Évidemment, ces deux types de sédiments exhalatifs dérivent d'émissions hydrothermales différentes : les « terres d'ombres » correspondent aux boucles convectives instables des UPL et à des fluides de température d'effluence relativement faibles, les seconds correspon-

dent au remaniement oxydant d'exhalaisons sulfurées et/ou silicatées.

Incidemment, l'analyse du contexte géologique à Chypre montre que les circuits convectifs de « séquence axiale » pénétrèrent profondément dans la série ophiolitique, au moins jusque dans le « Dyke Complex » où l'on retrouve les traces de ces circulations. Il n'est en effet pas nécessaire de faire descendre les fluides marins jusqu'au sommet des gabbros pour expliquer le lessivage d'hypothétiques ségrégations sulfurées dont il ne resterait aucune trace au sommet de la formation gabbroïque et qui représenteraient la source des sulfures de griffon (Hekinian *et al.*, 1980). Le lessivage des basaltes par des fluides océaniques chauds suffit pour rendre compte des tonnages, relativement peu importants, concentrés dans les amas exploitables (0,5 à 15 millions de tonnes) ainsi que de la composition mantellique du soufre des pyrites (Arnold, comm. orale). En tout état de cause, s'il existe des ségrégations sulfurées à Chypre, elles se rencontrent à la base du complexe ophiolitique et sont associées là aux cumulats ultramafiques ; il s'agit davantage d'indices que de gisements, et leur paragenèse nickélicifère et cuprifère est caractéristique de telles ségrégations ; enfin, pour qu'il existe un gisement pyriteux, il faut qu'aient fonctionné des circulations convectives stables. Il est possible qu'une fracturation importante, d'orientation *ad hoc*, c'est-à-dire perpendiculaire et/ou oblique par rapport à l'axe du rift, favorise le développement de boucles convectives de pénétration profonde, mais le flux thermique est sûrement un paramètre d'importance décisive quant à la pérennité de ces circulations.

Chaudes, sans jamais conduire à des phénomènes d'ébullition des fluides calo-porteurs (cf. modèle Bischoff, 1980), ces circulations génératrices de gisements le furent longtemps, ce qui conduit à envisager une source de chaleur magmatique renouvelée. Partant, il est logique de chercher à corréler l'activité hydrothermale génératrice de sulfures à un flux thermique axial optimal, encore que ces deux données n'aient jamais été précisément corrélées. Une réflexion sur la nature des émissions d'une part, sur les conditions optimales entraînant génération et conservation des sulfures dans le stockwork d'autre part, aboutit à une conclusion simpliste, peut-être, mais, répétons-le, souvent perdue de vue, à savoir que ce qui est émis dans le fluide effluent n'est pas conservé dans le griffon. Par conséquent, des exutoires très actifs par leurs émissions sulfurées ne sont pas synonymes de gisements de stockworks sous-jacents (régime de haute température) : elles ne seraient significatives que dans la mesure où, suspension particulière dès le griffon, elles prendraient valeur de décolmatage momentané d'un système minéralisé en cours de refroidissement.

Au reste, les conditions d'effluence produites par des flux thermiques suffisants pour créer des circulations convectives mais liées à des vitesses d'expansion relativement faibles ($V < 3$ cm/an) doivent s'approcher des conditions optimales de minéralisation du griffon. C'est une telle vitesse d'expansion ménageant un long séjour en zone de régime intermédiaire qui favorise le plus les concentrations sulfurées dans le stockwork. Indépendamment de considérations liant l'éloignement

d'un griffon de la zone axiale et des températures qui y régnèrent, c'est à une estimation de faible vitesse d'expansion ($V \approx 1$ cm/an) qu'aboutirent les études sur la géochimie des basaltes de la « séquence axiale » de Chypre (Nisbet, Pearce, 1973).

Enfin, la prise en considération du facteur temps permettrait d'apprécier l'importance des dépôts pendant

la régression des géo-isothermes, c'est-à-dire durant l'éloignement progressif de l'exutoire de la source de chaleur. C'est sans doute par une appréciation plus précise des paléo-vitesses d'expansion que l'on peut espérer aboutir à une réponse et particulariser l'efficacité métallogénique d'un système convectif donné, ce qui serait fort utile en prospection des gîtes sulfurés anciens ou actuels.

RÉFÉRENCES

- Adamides N. G., 1980. The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits, in: *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979*, Panayiotou éd., Cyprus, 117-127.
- Anderson R.-N., Langseth M. G., 1979. Geothermal convection through oceanic crust and sediments in the Indian Ocean, *Science*, **204**, 828-832.
- Andrews A. J., Fyfe W. S., 1976. Metamorphism and massive sulphide generation in oceanic crust, *Geosci. Can.*, **3**, 2, 84-94.
- Arcyana, 1975. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer, *Science*, **190**, 108-116.
- Arnold M., Bernard A. J., Soler E., 1977. Premier apport de la géochimie des isotopes du soufre à la compréhension de la genèse des minéralisations pyriteuses de la province de Huelva, *Miner. Deposita*, **12**, 197-218.
- Bäcker H., Richter H., 1973. Die rezente hydrothermal-sedimentäre Lagerstätte Atlantis II Tief im Rotem Meer, *Geol. Rundsch.*, **62**, 697-740.
- Barnes H. L., 1979. Solubilities of ore minerals, in: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2^e éd., 1 vol., edited by H. L. Barnes, Wiley-Interscience Publication, New York-Chichester-Brisbane-Toronto, 404-460.
- Bernard A. J., Dagallier G., Soler E., 1981. *The exhalative sediments linked to the volcanic massive sulphide deposits: a case study of European deposits*, Livre jubilaire P. Ramdohr, Springer-Verlag (sous presse).
- Bischoff J. L., 1980. Geothermal system at 21°N, East Pacific Rise: physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion, *Science*, **207**, 1465-1469.
- Bischoff J. L., Dickson F. W., 1975. Sea-water basalt alteration at 200°C and 500 bar: implication for origin of sea-floor heavy metal deposits and regulation of sea-water chemistry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 385-397.
- Böstrom K., 1974. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. Stockholm Contr., *Geology*, **27**, 149-243.
- Bryan W. B., 1979. Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the Famous area, Mid-Atlantic Ridge, *J. Petrol.*, **20**, 293-325.
- Bryan W. B., Moore J. G., 1977. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near latitude. 36°49'N, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 556-570.
- Butuzova C. Y., Lisitsyna N. A., Aleksandrova V. A., Shurygina E. V., 1980. Structure and chemical composition of the ore strata of Atlantis II deep (Red Sea), *Lithol. Min. Res.*, **15**, 3, 229-240.
- Cathles L. M., 1977. An analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling, *Econ. Geol.*, **72**, 804-826.
- Clark L. A., 1971. Volcanogenic ores: comparison of cupriferous pyrite deposits of Cyprus and Japanese Kuroko deposits, *Soc. Min. Geol. Jpn. Spec. Issue*, **3**, 206-215.
- Constantinou G., 1972. The geology and genesis of the sulphide ores of Cyprus, *Ph. D. thesis, Univ. London*.
- Constantinou G., Govett G. J. S., 1972. Genesis of sulphide deposits, ocher and amber of Cyprus, *Trans. Inst. Min. Metall. (Section B: Appl. Earth Sci.)*, **81**, B 34-46.
- Constantinou G., Govett G. J. S., 1973. Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulphide deposits, *Econ. Geol.*, **68**, 843-858.
- Corliss J. B., Baross J. A., Hoffman S. E., 1981. Submarine hydrothermal systems: a probable site for the origin of life, *Oceanol. Acta, spec. issue, 26^e Congrès international de Géologie, Colloque C4*, Paris 1980, 59-69.
- Corliss J. B., Dymon J. R., Gordon L. I., Edmond J. M., Von Herzen R. P., Ballard R. D., Green K., Williams D. L., Bainbridge A., Crane K., Van Andel T. J., 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos Rift, *Science*, **203**, 1073-1083.
- Craig H., 1969. Geochemistry and origin of the Red Sea brines, in: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, edited by E. T. Degens and R. A. Ross, Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 208-302.
- Crane K., 1979. Hydrothermal stress drops and convective pattern at three mid-ocean spreading centers, *Tectonophysics*, **55**, 215-238.
- Crerar D. A., Barnes H. L., 1976. Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solutions at 200 to 350°C, *Econ. Geol.*, **71**, 772-794.
- Cyamex Team, Bougault H., Cambon P., Hekinian R., 1978. Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du Pacifique oriental, par 21°N (projet Rita), *C. R. Acad. Sci. Paris*, **287**, 1365-1368.
- Degens E. T., Ross R. A., 1969. *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, 1 vol., Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 600 p.
- Desmet A., 1977. Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillow lavas du Troodos (Chypre), *Thèse Spéc., Univ. Nancy-I*, 221 p.
- Edmond J. M., 1980. Ridge crest hot springs: the story so far, *Eos*, **61**, 12, 129-131.
- Edwards A. B., 1954. *Textures of the ore minerals and their significance*, Austr. Inst. Min. Metall., Melbourne, 242 p.
- Elder J. W., 1965. Physical processes in geothermal areas, *Monogr. Ser. Am. Geophys. Union*, **8**, 211-239.
- Elder J. W., 1977. Model of hydrothermal ore genesis, in: *Volcanic processes in ore genesis*, 1 vol., The Institution Mining Metallurgy and the Geological Society of London, 4-13.
- Ellis A. J., 1979. Explored geothermal system, in: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2^e éd., 1 vol., edited by H. L. Barnes, Wiley-Interscience Publication, New York-Chichester-Brisbane-Toronto, 632-683.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G., 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**, 719-734.
- Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P., Juteau T., Seguret M., Ballard R. D., Fox J. P., Normark W., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., Rangin C., Bougault H., Cambon P., Hekinian R., 1979. Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise, *Nature*, **277**, 523-528.
- Gass I. G., 1980. The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes, in: *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979*, edited by Panayiotou, Cyprus, 23-35.
- Gass I. G., Smewing J. D., 1973. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos massif, Cyprus, *Nature*, **242**, 26-29.
- Gilmour P., 1971. Stratabound massive pyritic sulfide deposits. A review, *Econ. Geol.*, **66**, 1239-1249.
- Gregory R. T., Taylor H. P. Jr., 1981. An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges, *J. Geophys. Res.*, **86**, B4, 2737-2755.
- Guillemot D., 1979. Un exemple de métallogénie en milieu océanique : étude des roches témoins des exhalaisons minéralisantes du Troodos (Chypre), *Thèse 3^e cycle, Nancy INPL*, 1 vol., 160 p.
- Guillemot D., Nesteroff W. D., 1980. Les dépôts métallifères crétaqués de Chypre : comparaison avec leurs homologues actuels du Pacifique, in: *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979*, Panayiotou éd., Cyprus, 134-146.

- Haymon R. M., Kastner M., 1981. Hot deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 363-381.
- Hajash A., Archer P., 1980. Experimental seawater/basalt interactions: effects of cooling, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 1-13.
- Heaton T. H. E., Sheppard S. M. F., 1977. Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea-water-hydrothermal alteration and ore deposition. Troodos complex, Cyprus, in: *Volcanic processes in ore genesis*, Institution Mining Metallurgy and Geological Society of London, 42-57.
- Hekinian R., Février M., Bischoff J. L., Picot P., Shanks W. C., 1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N, *Science*, **207**, 1433-1444.
- Hekinian R., Rosendhal B. R., Cronan D. S., Dimitriev Y., Fodor R. V., Goll R. M., Hoffert M., Humphris S. E., Matthey D. P., Natland J., Petersen N., Roggenthen W., Schrader E. L., Srivastava R. K., Warren N., 1978. Hydrothermal deposits and associated basement rocks from the Galapagos spreading center, *Oceanol. Acta*, **1**, 4, 473-482.
- Helgeson H. C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated T and P, *Am. J. Sci.*, **267**, 729-804.
- Helgeson H. C., Delamy J. M., Nisbitt H. W., Bird D. K., 1978. Summary and critic of the thermodynamic properties of rock-forming minerals, *Am. J. Sci.*, **278A**, 1, 229 p.
- Helgeson H. C., 1979. Mass transfer among minerals and hydrothermal solutions, in: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2^e éd., 1 vol., edited by H. L. Barnes, Wiley-Interscience Publication, New York-Chichester-Brisbane-Toronto, 568-610.
- Henley R. W., Thornley R., 1979. Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation, *Econ. Geol.*, **74**, 1600-1612.
- Hjulstrøm F., 1939. Transportation of detritus by moving water, in: *Recent marine sediments*, 1 vol., edited by P. D. Trask, Am. Assoc. Petrol. Geol., printed by Soc. Econ. Paleontol. Min., Sp. Publ., **4**, 1955, 5-31.
- Hoffert M., Perseil A., Hékinian R., Choukroune P., Needham H. D., Francheteau J., Le Pichon X., 1978. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, Famous area, *Oceanol. Acta*, **1**, 1, 73-86.
- Hutchinson R. W., Searle D. L., 1971. Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulphide ores, *Soc. Min. Geol. J., Spec. Issue*, **3**, 198-205.
- Johnson A. E., 1972. Origin of Cyprus pyrite deposits, in: *24th IGC Montréal, Sect. 4*, 291-298.
- Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J., Needham D., Choukroune P., Rangin C., Séguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W. R., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., 1980. Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21°N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers, *Oceanol. Acta*, **3**, 4, 487-503.
- Kattamis Th., 1963. Étude métallogénique des gisements de pyrite de Kokkinopezoula et Agrokipia (Chypre), *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **LXXXV**, 209-249.
- Kinkel A. R. Jr., 1966. Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement, *Econ. Geol.*, **66**, 673-694.
- Klitgord K. D., Mudie J. D., 1974. The Galapagos spreading center: a near-bottom geophysical survey, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **38**, 563-588.
- Laurent R., Delaloye M., Vuagnat M., Wagner J. J., 1980. Composition of parental basaltic magma in ophiolites, in: *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979*, Panayiotou éd., Cyprus, 172-181.
- Le Douaran S., 1979. Caractéristiques structurales et géophysiques de la dorsale médio-atlantique de 10° à 50°N, *Thèse Doct.-Ing.*, INPL, Nancy, 206 p.
- Lonsdale P., 1977. Deep-tow observations at the mounds abyssal hydrothermal fields. Galapagos Rift, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 92-110.
- Macdonald K. C., Becker K., Spiess F. N., Ballard R. D., 1980. Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**, 1-7.
- Mantis M., 1971. Paleontological evidence defining the age of the Troodos pillow-lava series in Cyprus. Kyriakos Logos, *Nicosia*, **3**, 15/16, 202-208.
- Nisbet E., Pearce J. A., 1973. TiO₂ and a possible guide to past oceanic spreading rates, *Nature*, **246**, 468-470.
- Parmentier E. M., Spooner E. T. C., 1978. A theoretical study of hydrothermal convection and the origin of the ophiolite sulphide deposits of Cyprus, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 33-44.
- Rangin C., Francheteau J., 1981. Fine scale morphological and structural analysis of the East Pacific Rise, 21°N (Rita project), *Oceanol. Acta, Spec. issue, 26^e Congrès International de Géologie, Colloque C4, Paris 1980*, 15-24.
- Robertson A. H. F., 1975. Cyprus umbers: basalt sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge, *J. Geol. Soc.*, **131**, 511-531.
- Robertson A. H. F., Fleet A. J., 1976. The origin of rare earths in metalliferous sediments of the Troodos massif, Cyprus, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 385-394.
- Rona P. A., 1980. TAG hydrothermal field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26°N, *Geol. Soc. London*, **137**, 385-402.
- Sato T., 1972. Behaviours of ore-forming solutions in sea-water, *Min. Geol., Tokyo*, **22**, 31-42.
- Sato T., 1977. Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin, in: *Volcanic processes in ore genesis*, Institution Mining Metallurgy and Geological Society of London, 153-161.
- Schneiderhohn H., 1941. *Lehrbuch der Erslagerstättenkunde*, 1 vol., Iena, edited by G. Fischer, 858 p.
- Scott M. R., Scott R. B., Rona P. A., Butler L. M., Nalwalk A. J., 1974. Rapidly accumulating manganese deposit from the median valley of the Mid-Atlantic Ridge, *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 8, 355-358.
- Searle D. L., 1972. Mode of occurrence of the cupriferous pyrite deposits of Cyprus, *Trans. Inst. Min. Met.*, **81**, B 89-97.
- Searle D. L., Panayiotou A., 1980. Structural implications in the evolution of the Troodos massif, Cyprus, in: *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite symposium, Cyprus 1979*, Panayiotou éd., Cyprus, 50-60.
- Searle D. L., Laughton A. S., 1981. Fine-scale sonar study of tectonics and volcanism on the Reykjanes Ridge, *Oceanol. Acta. Spec. issue, 26^e Congrès International de Géologie, Colloque C4, Paris 1980*, 5-13.
- Seyfried W. E. Jr., Bischoff J. L., 1978. Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C, *Am. J. Sci.*, **278**, 838-860.
- Smewing J. D., Simonian K. O., Gass I. G., 1975. Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and rare element geochemistry, *Contrib. Miner. Petrol.*, **51**, 49-64.
- Smewing J. D., El Boushi I. M., Parrot J. F., Gass I. G., 1976. Similar ophiolitic sequences from the Troodos massif, the Oman mountains and the Baër-Bassit region of Syria, *Eos*, **57**, 412 (abstract).
- Solomon M., Walshe J. L., 1979. The formation of massive sulphide deposits on the sea floor, *Econ. Geol.*, **74**, 797-813.
- Spiess F. N., Macdonald K. C., Atwater T., Ballard R., Carranza A., Cordoba D., Cox C., Diaz Garcia V. M., Francheteau J., Guerrero J., Hawkins J., Haymon R., Hessler R., Juteau T., Kastner M., Larson R., Luyendyk B., Macdougall J. D., Miller S., Normark W., Orcutt J., Rangin C., 1980. East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments, *Science*, **207**, 1421-1433.
- Spooner E. T. C., 1977. Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus, in: *Volcanic processes in ore genesis*, Institution Mining Metallurgy and Geological Society of London, 58-71.
- Spooner E. T. C., 1981. *Fuid inclusion studies of hydrothermal ore deposits*, Min. Assoc. Canada, short course handbook, **6**, 209-240.
- Spooner E. T. C., Bray C. J., 1977. Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulphide ore deposits in Cyprus, *Nature*, **266**, 808-812.
- Styrt M. M., Brackmann A. J., Holland H. D., Pisutha-Arnoud V., Eldridge C. S., Ohmoto H., 1981. The mineralogy and the isotopic composition of sulfur in hydrothermal sulfide/sulfate deposits on the East Pacific Rise, 21°N latitude, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 382-390.
- Turner J. S., Gustafson L. B., 1978. The flow of hot saline solutions from vents in the sea-floor. Some implications for exhalative massive sulphide and other ore deposits, *Econ. Geol.*, **73**, 1082-1100.
- Weissberg B. G., Browne P. R. L., Seward T. M., 1979. Ore metals in active geothermal systems, in: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2^e éd., 1 vol., edited by H. L. Barnes, Wiley-Interscience Publication, New York-Chichester-Brisbane-Toronto, 738-780.
- White W. R., Bryan W. B., 1977. Sr-isotope, K, Rb, Sr, Ba, and rare-earth geochemistry of basalts from Famous area, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 571-576.
- Williams D. L., Von Herzen R. P., Sclater J. G., Anderson R. N., 1974. The Galapagos spreading center: lithospheric cooling and hydrothermal circulation, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **38**, 587-608.
- Williams D. L., Green K., 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 detailed heat flow studies, *J. Geophys. Res.*, **84**, 7467-7484.
- Wilson R. A. M., 1959. *Geology of the Xeros-Troodos area*, Geol. Surv. Dep., Cyprus, Mem. n° 1, 135 p.
- Wolery T. J., Sleep N. H., 1976. Hydrothermal circulation and geothermal flux at mid-ocean ridges, *J. Geol.*, **84**, 249-275.