

**HYDROTHERMALISME**  
**SPÉCIATION MÉTALLIQUE HYDRIQUE**  
**ET SYSTÈMES HYDROTHERMAUX**

**Maurice CHENEVOY** et **Michel PIBOULE**



17, avenue du Hoggar  
Parc d'Activité de Courtabœuf - BP 112  
91944 Les Ulis Cedex A - France

## **Grenoble Sciences**

Grenoble Sciences poursuit un triple objectif :

- ▶ réaliser des ouvrages correspondant à un projet clairement défini, sans contrainte de mode ou de programme,
- ▶ garantir les qualités scientifique et pédagogique des ouvrages retenus,
- ▶ proposer des ouvrages à un prix accessible au public le plus large possible.

Chaque projet est sélectionné au niveau de Grenoble Sciences avec le concours de referees anonymes. Puis les auteurs travaillent pendant une année (en moyenne) avec les membres d'un comité de lecture interactif, dont les noms apparaissent au début de l'ouvrage. Celui-ci est ensuite publié chez l'éditeur le plus adapté.

(Contact : Tél. : (33)4 76 51 46 95 - E-mail : Grenoble.Sciences@ujf-grenoble.fr)

Deux collections existent chez EDP Sciences :

- ▶ la *Collection Grenoble Sciences*, connue pour son originalité de projets et sa qualité
- ▶ *Grenoble Sciences - Rencontres Scientifiques*, collection présentant des thèmes de recherche d'actualité, traités par des scientifiques de premier plan issus de disciplines différentes.

### **Directeur scientifique de Grenoble Sciences**

Jean BORNAREL, Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble 1

### **Comité de lecture pour « Hydrothermalisme »**

- ▶ **Robert GUILLAUMONT**, Membre de l'Académie des Sciences, Palaiseau
- ▶ **Thierry JUTEAU**, Professeur émérite à l'Université de Brest
- ▶ **Corinne TARITS**, Professeur, Département de Géologie, Université de Brest

Grenoble Sciences bénéficie du soutien du **Ministère de l'Éducation nationale, de l'Enseignement supérieur et de la Recherche** et de la **Région Rhône-Alpes**.

Grenoble Sciences est rattaché à l'**Université Joseph Fourier de Grenoble**.

*Réalisation et mise en pages* : **Centre technique Grenoble Sciences**

*Illustration de couverture* : **Alice GIRAUD**

[d'après les images fournies par Michel PIBOULE]

**ISBN 978-2-7598-0003-2**

© EDP Sciences, 2007

# EXTRAITS

#### 4.1. LA PRÉCIPITATION MINÉRALE

La précipitation minérale peut s'effectuer dans la masse de la solution sursaturée *via* une nucléation homogène d'agrégats moléculaires condensés stables ; beaucoup plus souvent, elle prend place sur une surface solide, parois du système ou impuretés et précipités solides, *via* une nucléation catalysée par les hétérogénéités du milieu qui abaissent l'énergie libre d'activation de nucléation. Elle met directement en jeu les ions simples et les molécules du soluté mais elle doit être précédée, pour la plupart des ions complexes qui "séquestrent" l'élément précipitable, de la déstabilisation de ces complexes. Le développement des germes se fait ensuite par fixation du soluté sur la surface solide nouvelle, par diffusion de surface et par intégration en des sites particuliers [e.g. Zhang et Nancollas, 1990]. La physique des processus de nucléation et de croissance cristalline est relativement bien connue [e.g. Stumm, 1992].

Fondamentalement, la précipitation minérale est commandée par la solubilité de la phase minérale susceptible de précipiter : cette phase ne s'exprimera que si le quotient de sa réaction de précipitation est supérieur à son produit de solubilité  $K_s$  dans les conditions considérées. La précipitation paraît obéir à la "**règle des étapes**" **d'Ostwald** qui postule que c'est le précipité le plus soluble, c'est-à-dire la phase solide la moins stable, qui se forme en premier. Cette règle, bien documentée en géochimie [e.g. Morse et Casey, 1988], indique qu'un minéral se forme par l'intermédiaire de précurseurs reconnaissables à l'échelle moléculaire aux interfaces cristallines. La séquence de précipitation tient au fait que la nucléation d'une phase très soluble est cinétiquement favorisée par rapport à celle d'une phase moins soluble car la tension interfaciale solide - solution est, dans le premier cas, plus basse. Un corollaire de la règle d'Ostwald est que la solution résiduelle doit avoir une structure proche du premier produit solide. Une illustration du processus d'Ostwald est fournie par la précipitation expérimentale de la sphalérite,  $ZnS$ , à partir d'une solution zincifère à ajout progressif de sulfure [Luther *et al.*, 1999]. Au cours de cet ajout, des complexes solubles se forment dès de très basses concentrations en Zn et sulfure. Ils s'agrègent en anneaux, puis en grappes diversement stables et chargées. Les calculs de mécanique moléculaire indiquent que l'une d'elle, cinétiquement inerte et thermodynamiquement forte, est structurellement analogue aux sulfures de Zn solides, spécialement à la sphalérite ; il s'agit du tétramère  $Zn_4S_6(H_2O)_4^{4-}$  qui apparaît comme un précurseur viable de la formation du minéral.

⚡ Le point de départ de la formation du tétramère est l'hexaaqua-ion  $Zn(H_2O)_6^{2+}$  avec Zn en position octaédrique, et le point d'arrivée est la sphalérite, phase  $ZnS$  stable à Zn et S de coordinence tétraédrique : cela impose des intermédiaires réactionnels avec remplacement de l'eau par le sulfure et changement de coordination de Zn et S. Les données expérimentales (électrochimiques, spectroscopiques et cinétiques) et leur modélisation moléculaire montrent que le processus débute par la formation de complexes solubles, qui s'agrègent progressivement en anneaux neutres, puis en grappes de masse moléculaire élevée et charge négative ; les phénomènes de condensation correspondants produisent un déplacement progressif de l'eau par le sulfure et la création de liaisons Zn-S. Les calculs indiquent que la grappe la plus probable est le tétramère

## 2.2. LES GRANDS TYPES D'EAUX NATURELLES : CARACTÉRISTIQUES ISOTOPIQUES

N'importe quelle eau de surface ou de faible profondeur est, potentiellement, un fluide hydrothermal minéralisant : elle peut le devenir par chauffage lors d'une circulation profonde dans la croûte, ou par interaction avec un magma, particulièrement si elle devient parallèlement acide, alcaline ou saline [Taylor, 1997]. Il en est ainsi de l'eau **météorique**, de l'eau **marine** et des eaux **d'imprégnation (interstitielles)** des sédiments ; ces dernières ont pu être piégées dans les pores au moment du dépôt (eaux **connées**), et elles sont alors généralement d'origine marine, ou à un quelconque moment (eau **de formation**) et leur origine est habituellement indéterminée. En outre, les systèmes métamorphiques et magmatiques en évolution peuvent libérer de l'eau **métamorphique** et de l'eau **magmatique** constitutives dès l'origine d'un fluide hydrothermal. Une eau dite **juvénile**, car n'ayant jamais participé à l'hydrosphère, peut être également libérée directement du manteau. Enfin, l'eau qualifiée d'"**exotique**" [Sheppard, 1986] a une origine extérieure à son environnement immédiat, qui demeure inconnue, et l'eau "**organique**" est issue de la transformation directe ou indirecte d'une matière organique [Sheppard et Charef, 1986]. L'expression "eau **géothermale**" s'applique à l'eau des sources chaudes continentales ou sous-marines. Les caractères isotopiques de toutes ces eaux sont maintenant bien connus [Sheppard, 1977, 1986 ; Taylor, 1974, 1979]. On notera que l'eau océanique et l'eau météorique sont les deux seules vraies "eaux de référence" [Ohmoto, 1986] car leurs compositions isotopiques sont véritablement définies à leur source ; tous les autres types sont des eaux recyclées ou des mélanges.

### 2.2.1. L'eau océanique (marine)

La composition isotopique de l'eau océanique est relativement uniforme du fait de la rapidité des mélanges dans l'océan avec, pour l'eau **actuelle**,  $\delta D = + 5 \text{ à } - 7\%$  et  $\delta^{18}O = + 0,5 \text{ à } - 1\%$  par rapport au SMOW (figure IV.2). Des variations plus importantes correspondent à des situations géographiques particulières : très haute latitude où la fusion glaciaire, productrice d'eau douce, enrichit localement l'eau océanique en isotopes légers, mers semi-fermées sous climat aride où une forte évaporation l'enrichit au contraire en isotopes lourds (e.g. Mer Rouge :  $\delta^{18}O = + 2$  et  $\delta D = + 11$ ). La composition isotopique de l'eau océanique **ancienne** demeure incertaine ; sa connaissance est cependant nécessaire à l'interprétation de nombreux phénomènes géologiques, métallogenèse comprise, d'autant plus que c'est elle qui commande dans une large mesure celle de l'eau météorique. La formation et la fonte à certaines époques de calottes glaciaires déprimées en isotopes lourds l'ont sûrement fait fluctuer : avant la croissance de ces calottes au Miocène, par exemple, l'eau océanique moyenne devait être caractérisée par  $\delta D = - 7\%$  et  $\delta^{18}O = - 1\%$ . Pour les temps antérieurs, l'analyse isotopique des roches carbonatées, des cherts et des sédiments phosphatés marins d'âges divers, formés à l'équilibre avec l'eau océanique contemporaine, a révélé des variations importantes de  $\delta^{18}O$ .

### 1.3. CONTRÔLE DE L'ACIDITÉ ; LES RÉACTIONS D'ÉPONTE

Chargés dès leur source d'une certaine acidité, ou l'ayant acquise de diverses manières au cours de leur trajet souterrain, les fluides hydrothermaux paraissent généralement très proches de la neutralité aux sites de la gitogenèse. Ce fait témoigne de l'intervention de mécanismes de neutralisation qu'illustrent des **assemblages minéraux d'altération** observables dans l'environnement des gisements. La nature de ces assemblages qui résultent de **réactions d'éponte** fournit des bornes à la valeur du pH des fluides.

#### 1.3.1. Assemblages minéraux et types d'altération

Comme on l'a dit précédemment, les fluides hydrothermaux changent constamment de composition de leur source au piégeage de leurs métaux par l'effet de leurs interactions avec les matériaux des parois des conduits [Reed, 1997] ; ils tendent à chaque instant à s'équilibrer avec ces matériaux qui influencent, à la fois, leurs concentrations élémentaires, leur état redox et leur pH tout en se modifiant eux-mêmes par **altération hydrothermale**. La nature des assemblages minéraux d'altération résultant des réactions d'éponte dépend fondamentalement de cinq facteurs :

- ▶ la température,
- ▶ la pression, dont le rôle est secondaire sauf lorsqu'un changement de pression entraîne une modification des équilibres minéraux ou des caractéristiques du fluide (*e.g.* ébullition),
- ▶ les compositions initiales du matériau d'éponte,
- ▶ et celles du fluide,
- ▶ le rapport massique à la roche du fluide qui la traverse (rapport massique fluide / roche,  $w/r$ ) au cours de la réaction qui produit l'altération.

L'étude des altérations associées aux gisements a conduit à décrire un petit nombre de types majeurs [Meyer et Hemley, 1967 ; Rose et Burt, 1979] que leur ubiquité permet d'interpréter en terme d'équilibres locaux minéral - minéral et minéraux - fluide. Ces **types d'altération** peuvent être interprétés quant à leur origine en termes des 5 facteurs énumérés précédemment, un ou deux de ces facteurs dominant généralement. Ainsi, la composition de la roche primaire contrôle fondamentalement la nature des skarns quand il s'agit d'une roche carbonatée, ou celle des greisens quand il s'agit de granite. Chaque type d'altération correspond à une combinaison particulière rapport eau/roche - température. Tous les types illustrent clairement l'acidité générale des fluides hydrothermaux comme en témoignent leurs associations minérales d'altération caractéristiques dans les roches alumino-silicatées :

- ▶ *altération propylitique* : albite, épidote et chlorite, +/- zéolites ou smectites, pyrite ;
- ▶ *altération argileuse intermédiaire* : smectites et kaolinite +/- chlorite, pyrite ;

supérieures de 20 à 30 ordres de grandeur à celles reconnues en vapeur "sèche". Sa forme de transport est un complexe chloruré gazeux de la forme  $\text{AuCl} \cdot (\text{H}_2\text{O})_{3-5}$ , dont la solubilité thermiquement rétrograde augmente avec l'élévation de  $f$  (HCl) et  $f$  ( $\text{H}_2\text{O}$ ).

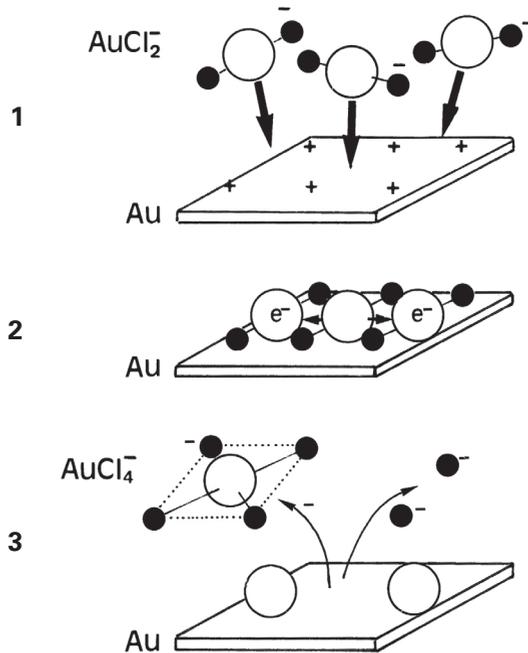


Figure VI.23 - Mécanisme possible de la réaction de décomposition du complexe  $\text{AuCl}_2^-$  sur une surface métallique

(1) adsorption de 3 entités  $\text{AuCl}_2^-$  à la surface du métal positivement chargée → couche d'admolécules peu liées ; (2) transfert électronique ; (3) désorption de  $\text{AuCl}_4^-$  et  $\text{Cl}^-$  → "abandon" de 2 atomes Au sur la surface [Reproduit d'après Gammons *et al.*, 1997, fig. 9, in *Geochim. Cosmo. Acta.*, 61, 1971-1983, avec la permission d'Elsevier].

Plusieurs *complexes sulfurés* ont été reconnus expérimentalement dans les solutions aqueuses sulfurées et dans les solutions mixtes, à chlore et soufre, pour des conditions diverses de température (de 25 à 400°C), pH, concentration totale en S et autres variables. Au(I), de classe B typique, peut nouer avec des ligands de forte polarisabilité tels qu' $\text{HS}^-$  et  $\text{S}^{2-}$  des liens à fort caractère covalent.

A **basse température** dans les **solutions pauvres en S réduit**, les espèces aqueuses  $\text{AuHS}^\circ$  et  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  domineraient respectivement dans les milieux très acides et faiblement acides à alcalins [Renders et Seward, 1989 ; Tossell, 1996], relayées dans les solutions très alcalines par le complexe  $\text{Au}_2\text{S}_2^{2-}$ , ou peut-être  $\text{AuHS}(\text{OH})^-$  car la réaction d' $\text{OH}^-$  avec  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  est plus favorable [Tossell, 1996] que celle qui produit  $\text{Au}_2\text{S}_2^{2-}$ . Aux **températures hydrothermales** s.s. [Seward, 1973 ; Shenberger et Barnes, 1989 ; Stefansson et Seward, 2004], les mêmes complexes  $\text{AuHS}^\circ$  et  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  ont des relations aux pH analogues, le premier dominant dans les solutions

## 5.2. L'ARSENIC, As

◀ L'arsenic est extrait principalement de concentrations hydrothermales d'assez haute température sous forme d'arsénopyrite  $\text{FeAsS}$ , loellingite  $\text{FeAs}_2$  et métal natif, très accessoirement comme constituant de nombreux autres arséniures et sulfo-arséniures de Cu, Ni, Co et Ag. A l'état réduit dans ces minéraux, il forme la partie anionique de la structure avec, éventuellement, le soufre. Il est aussi présent, mais sous sa forme oxydée, dans l'orpiment  $\text{As}_2\text{S}_3$ , son équivalent amorphe et le réalgar  $\text{AsS}$ , minéraux hydrothermaux de basse température. Il est à très basse teneur dans les eaux superficielles, de l'ordre du ppb pour une teneur crustale de 1,5 ppm. Outre son transport par les fluides hydriques, sulfurés ou non, dans l'intervalle thermique 25-200°C, il est mobile en phase gazeuse comme les autres métalloïdes sous la forme  $\text{As}(\text{OH})_3(\text{gaz})$  [Pokrovski *et al.*, 2002]. ▶

Dans les fluides hydriques, As existe sous ses états d'oxydation (III) et (V) ;  $\text{As}(\text{V})$  n'est toutefois présent qu'aux  $f \text{O}_2$  et pH élevés et, même en conditions oxydantes,  $\text{As}(\text{III})$  contrôle souvent la spéciation du fait, en particulier, de la lenteur de la cinétique d'oxydation. L'ion  $\text{As}^{3+}$ , d'assez faible rayon (58 pm en coordination octaédrique) et d'électronégativité moyenne (1,8), est "intermédiaire" et il forme indifféremment des **complexes** avec les ligands "durs" et "doux" communs  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  et  $\text{HS}^-$ . L'ion  $\text{As}^{5+}$ , de rayon plus faible (46 pm en coordination octaédrique), est de classe A et privilégie la liaison avec  $\text{OH}^-$ . D'autres ligands tels que  $\text{NH}_3$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$  et ligands organiques peuvent être théoriquement sollicités. Toutefois, les complexes chlorurés ne peuvent exister que dans des fluides très salins et extrêmement acides d'importance géologique nulle, et As, qui tend à être sous la forme d'espèce anionique ou neutre en milieu hydrique, ne peut se lier électrostatiquement aux substances humiques dissoutes de charge négative.

Les *complexes hydroxylés* sont supposés être les espèces majeures dans les solutions hydrothermales en l'absence de soufre, spécialement à  $T > 150^\circ\text{C}$  [Akinfiiev *et al.*, 1992]. Les hydroxo-complexes d'**As(III)** sont les espèces stables, sauf en conditions très oxydantes. Les complexes chargés ne se forment qu'en milieu alcalin, et les espèces neutres telle  $\text{As}(\text{OH})_3^\circ$  dominent la spéciation d'As.  $\text{As}(\text{OH})_3^\circ$  a un rôle croissant avec la température [Webster, 1990] et deviendrait prépondérant aux températures élevées [e.g. Heinrich et Eadington, 1986 ; Zakaznova-Herzog *et al.*, 2006] au côté, éventuellement, de dimères dans les solutions neutres et de complexes polynucléaires dans les solutions acides concentrées. Données spectroscopiques [Pokrovski *et al.*, 1996] et calculs thermodynamiques [Tossell, 1997] confirment la prédominance de  $\text{H}_3\text{AsO}_3^\circ$  sur de larges éventails de pH (0-8), de température (20-300°C) et de concentration en As, et l'existence dans les solutions très concentrées de phénomènes de déprotonation et de polymérisation conduisant à des complexes polynucléaires ; la déshydratation-polymérisation de  $\text{H}_3\text{AsO}_3^\circ$  mène en particulier, *via* la formation de liaisons  $\text{As}-\text{O}-\text{As}$ , au polymère  $\text{H}_3\text{As}_3\text{O}_6^\circ$ . Par ailleurs, l'espèce  $\text{As}(\text{OH})_3^\circ(\text{gaz})$  est presque exclusive dans la phase vapeur des fluides hydrothermaux du système As -  $\text{H}_2\text{O}$  +/- NaCl +/- HCl +/-  $\text{H}_2\text{S}$  en ébullition [Pokrovski *et al.*, 2002] : c'est cette espèce qui rend compte du fractionnement préférentiel de l'arsenic dans la vapeur indépendamment de la concentration d'As(III) dans la solution

### 3.2. LE FACTEUR PERMÉABILITÉ

« La perméabilité est la variable la plus critique de gouverne du flux dans tout système hydrologique. C'est également l'un des paramètres du système les plus difficiles à caractériser sur le terrain du fait des problèmes d'hétérogénéité et d'échelle, et aussi du grand éventail des perméabilités qui apparaissent naturellement, même dans des environnements géologiques restreints. Les valeurs mesurées *in situ* de perméabilité globale dans les roches cristallines, par exemple, peuvent varier de 4 ordres de grandeur, même à un site particulier et sur une profondeur définie, et les mesures de laboratoire ne fournissent guère qu'une valeur égale à la valeur minimale *in situ*. Les estimations de paléoperméabilités à partir des fractures minéralisées et des modélisations sont généralement supérieures aux plus hautes valeurs mesurées *in situ*, et elles varient aussi beaucoup. Par ailleurs, le champ de perméabilité dans les systèmes géologiques est rarement isotrope et homogène ; les canevas des fractures avec des orientations préférentielles de celles-ci, et les couches poreuses de diverses perméabilités, sont pratiquement la norme. »

La circulation hydrothermale passive dans la "vieille" croûte océanique (> 1 Ma) et son revêtement sédimentaire n'échappe pas aux règles propres à tout système hydrologique : elle y est largement contrôlée par la perméabilité de chacun de ces deux supports qui gouverne l'existence, la vitesse et le canevas de la circulation fluide.

#### 3.2.1. Perméabilité de la croûte ignée

La perméabilité de la croûte ignée est probablement le résultat combiné d'une fissuration de contraction thermique et d'une fracturation tectonique pour sa partie profonde, auxquelles s'ajoute pour sa partie superficielle une porosité interconnectée (porosité efficace) liée aux processus extrusifs aux rides (structure en coussins des laves, contacts entre laves massives et coussinées, bréchifications, structures de gonflement, de retrait ou d'effondrement laviques) ; c'est cette partie superficielle qui est généralement considérée comme correspondant à la couche de basse vitesse sismique 2A [e.g. Cabotte *et al.*, 1997 ; Christeson *et al.*, 1996 ; Hooft *et al.*, 1997]. Les profils de réflexion sismique réalisés au flanc Est du segment Endeavour de la dorsale Juan de Fuca dans une aire de croûte jeune (1 Ma) à topographie douce et revêtement sédimentaire mince et uniforme comportent à assez faible profondeur dans la croûte ignée un réflecteur continu [Rohr, 1994]. Ce réflecteur est interprété [e.g. Vera et Diebold, 1994 ; Solomon et Toomey, 1992] comme un contact tranché entre basaltes extrusifs et complexe filonien sous-jacent (couche sismique 2C), et le contraste de vitesses est supposé associé à un contraste de porosité [e.g. Moos *et al.*, 1990]. Ces données géophysiques et les observations faites dans les sondages océaniques profonds font habituellement conclure à une grande différence de perméabilité entre volcanites extrusives et complexe filonien [e.g. Becker, 1989, 1990 ; Becker et Fisher, 2000], ce dernier ayant une perméabilité inférieure de plus de 3 ordres de grandeur. Ces conclusions doivent toutefois être nuancées [Karson, 2002] à la lumière de l'observation sous-marine des structures de la croûte supérieure à la faveur des "fenêtres tectoniques" (voir § 1.2) : la fracturation intense liée à la courbure et à la subsidence axiale des roches crustales supérieures doit créer

### 5.1. LES DÉPÔTS MÉTALLIFÈRES

Formés sur le fond marin par la circulation hydrothermale active, ils sont spécialement importants par le fait qu'ils permettent de comprendre la genèse d'une grande classe de gisements : les amas sulfurés. Ils sont de deux types : sulfuré, et oxydé à Fe, Mn et Si. Les dépôts oxydés sont souvent éloignés des dépôts sulfurés et ils se présentent alors principalement comme des encroûtements sur de grandes surfaces [e.g. Hekinian *et al.*, 1993]. Ils peuvent aussi apparaître dans les mêmes aires que les dépôts sulfurés et tous ont alors les mêmes structures de croissance et des fluides de décharge qui ne diffèrent notablement que par leurs températures et teneurs en  $H_2S$  [e.g. Scott, 1997]. Il s'agit (figure VIII.19) selon les cas de **cheminées**, qui peuvent être isolées et de petite taille, ou de **tertres** de diamètre parfois pluridécamétrique pour une hauteur plurimétrique.

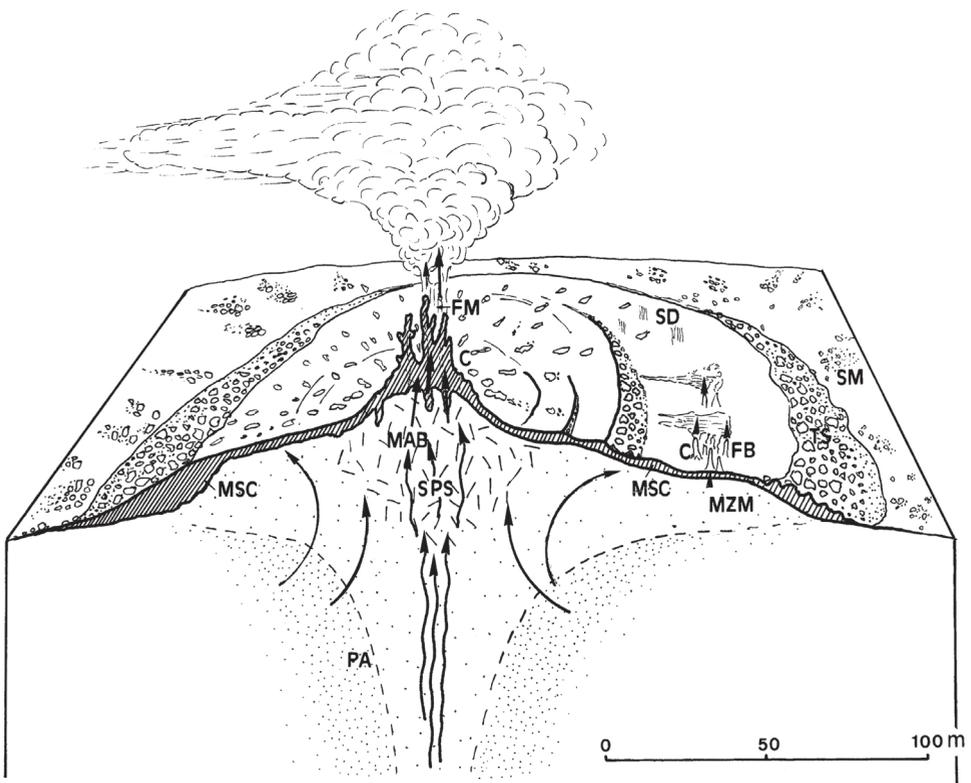


Figure VIII.19 - Morphologie et structure interne du tertre principal du champ hydrothermal TAG, ride médio-Atlantique

Symboles : FM = fumeur noir ; FB = fumeur blanc ; SD = suintement diffus ; C = cheminée ; TS = talus sulfuré ; SM = sédiments métallifères ; MSC = minerai sulfuré compact ; MAB = minerai à anhydrite bréchique ; MZM = minerai zincifère marginal ; SPS : stockwerk pyriteux silicifié ; PA = pipe d'altération chloriteuse. Les fumeurs noirs sont directement alimentés par le flux ascendant central et les fumeurs blancs par des dérivations dans des conduits latéraux intra-tertre [Reproduit d'après Hannington *et al.*, 1998, fig. 2 modifiée, in *Proceed. ODP, Sc. Results*, 158, 389-415, avec la permission d'ODP].

### **6.6.2. La zone de réaction de haute température (ZRHT) : conditions générales**

Les caractères de la ZRHT sont parfois difficiles à appréhender, et sa position dans l'espace n'est pas elle-même clairement définie ; on connaît encore mal la structure profonde des systèmes hydrothermaux axiaux et on possède peu d'informations directes sur la nature de la transition entre ces systèmes et leur source thermique. En outre, les situations sont très différentes aux rides selon le taux d'expansion : aux rides d'expansion rapide, la présence fréquente d'une chambre magmatique stable et peu profonde confine la circulation hydrothermale à une zone assez superficielle, les modèles mathématiques de convection prédisent de forts gradients thermiques à des profondeurs de l'ordre de 1,5-2 km [e.g. Sleep, 1991] et la ZRHT est localisée ; aux dorsales d'expansion lente par contre, où l'extension tectonique est majeure en l'absence de magmatisme important, les fluides peuvent circuler profondément dans la croûte, éventuellement jusqu'au Moho, et ni le site, ni la géométrie de la ZRHT ne sont contraints. Les expériences ont montré que la composition des fluides de haute température (350 - > 400°C) produits par l'interaction de l'eau de mer avec des basaltes est très dépendante de la température, de la pression et du rapport eau / roche de la zone d'interaction de haute température. Ces divers paramètres sont dans une certaine mesure quantifiables à partir des assemblages minéraux secondaires observés dans cette zone, et la combinaison des données minéralogiques, des résultats expérimentaux et des caractéristiques chimiques des fluides aux événements contraint les conditions auxquelles doivent être soumises les zones de racines des cellules hydrothermales [Seyfried *et al.*, 1991 ; Saccoccia *et al.*, 1994 ; Von Damm, 1995]. Dans ces zones, les fluides acquièrent avant ou au début de leur ascension vers le plancher océanique leurs caractères physico-chimiques essentiels (pH, état redox) ; en outre, leurs compositions sont fixées par leur interaction avec des magmatites océaniques fraîches sous des rapports fluide / roche bas (généralement proches de 1), en présence d'assemblages minéraux secondaires à l'équilibre sous des températures voisines du domaine supercritique.

Un marqueur minéralogique majeur de la ZRHT paraît être l'assemblage d'altération quartz + épidote qui définit les *épidosites*, avec éventuellement chlorite, amphibole, plagioclase acide, ilménite, magnétite et sulfures. Les épidosites, roches métasomatiques que les données de terrain et pétrologiques indiquent s'être formées dans la partie basse des systèmes hydrothermaux océaniques minéralisateurs, ont été reconnues dans les ophiolites [e.g. Richardson *et al.*, 1987 ; Bettison-Varga *et al.*, 1992 ; Nehlig *et al.*, 1994] et plus rarement dans les sites océaniques modernes [Fox *et al.*, 1976 ; Banerjee *et al.*, 2000, 2001] où l'épidote est normalement peu abondante à ce niveau d'altération : elle n'y est qu'exceptionnellement en veines avec le quartz et en remplacement du plagioclase [e.g. Laverne *et al.*, 1995]. Les épidosites sont encaissées dans la partie basale du complexe filonien et dans les plagiogranites de la séquence plutonique, et elles forment typiquement des masses éparses aux limites diffuses et aux dimensions variées (cm-hm). Leur signification exacte prête à discussion : caractéristiques de la ZRHT pour les uns, elles ne représentent pour les autres [e.g. Alt, 1995] que des chenaux profonds de flux ascendant.

## 1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES SYSTÈMES HYDROTHERMAUX CONTINENTAUX DE CONNEXION MAGMATIQUE

### 1.1. ORIGINALITÉ DES SYSTÈMES

Une différence majeure entre les hydrothermalismes continental et océanique de connexion magmatique tient à l'**origine de l'eau** : alors qu'il ne s'agit que d'eau marine en domaine océanique en dehors d'une faible contribution magmatique éventuelle, l'eau peut être, en domaine continental, de natures diverses, *i.e.* magmatique, métamorphique, de formation, marine ou météorique. Toutefois, l'eau météorique saturée en air prédomine généralement de façon marquée. Les caractères isotopiques des eaux chaudes et des vapeurs des systèmes hydrothermaux actifs d'implantation continentale dont l'analyse a été faite paraissent en témoigner : à quelques exceptions près, les rapports D/H des fluides sont ceux des eaux météoriques locales (voir figure IV.10), et il est clair que ce sont les eaux souterraines d'origine météorique qui nourrissent, à 90% au moins, ces systèmes. Cela s'accorde d'ailleurs avec le pourcentage maximal calculé, 10%, de la contribution magmatique dans les fluides des systèmes hydrothermaux induits par des intrusions granitiques en environnement perméable (perméabilité  $> 10^{-15} \text{ m}^2$ ), selon des simulations numériques [Hayba et Ingebritsen, 1997]. D'autres calculs pour des milieux moins perméables [Hanson, 1996], et un examen plus exhaustif de l'hydrothermalisme continental en prenant en considération les concentrations dans les fluides des composants gazeux autres qu' $\text{H}_2\text{O}$ , conduisent cependant à nuancer cette affirmation d'une limite de 10% [Giggenbach, 1997].

Le  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux thermales est souvent plus élevé que celui des eaux météoriques nourricières. L'ampleur de cette dérive croît avec la température et la salinité du fluide hydrothermal, comme résultat d'échanges isotopiques avec les roches carbonatées et silicatées encaissantes dont la valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  est généralement supérieure à + 5,5%. La dérive peut ne pas atteindre 2‰ dans les aires à rapport eau/roche élevé (*e.g.* Wairakei, Nouvelle-Zélande) ou au contraire dépasser 15‰ pour les eaux les plus chaudes circulant dans des roches riches en  $^{18}\text{O}$  sous rapport eau/roche bas (*e.g.* Salton Sea, Californie). Une forte dérive peut conduire l'eau thermale à présenter des caractères isotopiques d'eau magmatique pour peu que la valeur de son  $\delta\text{D}$  s'y prête. Assez généralement, les  $\delta\text{D}$  demeurent constants ; les roches en effet contiennent trop peu d'hydrogène, comparées aux quantités d'eau impliquées, pour qu'un échange isotopique modifie notablement ces  $\delta\text{D}$ . En certains cas cependant, le  $\delta\text{D}$  manifeste également une dérive qui traduit alors généralement le mélange d'eaux de deux, voire de plusieurs sources. Il en est ainsi à Shimogamo (Japon), système hydrothermal situé à proximité de la mer, où cette dérive exprime pour l'essentiel un mélange d'eaux météorique et marine [Sakai et Matsubaya, 1974]. Un autre exemple est le système géothermal actif de l'île volcanique de Pantellaria (Italie) où les nombreuses sources proches de la côte nord-ouest à la périphérie d'une caldeira sont alimentées par un réservoir profond de haute température ( $> 300^\circ\text{C}$ ) ; ce réservoir est lui-même nourri, *via* des fractures et failles de

### 5.2.1. Systèmes hydrothermaux régionaux des bassins sédimentaires

Les modèles conceptuels de systèmes hydrothermaux amagmatiques régionaux en contexte sédimentaire doivent beaucoup aux simulations numériques de la paléohydrologie [e.g. Bethke, 1986 ; Appold et Garven, 1999] contemporaine de la formation, dans les bassins intracontinentaux, des gisements de métaux de base liés à des couches de lithologie et/ou structure particulières (gisements stratifiés). L'association à des paléoaquifères régionaux des minerais précipités à des températures basses à modérées indique que de grands volumes d'eau souterraine ont été impliqués dans leur formation. Il est ainsi bien établi que les gisements de Pb et Zn portés par les roches carbonatées du bassin intérieur américain, du type dit "Vallée du Mississipi" (MVT), ont été formés par des saumures chaudes métallifères de bassin après lithification des sédiments [Sverjensky, 1986].

« Les gisements MVT sont une grande classe de dépôts économiques de Pb et Zn mis en place dans des séquences de roches carbonatées de bassins continentaux. Particulièrement nombreux aux USA dans la région centrale stable du craton nord-américain, ils s'y localisent dans un intervalle stratigraphique relativement limité, du Cambrien au Carbonifère, au-dessus du socle précambrien. Dans cet intervalle, leurs situations géologiques sont très diverses puisqu'ils s'associent dans la séquence carbonatée indéformée, selon les lieux, à des paléoreliefs karstiques, des brèches d'effondrement, d'anciens récifs, des changements de faciès et des biseaux stratigraphiques, mais toutes les situations ont en commun une grande perméabilité ; bon nombre de dépôts sont en outre sur les flancs ou au-dessus de paléoreliefs du socle ennoyés sous des sédiments détritiques, ou encore au voisinage de failles, sédiments et structures qui ont pu comme paléo-aquifères permettre le mouvement de fluides sur de grandes distances. Les textures et les inclusions fluides des minerais indiquent une cristallisation épigénétique à partir de saumures d'assez basse température, dans la gamme 90-120°C. Ces saumures, dont la haute salinité et le contenu en soufre auraient pour origine une dissolution d'évaporites, sont très analogues aux saumures des champs pétrolifères actuels. »

La géologie des gisements MVT américains documente généralement une migration pénétrante et de très grande ampleur de saumures de bassin, eaux de formation chlorurées calco-sodiques, en conséquence de la tectonique tardi-paléozoïque du centre et de l'Est des USA [e.g. Bethke et Marschak, 1990 ; Clendenin *et al.*, 1994]. Plusieurs mécanismes ont été successivement proposés pour rendre compte de cette migration :

- 1 - une circulation d'eau souterraine profonde dans le substratum fracturé du bassin sédimentaire sous l'effet de la charge hydraulique créée par des paléoreliefs [Pelissonnier, 1967], de grandes fractures guidant finalement les fluides chauds vers la surface ;
- 2 - une migration des eaux de formation du bassin induite par la compaction différentielle des sédiments plus ou moins perméables durant la subsidence [Noble, 1963], avec flux latéral vers les marges ;
- 3 - une expulsion par compaction des saumures de bassin avec décharge épisodique de fluides surpressés à la faveur de failles [Cathles et Smith, 1983] ou d'hydrofracturations [Deloule et Turcotte, 1989] ;