
Rappel sur les dorsales océaniques

Sur terre, le processus de serpentinitisation s'effectue au niveau de deux grands contextes géodynamiques : les *zones de subduction* et les *dorsales océaniques*. Le processus de serpentinitisation étudié dans ce travail de thèse se déroule dans un contexte de dorsales océaniques. Bien qu'immergées, ces dernières n'en constituent pas moins la plus longue chaîne de montagne terrestre avec quelques 60 000 km de longueur (voir traits rouges sur la Figure 1).

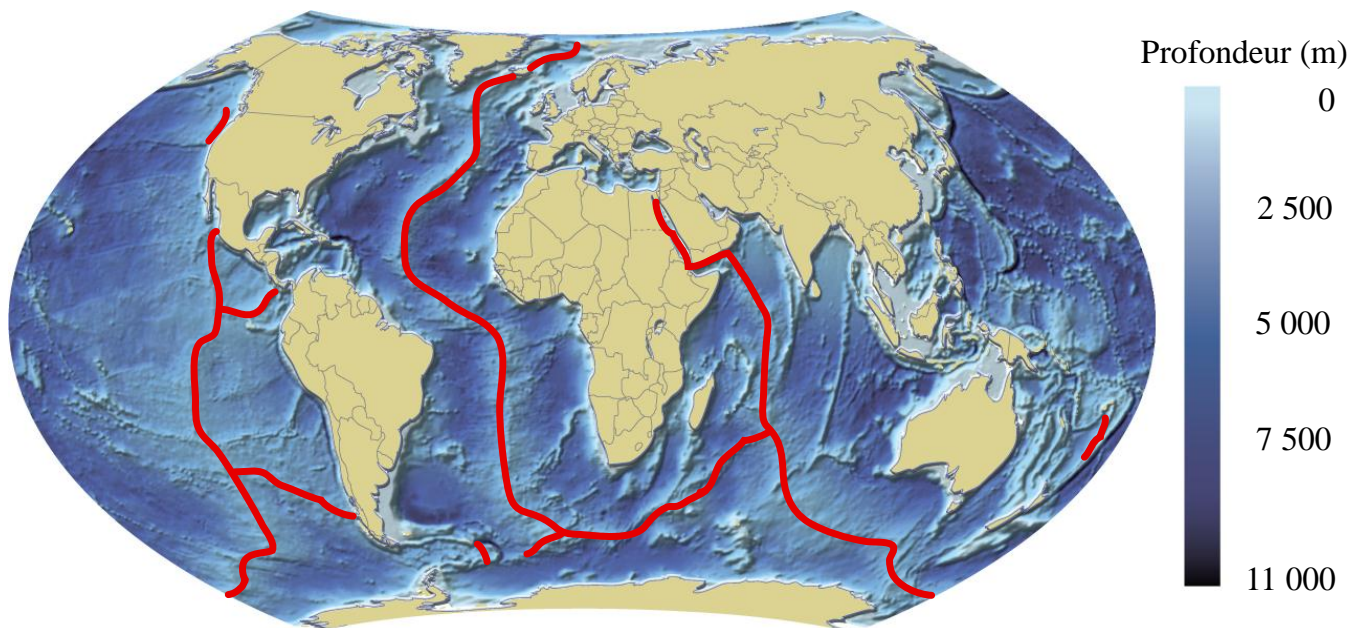


Figure 1 : Répartition géographique des dorsales à la surface de la terre (traits rouges). (Source image de fond: World Data Center for Marine Geology & Geophysics, 2001, 2-Minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2), <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>).

Leur formation est associée à des remontées de magmas mantelliques occasionnant un volcanisme intense à l'origine des roches composant le plancher océanique. Ce processus entraîne un écartement de la lithosphère océanique de part et d'autre de l'axe de la dorsale, au rythme de quelques centimètres par an. Pour cette raison, les zones de dorsale océanique sont également appelées *zones divergentes*.

1) STRUCTURE D'UNE DORSALE OCEANIQUE

1.1) Géométrie générale

Les dorsales océaniques sont présentes dans les trois principaux océans du monde : Pacifique, Atlantique et Indien. Si leur tracé apparaît comme un continuum à l'échelle de la planète, celles-ci sont en réalité segmentées par différentes discontinuités : « OSC » (pour Overlapping Spreading Center) et/ou « failles transformantes », qui peuvent atteindre plusieurs milliers de kilomètres de longueur. Ces dernières sont des zones de fractures qui permettent aux deux plaques de coulisser l'une contre l'autre. Conformément aux travaux d'Euler sur le déplacement d'un point à la surface d'une sphère, ces failles (dites conservatrices) accommodent les mouvements rotationnels des plaques dans leur propre référentiel sphérique. D'un point de vue morphologique, ces failles s'apparentent à une vallée dont les deux intersections avec l'axe de la dorsale forment des bassins plus profonds appelés « bassin nodaux » (Figure 2).

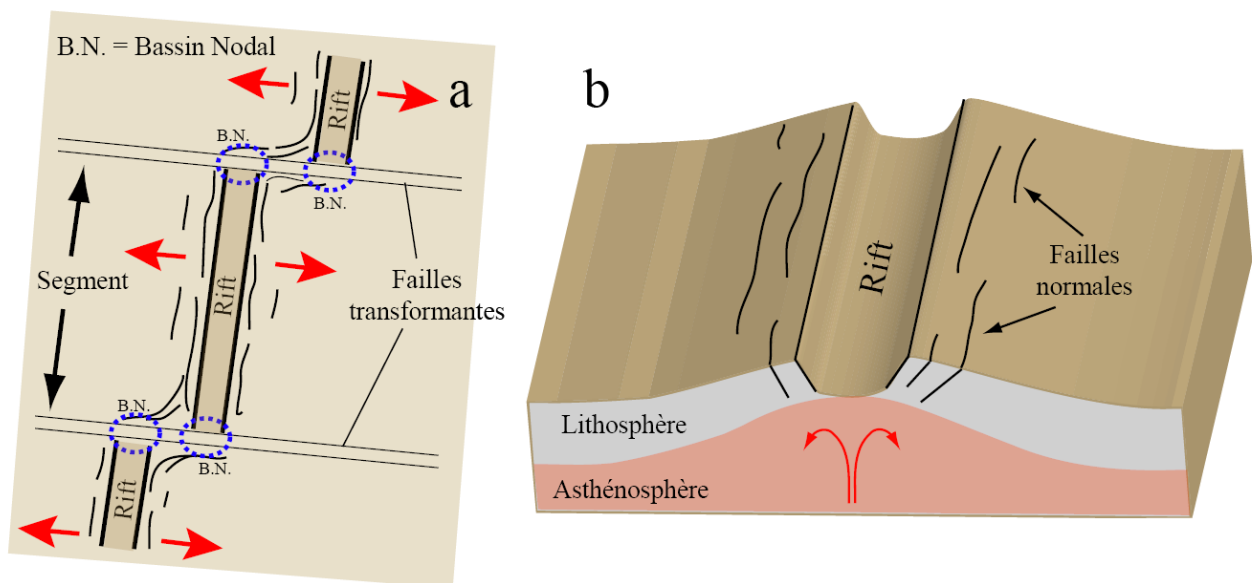


Figure 2 : a) Carte schématique représentant trois segments de dorsale recoupés par deux failles transformantes. (b) Bloc-diagramme représentant un segment de dorsale.

1.2) Vitesses d'expansion océanique

Le volume de magma émis au niveau d'une dorsale, et donc la vitesse de formation de la lithosphère océanique, est fonction du taux de fusion partielle du manteau sous-jacent. La vitesse de divergence permet ainsi de définir deux grands types opposés de dorsale médio-océaniques : les *dorsales rapides* et les *dorsales lentes*.

Avec une vitesse d'expansion supérieure à 10 cm par an (Lonsdale, 1977), la dorsale sud-pacifique constitue le meilleur exemple de dorsale rapide. L'importante activité volcanique qui y règne lui confère une géométrie caractéristique qui s'exprime par l'absence de rift marqué. Les principales unités structurales composant une ride rapide ont été décrites dans un modèle présenté lors de la conférence de Penrose (1972). D'après ce modèle théorique, partiellement vérifié dans l'ophiolite d'Oman, plusieurs unités bien distinctes composent la croûte océanique. Ainsi, en forant au niveau de l'axe de la dorsale, on retrouvera successivement : 1) les sédiments, 2) les basaltes en coussin (« *pillow-lavas* ») sur quelques centaines de mètres, 3) un complexe filonien homogène, 4) des gabbros isotropes puis des gabbros lités formant une couche de quelques kilomètres (3 à 5 km), le tout surmontant le manteau supérieur (5). La nature des roches ultrabasiques composant le manteau est relativement variable d'un point de vue chimique. Cette question sera d'ailleurs évoquée plus en détail dans les chapitres suivants. D'après le modèle de Penrose, la lithosphère océanique créée au niveau des dorsales possède une épaisseur proche de 10 kilomètres.

1.3) Le cas particulier des dorsales lentes

Les dorsales lentes, représentées par la dorsale Atlantique et sud-ouest indienne, contrastent avec les dorsales rapides sur de nombreux points. Le plus évident est leur vitesse d'expansion (de 5 à 20 mm par an) qui est largement inférieure à celle des dorsales rapides. Dick et al. (2003) estiment que plus d'un tiers des dorsales sur Terre ont des vitesses inférieures à 20 millimètres par an, et sont par conséquent des dorsales lentes. La vitesse d'expansion peut parfois même être inférieure au mm par an dans certains segments de dorsale dits « ultra-lents ». C'est le cas de la dorsale sud-ouest indienne, qui a été largement étudiée depuis la fin des années 1990 (Ligi et al. 1999 ; Mitchell et al., 2000 ; Dick et al., 2003). Ce paramètre tient un rôle important puisqu'il contrôle aussi bien la morphologie de la dorsale, que l'organisation des unités géologiques qui la compose. Dans le cas de la dorsale médio-atlantique (MAR), on observe également un découpage

très prononcé de la dorsale elle-même, en plusieurs segments reliés par des failles transformantes. Chaque segment peut mesurer plusieurs centaines de kilomètres et le décalage longitudinal entre deux segments de dorsale peut également atteindre la centaine de kilomètres. Au niveau de la MAR, les fluctuations et la faiblesse de l'activité volcanique entraînent de grandes hétérogénéités structurales au sein de la croûte, aussi bien en latitude, le long d'un segment de dorsale (généralement d'orientation Nord-Sud), qu'en longitude. Les mesures de gravimétrie ont notamment révélé des anomalies de Bouguer négatives dans les cœurs de segments, alors que des anomalies très positives ont été mesurées au niveau des zones transformantes (Cannat et al., 1991 ; Mamaloukas-Frangoulis et al., 1991 ; Dick et al., 2001). Ces résultats furent interprétés comme des différences nettes de lithologie entre le centre et les extrémités de segment de dorsale, situées au niveau des failles transformantes. Les disparités observées sont dues à l'accrétion magmatique qui s'avère être plus intense au centre d'un segment où l'épaisseur moyenne de croûte sera plus importante qu'aux abords des deux failles qui l'encadrent. Le modèle lité proposé à la conférence de Penrose, 1972 n'est donc pas adapté pour décrire ce type de lithosphère océanique. A la suite d'études réalisées sur des roches ultrabasiques récupérées lors de dragage au niveau des dorsales lentes, une couche mantellique partiellement serpentinisée avait été imaginée par Hess (1962) comme une unité uniforme faisant partie intégrante de la croûte océanique. Cet auteur proposa notamment l'isotherme 500°C comme la limite entre la croûte et le manteau. Cette hypothèse intègre, de fait, les roches d'origine mantelliques refroidies à la croûte océanique.

Dans les contextes de dorsales lentes, les affleurements de roches ultrabasiques peuvent se mettre en place suivant deux processus distincts. Dans le premier cas, la tectonique locale permet à des roches situées sous une croûte gabbroïque d'être en contact avec de l'eau de mer grâce, par exemple, au jeu d'une faille ayant une forte composante normale (zone 1 sur Figure 3). C'est le cas de la plupart des unités ultrabasiques situées au niveau des bassins nodaux et des grandes failles transformantes (Bonatti et al., 1968 ; Aumento et Loubat, 1971 ; Bonatti et al., 1976 ; Karson et al., 1987 ; Cannat, 2003). Dans le deuxième cas, la faiblesse de l'activité volcanique ne permet simplement pas de constituer une couche continue de basalte et gabbro (zone 2 sur Figure 3). Il en résulte que de larges portions mantelliques se retrouvent non recouvertes de basalte, et affleurent ainsi directement sur le fond océanique (Tucholke et Lin, 1994 ; Dick et al., 2003).

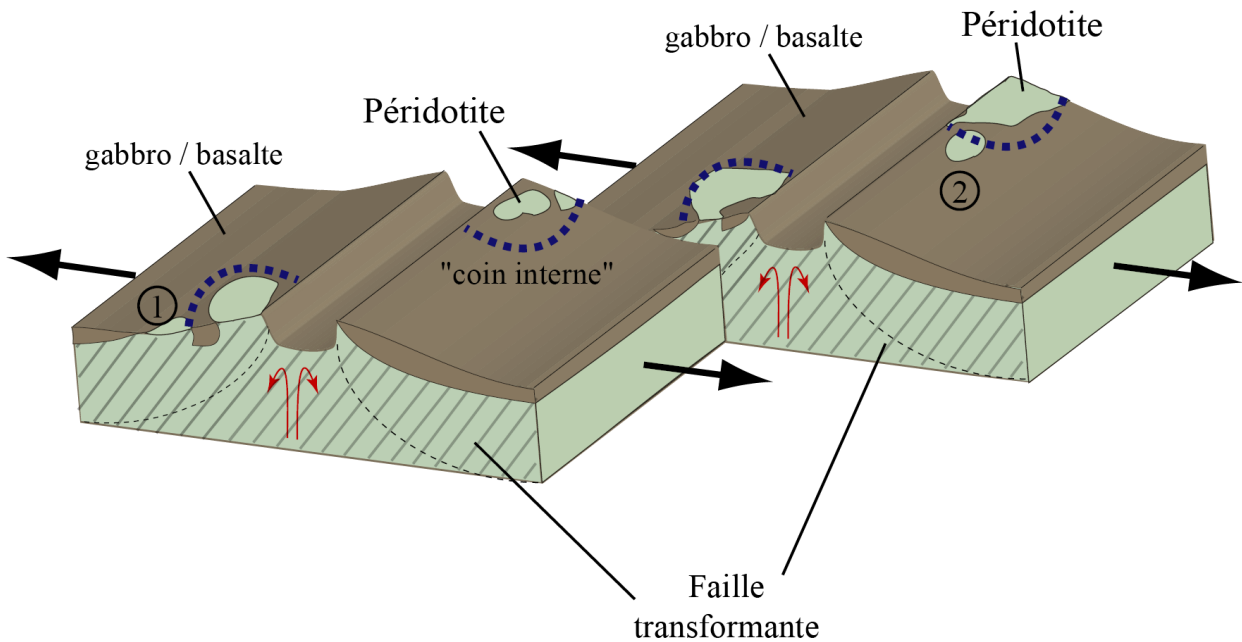


Figure 3 : Schéma simplifié illustrant deux segments de dorsales lentes encadrés par deux failles transformantes (zones hachurées). Les zones d'affleurement de roches mantelliques sont indiquées en vert clair alors que la couche de composition basaltique est représentée en marron.

Dans les deux cas, ces zones se trouveront préférentiellement aux extrémités de segments où les volumes de roches magmatiques émis sont généralement plus faibles qu'en leur centre (Severinghaus et MacDonald, 1988 ; Tucholke et Lin, 1994 ; Cannat et al., 2009). En particulier, les données géophysiques et les campagnes d'échantillonnage du plancher océanique sur la MAR ont montré que les péridotites affleuraient majoritairement sur le « coin interne » formé par l'intersection entre les failles transformantes et l'axe de la ride (Escartin et Cannat, 1999 ; Smith et al., 2008 ; Cannat et al., 2009). Pour caractériser les zones couvertes par des roches mantelliques sur des grandes étendues, l'étude combinée des anomalies de Bouguer et de la bathymétrie se révèle assez fiable. Ainsi, les affleurements de roches ultrabasiques se caractérisent à la fois par des anomalies de gravité moins négatives que dans les zones couvertes de basaltes, mais présentent aussi une topographie moins lisse que les régions situées sur des roches basiques (Cannat et al., 1995, 1997). Une première estimation réalisée par Cannat et al. (2004, 2010) conclue que la surface du plancher océanique occupée par des roches ultrabasiques est proche de 9 % au niveau de la MAR à 23°N.

2) HYDROTHERMALISME AU NIVEAU DES DORSALES

En Sciences de la Terre, l'« hydrothermalisme » se rapporte à l'ensemble des réactions chimiques mises en jeu lors de l'interaction entre des roches et des fluides de hautes températures.

2.1) Découverte des sites hydrothermaux

Dès les années 1960, la présence de fortes concentrations en métaux lourds (Fe, Mn, Ni) dans les sédiments récoltés à proximité des dorsales, a été attribuée à une circulation hydrothermale capable d'extraire ces différents métaux de la croûte océanique (Bonatti et Joensuu, 1966 ; Boström et Peterson, 1966 ; Bender et al., 1971 ; Corliss, 1971 ; Piper, 1973). Dans le même temps, des observations naturelles réalisées sur des sections aériennes d'ophiolite sont venues corroborer la thèse d'une circulation de fluides dans le plancher océanique (Gass, 1968 ; Coleman, 1971 ; Dewey et Bird, 1971 ; Muehlenbachs et Clayton, 1972ab ; Hart, 1973). En 1977, lors d'une mission américaine effectuée à bord du submersible Alvin, une équipe d'océanographes dirigée par John B. Corliss découvre des communautés animales foisonnantes à plus de 2500 m de profondeur, au niveau de la dorsale Galapagos. En plus des colonies de bivalves, de nouvelles espèces animales sont découvertes à proximité de sources hydrothermales « tièdes » dont les températures avoisinent les 20°C, température pouvant apparaître comme chaude en comparaison des basses températures de l'eau de mer à ces profondeurs (2°C). Deux ans plus tard, une autre plongée à bord de l'Alvin permet aux océanographes de découvrir de véritables oasis de vies autour de cheminées hydrothermales actives, dont les fluides sont émis à hautes températures, et qui sont connues sous le nom familier de « fumeurs noirs » (ou *black smokers* en anglais) (Corliss et al., 1979b). En plus de présenter des températures extrêmes, oscillant généralement entre 320°C et 400°C, les fluides des fumeurs noirs sont très enrichis en métaux et sulfures. Lorsque ces fluides très chauds entrent en contact avec l'eau de mer, le choc thermique produit une précipitation intense de micro-particules se traduisant, à plus grande échelle, par la formation d'un panache sombre évoquant un panache de fumée (d'où l'appellation abusive de « fumeurs », voir Figure 4a) (Lupton, 1995 ; Elderfield et Schultz, 1996). Il est cependant important de signaler que la couleur des panaches issus des fumeurs n'est pas toujours sombre. En effet, suivant la composition et la température des fluides émis, les panaches peuvent

parfois présenter des couleurs plus ou moins claires, voire transparentes (Figure 4b). Dans ce cas là on parlera de « fumeurs blancs » (*white smokers* en anglais) et de « fumeurs transparents » (Charlou et al., 2000). Enfin, l'activité hydrothermale peut également se traduire par une diffusion plus discrète des fluides à travers le plancher océanique via des « diffuseurs » dont l'abondance et les débits restent difficilement quantifiables.

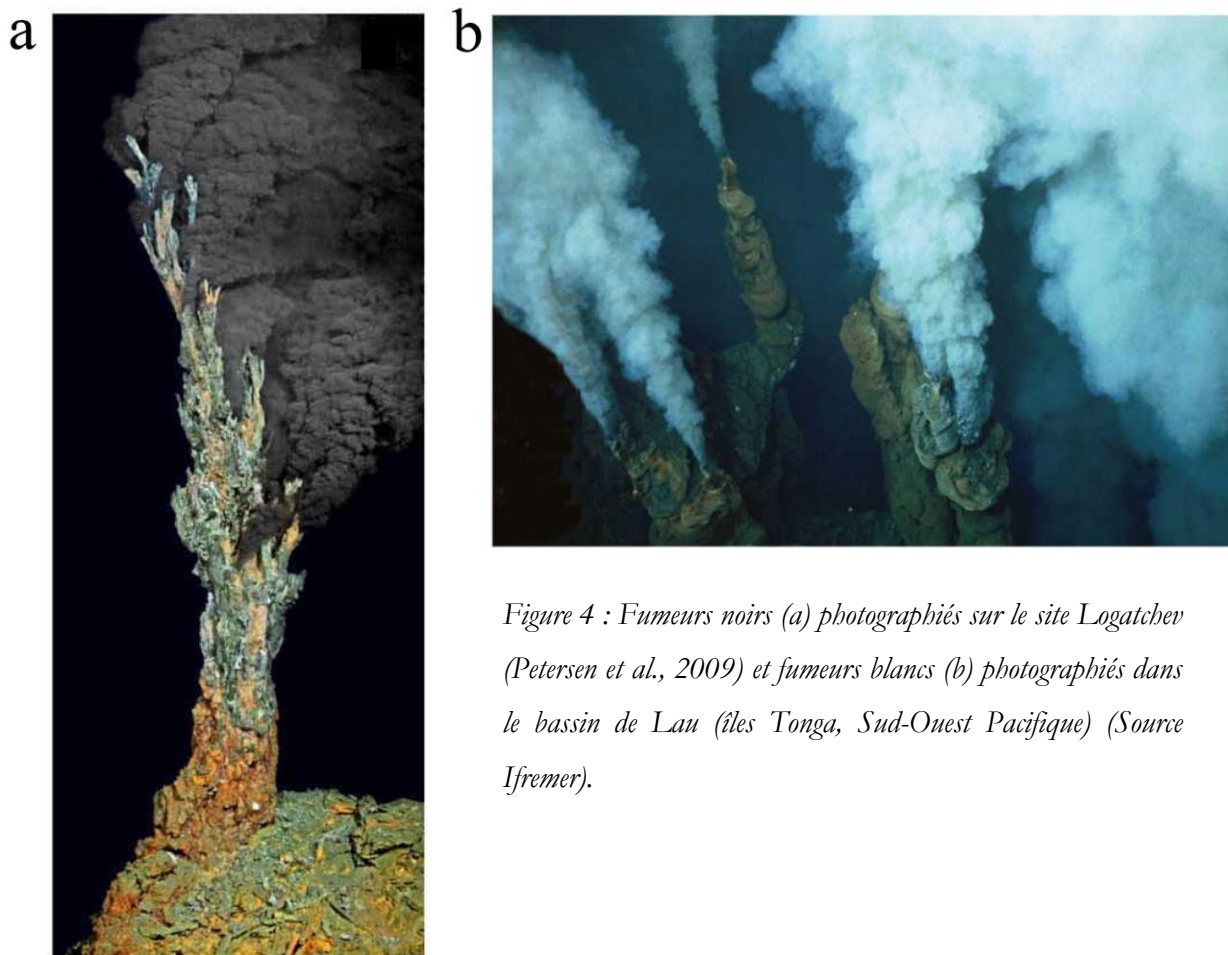


Figure 4 : Fumeurs noirs (a) photographiés sur le site Logatchev (Petersen et al., 2009) et fumeurs blancs (b) photographiés dans le bassin de Lau (îles Tonga, Sud-Ouest Pacifique) (Source Ifremer).

2.2) Organisation spatiale d'un réseau hydrothermal sous-marin

2.2.1) Mise en place d'une boucle hydrothermale

La mise en place d'une source hydrothermale, qu'elle soit terrestre ou sous-marine, requiert trois conditions essentielles : tout d'abord (1) un gradient thermique, nécessitant la présence d'une source de chaleur (habituellement d'origine magmatique), (2) un réservoir de fluides froids, la plupart du temps constitué d'eau liquide, et (3) une zone dites de « charge et décharge » dans

laquelle le fluide peut circuler, gravitairement ou pas, afin de réagir avec l'encaissant par hydrothermalisme.

Sur le plancher océanique, ces conditions sont principalement réunies au niveau des dorsales océaniques, expliquant ainsi la découverte de nombreux champs hydrothermaux le long des différentes rides explorées. L'intense activité volcanique qui y règne favorise la formation de réseaux de failles permettant l'infiltration d'eau de mer dans la croûte océanique. A l'approche de la chambre magmatique, l'augmentation progressive de la température du fluide entraîne une réaction avec les roches encaissantes. Les processus de dissolution, de précipitation, ainsi que les transferts élémentaires associés, vont être à l'origine d'une profonde transformation minéralogique du protolithe. L'ensemble de ces processus constitue le « métamorphisme hydrothermal ». Dans une phase ultime, le fluide chaud remontera à grande vitesse, de manière quasi-adiabatique, jusqu'au plancher océanique où il formera des cheminées hydrothermales.

Si cette description permet de comprendre le fonctionnement d'une boucle hydrothermale de manière simple, il est évident que ce schéma réducteur n'est plus approprié lorsque l'on considère les variabilités de structures, de protolithes, et de conditions pression-température observées entre les différents sites hydrothermaux. Il faut également prendre en compte les évolutions temporelles de ces processus qui s'inscrivent dans une durée de vie limitée pour chaque site. A l'aide d'un modèle simple à une dimension, Lister (1974) propose l'existence d'un front de fissuration (« crack front ») se propageant en profondeur au cours de l'altération hydrothermale. Celui-ci serait directement lié à la rétractation thermique des roches, elle-même causée par un contact brutal entre l'eau de mer (froide) et la jeune croûte océanique encore chaude (600-700°C). Notons que, dans le cas particulier d'une circulation de fluide au sein d'un matériel ultramafique (type péridotite), l'avancée du front de fissuration sera alors favorisée par la cristallisation de minéraux de faible densité comme la serpentine. En effet, l'augmentation de volume induit par la formation de ce minéral est susceptible de créer des fractures dans l'encaissant, accentuant ainsi le processus d'altération. D'une manière générale, Lister estime qu'un espace de l'ordre de 1 ou 2 m entre les fissures, raisonnable dans ce genre d'environnement, est suffisant pour expliquer un refroidissement homogène à l'échelle de la croûte. Il considère également que la vitesse de propagation de ces fissures est largement supérieure (plusieurs mètres par an) à la vitesse d'expansion de la dorsale (quelques cm/an). En conséquence, l'activité hydrothermale serait un processus intermittent, présentant une durée de vie assez faible (quelques milliers d'années) comparée aux temps de vie (plusieurs dizaines de millions d'années) des processus géologiques mis en jeu dans un contexte de dorsale (Lalou et al., 1982, 1993, 1996 ; Kuznetsov et al., 2006).

2.2.2) Evolution temporelle d'une boucle hydrothermale (modèle de Lister)

En raison du manque de données de terrain dans ce type de contexte, Lister (1980) fait parti des rares auteurs à s'être intéressés à la fois à la structure, la géométrie, et l'évolution temporelle d'un système hydrothermal. Il a ainsi défini un modèle expliquant l'évolution structurale d'une boucle hydrothermale en fonction du temps en quatre étapes principales (Figure 5).

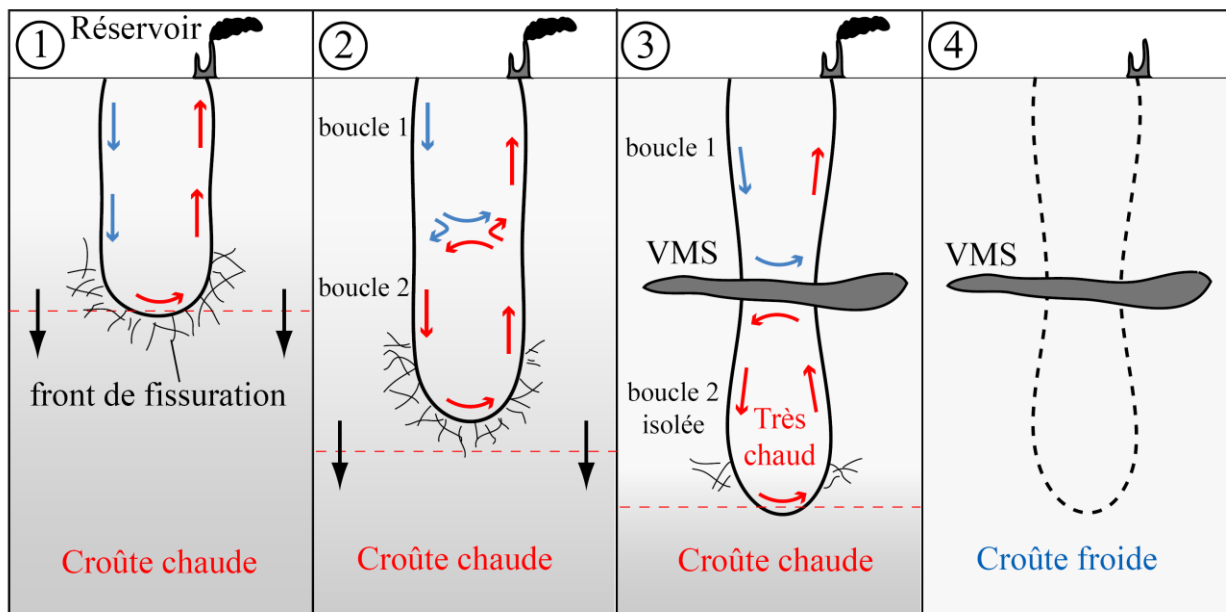


Figure 5 : Evolution temporelle d'un site hydrothermal en contexte basaltique, d'après le modèle de Lister.

Dans une première étape, une boucle unique et de taille réduite se met en place. Les fluides descendent de plus en plus profondément en fonction de l'avancée du front de propagation et peuvent atteindre une profondeur maximale de 2 ou 3 km. Les fluides présentent alors des températures s'échelonnant entre 200 et 350°C. Cette configuration stable peut changer si les fluides continuent de progresser en profondeur et atteignent des températures plus élevées (> 370°C). Dans ce cas là, l'édifice devient instable et deux boucles hydrothermales distinctes mais reliées entre elles se forment : c'est la deuxième étape. La boucle supérieure présente alors des caractéristiques proches de celle décrite lors de la première étape alors que la boucle inférieure est constituée de fluides plus chauds. L'augmentation de température entraîne une accélération des réactions hydrothermales. Ces dernières deviennent même plus rapides que la vitesse de propagation du front de fissuration. Les apports extérieurs d'eau de mer étant faibles, le fluide de cette boucle devient de plus en plus réducteur, acide et concentré en éléments dissous. Il en

résulte une précipitation intra-crustale de sulfure au contact de l'eau plus « fraîche » de la boucle supérieure. Ce processus forme alors un dépôt massif de sulfure (Voir figure 5). Ce sont ces mêmes dépôts qui, une fois mis à la surface par le jeu de la tectonique plusieurs millions d'années plus tard, vont former des gisements de sulfure et métaux appelés VMS pour Volcanogenic Massive ore Sulfides (Scott, 1985 ; Large, 1992 ; Ohmoto, 1996 ; Hannington et al., 1997). Cette couche de sulfure va sceller la séparation entre les deux boucles et le système hydrothermal entrera ainsi dans une troisième étape durant laquelle les fluides de la boucle inférieure vont de nouveau se réchauffer. Leur température atteint alors le point critique de l'eau et les fluides passent dans un état dit « supercritiques ». Dans ces conditions, des séparations de phases peuvent survenir (Sourirajan et Kennedy, 1962 ; Bischoff et Rosenbauer, 1984, 1987). Des saumures denses et enrichies en calcium vont lentement migrer gravitairement vers les zones les plus profondes, alors que des phases plus légères, essentiellement constituées de gaz rejoindront les parties supérieures de la boucle hydrothermale (Bischoff et Rosenbauer, 1989 ; Nehlig, 1993). Lorsque l'équilibre de température est atteint dans la boucle inférieure, le gradient thermique qui sert de moteur au système de circulation des fluides s'arrête peu à peu et le site hydrothermal meurt alors rapidement. Au bout de quelques millions d'années, et parallèlement à l'éloignement de la source de chaleur (chambre magmatique de la dorsale), la cristallisation de minéraux de basses températures cimente peu à peu les fissures encore ouvertes, arrêtant définitivement tout processus d'altération. Pour de plus amples informations, le lecteur intéressé se dirigera vers l'article de Honnorez (2003).

2.3) Minéralogie et chimie des fluides

Il existe une grande variété de sites hydrothermaux sous-marins. Comme mentionné précédemment, cette diversité est principalement associée aux conditions pression-température, au rapport eau/roche, ainsi qu'à la nature minéralogique du protolithe. On distingue ainsi deux grands types de contextes hydrothermaux : les *systèmes basaltiques* et *ultrabasiques*.

2.3.1) Contexte basaltique

La plupart des champs hydrothermaux sous-marins situés au niveau des dorsales médio-océaniques sont associés à l'altération de roches ayant une composition de basalte (ou gabbro). Des dragages et forages ont permis de déterminer l'organisation structurale des différentes roches altérées sur ces sites (Haymon and Kastner, 1981 ; Thompson et al., 1987 ; Rona et al., 1993 ; Hannington et al., 1997 ; Tivey et al., 1995 ; Teagle et al., 1998). Dans la plupart des cas, les minéraux constitutifs du basalte (pyroxènes et feldspaths) vont principalement s'altérer en paragonite, chlorite, quartz et former *in fine* d'importants dépôts d'oxydes et sulfures polymétalliques (Chan et al., 1992 ; German et al., 1993 ; Mills et al., 1994 ; Lupton, 1995 ; Mills and Elderfield, 1995a ; Feely et al., 1998). La chlorite et la paragonite cristalliseront essentiellement en profondeur alors que la pyrite et les autres sulfures vont former des brèches silicifiées ainsi que des dépôts massifs de pyrite sur plusieurs mètres d'épaisseur. Notons que la plupart des auteurs s'accordent pour dire que la couche profonde, de composition gabbroïque, n'est généralement pas considérée comme hydrothermalisée.

La composition des fluides a également été mesurée *in-situ* à de nombreuses reprises à l'aide des submersibles (Von Damm et al., 1985 ; Campbell et al., 1988 ; James et al., 1995 ; Charlou et al., 1996bc). Malgré une variabilité compositionnelle parfois importante, les fluides émis par les fumeurs noirs sont le plus souvent enrichis en métaux dissous comme le Fe, Zn, Mn (quelques mol.L⁻¹), ainsi qu'en gaz comme le H₂S et CO₂, à hauteur de quelques mmol.L⁻¹. Dans le cas des fumeurs blancs, rapidement évoqués dans la partie 2.1 de ce chapitre, les températures des fluides sont habituellement plus faibles (150-200°C) que celles mesurées sur les fumeurs noirs (300°C). De plus leur composition montre un enrichissement certain en calcium, silice, carbone, et barium étant à l'origine de la formation de complexes sulfatés et carbonatés (d'où la couleur claire caractéristique de ces cheminées). La composition particulière de ces fluides peut provenir à la fois d'un mélange important avec l'eau de mer, mais peut également être issue d'une séparation physique de la phase fluide lorsque celle-ci atteint la température d'ébullition : 400°C pour une pression de 300 Bar (Bischoff et Rosenbauer, 1984, 1989 ; Fournier, 1987 ; Goldfarb et Delaney, 1988 ; Butterfield et al., 1990 ; Alt, 1995).

2.3.2) Contexte ultrabasique

Comme cela a été rapidement évoqué dans la partie 1.3 de ce chapitre, certains champs hydrothermaux reposent sur un « bedrock » constitué de péridotite, dont la composition peut présenter une variabilité importante entre les pôles olivine, enstatite, et clinopyroxène. Avant de

subir des processus d'altération, les péridotites océaniques sont essentiellement composées de dunites, harzburgites et lherzolites (Bach et al., 2004 ; Kelemen et al., 2004 ; Paulick et al., 2006) dont la teneur modale en clinopyroxène n'excède généralement pas 20% sur la MAR (Bonatti et al., 1970, 1971, 1983 ; Obata et Thompson, 1981 ; Godard et al., 2008, 2009). Voir figure 6.

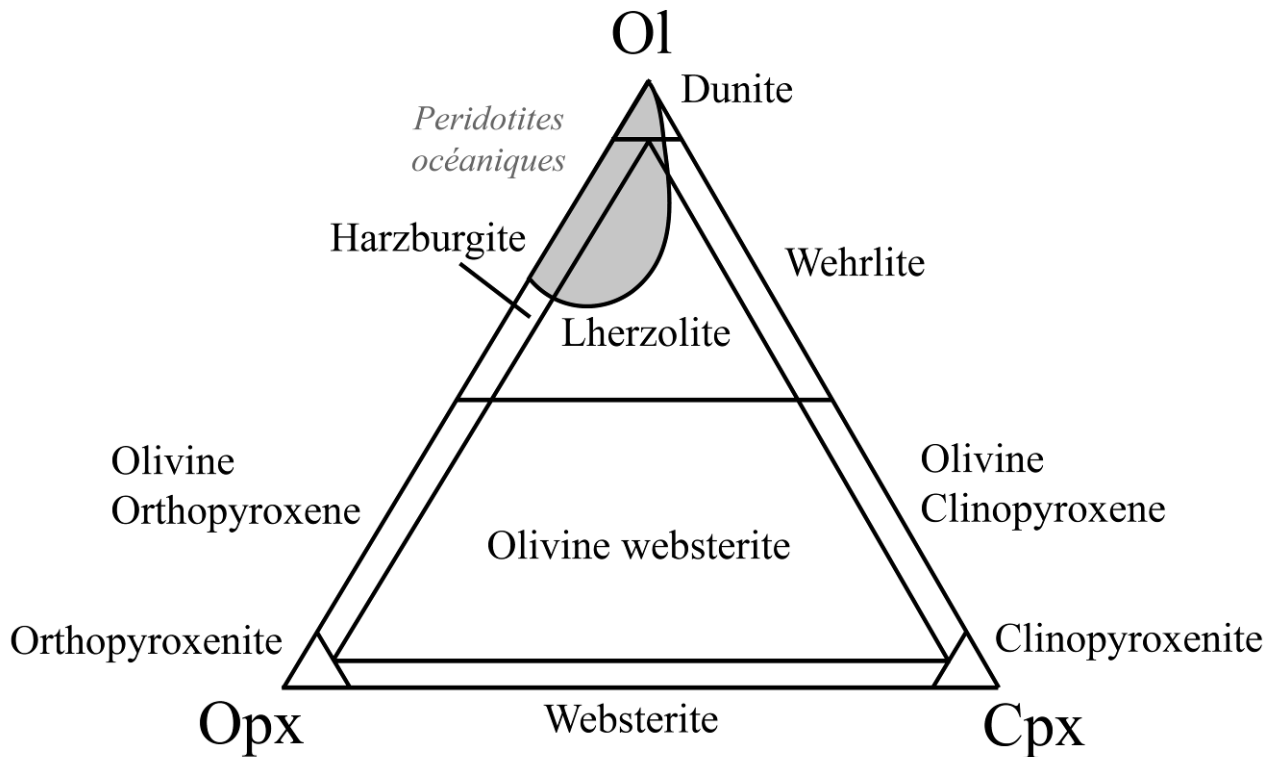


Figure 6 : Composition des péridotites océaniques (zone grisée) dans un diagramme ternaire olivine/opx/cpx, d'après Allen et Seyfried (2003).

Les échantillons de péridotite récupérés lors de dragages et forages le long de la MAR ont généralement subi des processus de serpentinisation plus ou moins avancés, dans des conditions de températures variées (Miyashiro et al., 1970 ; Wicks and Whittaker, 1977 ; Komor et al., 1985 ; Janecky and Seyfried, 1986 ; O'Hanley, 1996 ; Bach et al., 2004 ; Paulick et al., 2006). Actuellement, nous connaissons sept principaux systèmes hydrothermaux ultrabasiques, dont la plupart sont situés sur la dorsale médio-atlantique (Batuev et al., 1994 ; German et al., 1996 ; Donval et al., 1997 ; FLORES Cruise Report 1998 ; IRIS Cruise Report 2001 ; Kelley et al., 2001 ; SEAHMA Cruise Report 2003). Parmi ces systèmes, on distingue deux types de champs hydrothermaux :

- Des systèmes de basses températures : Saldanha (36°34' N), Menez Hom (37°8' N), Lost City (30° N), situés sur la MAR, ainsi que le « Prony needle » (« Aiguille de prony » en Nouvelle-Calédonie) située à des profondeurs beaucoup plus faibles.
- Des systèmes de hautes températures : Logatchev (14°45' N), Rainbow (36°14' N), et Ashadze (12°58' N). Ce dernier, découvert récemment (2003) et donc moins connu, ne sera donc pas étudié en détail dans cette thèse (Ondreas et al., 2007).

Dans cette étude, notre intérêt se portera donc sur les systèmes de hautes températures de Rainbow et Logatchev dans lesquels des concentrations élevées en hydrogène et en méthane ont été mesurées.

2.3.2.1) Site hydrothermal « Rainbow »

Le champ hydrothermal Rainbow est situé au sud de l'archipel des Açores (36°14' N–33°53' W) à une profondeur moyenne de 2300 m (Figure 7). Il est placé à l'intersection d'une faille qui décale les parties nord et sud du segment AMAR. Sa présence a été suspectée à la suite d'anomalies en ^3He , Mn, et CH_4 mesurées dans des fluides collectés entre 150 et 500 m au dessus du plancher océanique (Charlou et al., 1996a ; German et al., 1996 ; German et al., 1998). La première observation directe a été réalisée l'année suivante à bord du *Nautile*, sous-marin utilisé lors de la campagne scientifique FLORES (Barriga et al., 1997 ; Fouquet et al., 1997). Les fumeurs actifs sont situés sur des roches ultrabasiques présentant une pente de 20° à vergence ouest. Ils recouvrent une zone rectangulaire d'environ 300 m de longueur dans la direction E-W sur 100 m de largeur (direction N-S) (Figure 7). La partie ouest du champ hydrothermal est caractérisée par une faille normale formant un mur de 25 m de hauteur qui offre la possibilité d'observer directement les serpentinites (principalement composée de la lizardite et magnétite) ainsi que le stockwerk (*stockwork* en anglais) sous-jacent (Marques et al., 2006). Celui-ci est constitué de veines de sulfures qui recoupent des serpentinites recristallisées (chrysotile). En dessous des fumeurs, les sulfures massifs laissent place à des dépôts non silicatés qui sont recoupés par des veines riches en minéraux sulfurés tels que la pyrite (FeS_2) et la calcopyrite (CuFeS_2). La structure interne du site reste mal connue en raison de l'absence de forages effectués et/ou de données sismiques récoltées.

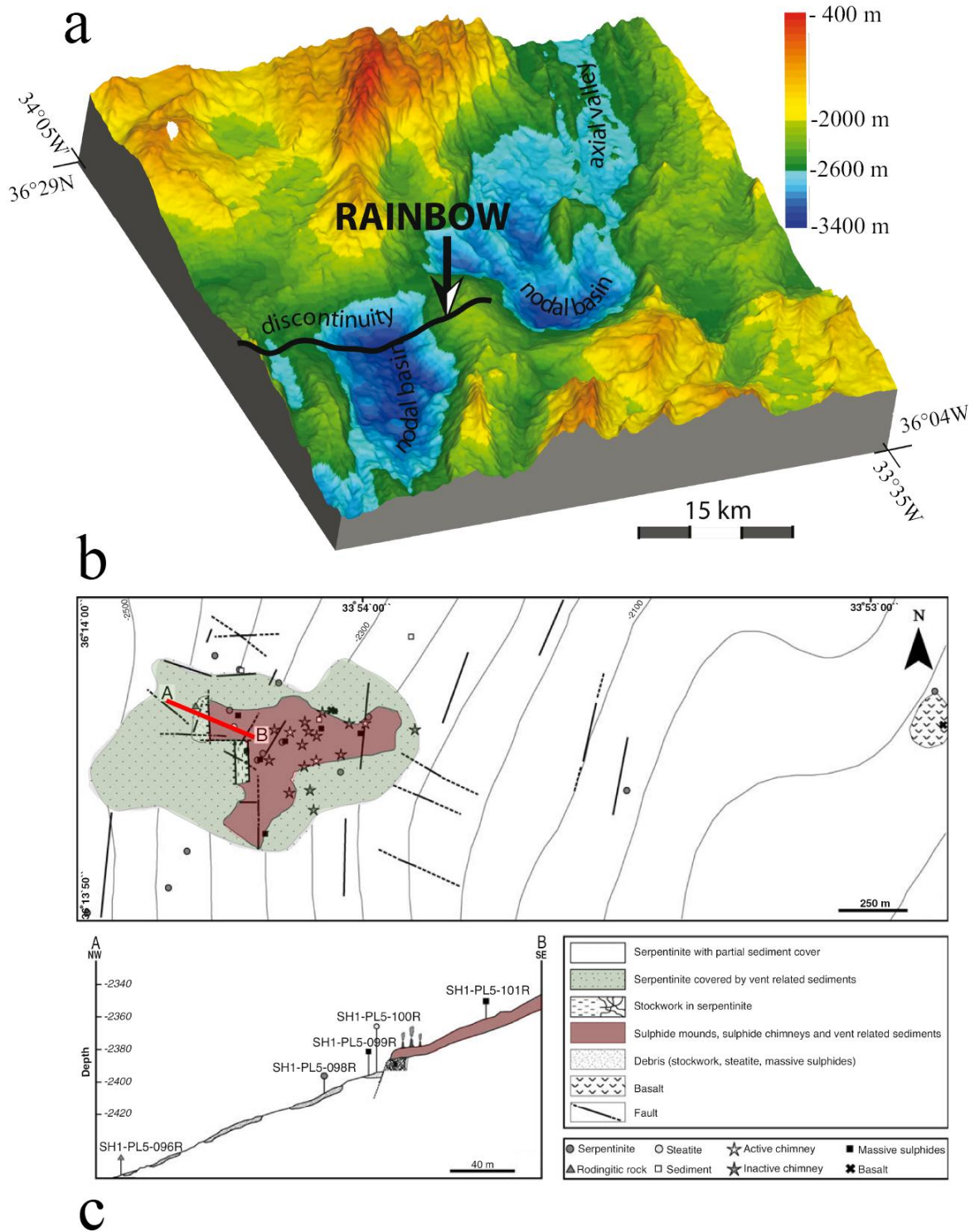
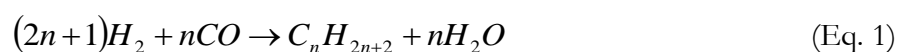


Figure 7 : (a) Carte bathymétrique du site hydrothermal Rainbow (d'après Cannat et al., 1999). Le site est situé à proximité d'un bassin nodal, à 2300 m de profondeur. (b) Carte géologique simplifiée montrant l'extension du site actif sur le fond océanique. (c) Coupe géologique traversant le champ de fumeurs (d'après Marques et al., 2006).

Le champ hydrothermal est lui-même composé d'une dizaine de fumeurs actifs (Charlou et al., 2002). A l'instar des cheminées situées en contexte basaltique, les fumeurs sont formés d'oxydes et de sulfures enrichis en Cu, Co, et Zn. En revanche, et contrairement à ces premiers, ils possèdent des concentrations élevées en nickel. En parallèle, les fluides collectés présentent des températures très élevées (jusqu'à 375°C), des pH très acides (2.8), et des concentrations faibles en silice (6.9 mM) si on les compare aux systèmes situés en contexte basaltique dont les teneurs en Si sont proches de 20 mM (Von Damm et al., 1985; Campbell et al., 1988 ; Von Damm, 1998). Les concentrations de magnésium sont encore plus faibles puisqu'elles sont considérées comme nulles. La détection du magnésium offre ainsi la possibilité de quantifier la contamination en eau de mer (Charlou et al., 2002). Les analyses ont également mis en évidence des concentrations en métaux (Mn, Fe, Co, Ni) et en éléments rares (REE pour Rare Earth Element) qui sont parmi les plus élevées jamais mesurées sur la dorsale Atlantique (Donval et al., 1997 ; Douville et al., 1997, 2002). Les spectres de terre rares révèlent des anomalies très positives en *Light Rare Earth Element* (LREE), ainsi qu'en Europium, en comparaison des compositions de fluides mesurées sur d'autres sites hydrothermaux situés en contexte basaltique, ou ultramafique comme Logatchev (Douville et al., 2002). Ces anomalies sont interprétées par ces auteurs comme le résultat d'une séparation de phases fluides s'initialisant dans des conditions de pression et température élevées. En effet, l'ébullition suivie du passage des fluides en état supercritique ($T > 400$ °C) favorisent la formation de vapeur d'un côté, et de saumures denses enrichis en chlore et sodium de l'autre. L'existence de ces saumures sur Rainbow est, par ailleurs, confirmée par des concentrations en chlore très élevées (750 mM), supérieures à celles de l'eau de mer (550 mM). L'abondance de cet élément favorise ainsi la formation de complexes qui peuvent fractionner les terres rares légers et lourds (HREE pour Heavy Rare Earth Element) de manière disymétrique (Ding et Seyfried, 1992 ; Haas et al., 1995 ; Shmulovich et al., 1999). Enfin, les mesures effectuées en chromatographie sur les gaz et les liquides récoltés ont révélées des concentrations inhabituellement fortes en H₂ (16 mM) et CH₄ (2.5 mM) qui sont associées aux réactions de serpentinisation (Charlou et al., 2002). En particulier, le méthane se forme par l'association de l'hydrogène avec des atomes de carbones lors de réactions de type « Fischer-Tropsch » (Kelley et Früh-Green, 1999 ; Holm et Charlou, 2001 ; Charlou et al., 2002 ; Sherwood et al., 2002 ; Foustoukos et Seyfried, 2004 ; McCollom et Seewald, 2006) décrites comme il suit :



Dans ce type de système hydrothermal, le carbone est fourni par le CO₂ issu de l'activité volcanique de la dorsale. Enfin, il est important de signaler que les fluides de Rainbow, analysés à de nombreuses reprises sur une période de 10 ans, ne montrent pas de changements significatifs de composition au cours du temps (Schmidt et al., 2007).

2.3.2.1) Site hydrothermal « Logatchev »

Le site Logatchev, situé bien plus au sud sur la MAR (14°45'N and 44°58' W), est localisé à une profondeur de 3000 m. Il a été découvert lors d'une expédition Russe en 1993-1994 (Bogdanov et al., 1995 ; Krasnov et al., 1995) sur une zone de fractures.

Les roches récupérées autour du site sont essentiellement constituées de péridotites et de gabbros (Cannat et al., 1992, 1995 ; Cannat, 1996 ; Bach et al., 2006 ; Paulick et al., 2006, Petersen et al., 2009). Les forages effectués lors de la campagne *ODP Leg 209* ont permis de mettre en évidence la présence de magnetite et de serpentine liées à l'altération de roche ultrabasiques. Ces premiers ont également révélé l'existence de tremolite et de talc, qui sont le plus souvent des produits résultant de l'altération de roches plus siliceuses et calciques comme le gabbro.

Le champ actif s'étend sur une longueur de 800 m suivant l'axe NW-SE, et 400 m suivant l'axe NE-SW (voir la carte présentée sur la figure 8). Il est parcouru par six zones actives de fumeurs noirs dont les températures de fluides, s'étalent sur une gamme allant de 175°C sur le site IRINA II, à 350°C sur le site B (Douville et al., 2002 ; Schmidt et al., 2007). Le site possède trois principaux groupements de fumeurs qui forment six sites actifs. En termes de température et composition, les fluides prélevés sur Logatchev présentent d'importantes similitudes avec ceux collectés sur Rainbow. Les solutions mesurées possèdent notamment des concentrations très faibles en silice (8.2-8.6 mM). De la même manière, la serpentinisation des péridotites se manifeste par des concentrations en H₂ (12-19 mM) et CH₄ (2.1-3.5 mM) élevées. Cependant, et contrairement à Rainbow, la composition des fluides semble légèrement évoluer entre 1996 et 2005 (Schmidt et al., 2007). De plus, les teneurs en chlore sont plus faibles que celles de l'eau de mer. Il n'est donc pas possible de mettre en évidence une éventuelle séparation de phase. Les teneurs en Cu, Co, Fe, Zn et LREE sont d'ailleurs assez faible, ce qui est en accord avec l'absence de complexation avec le chlore.

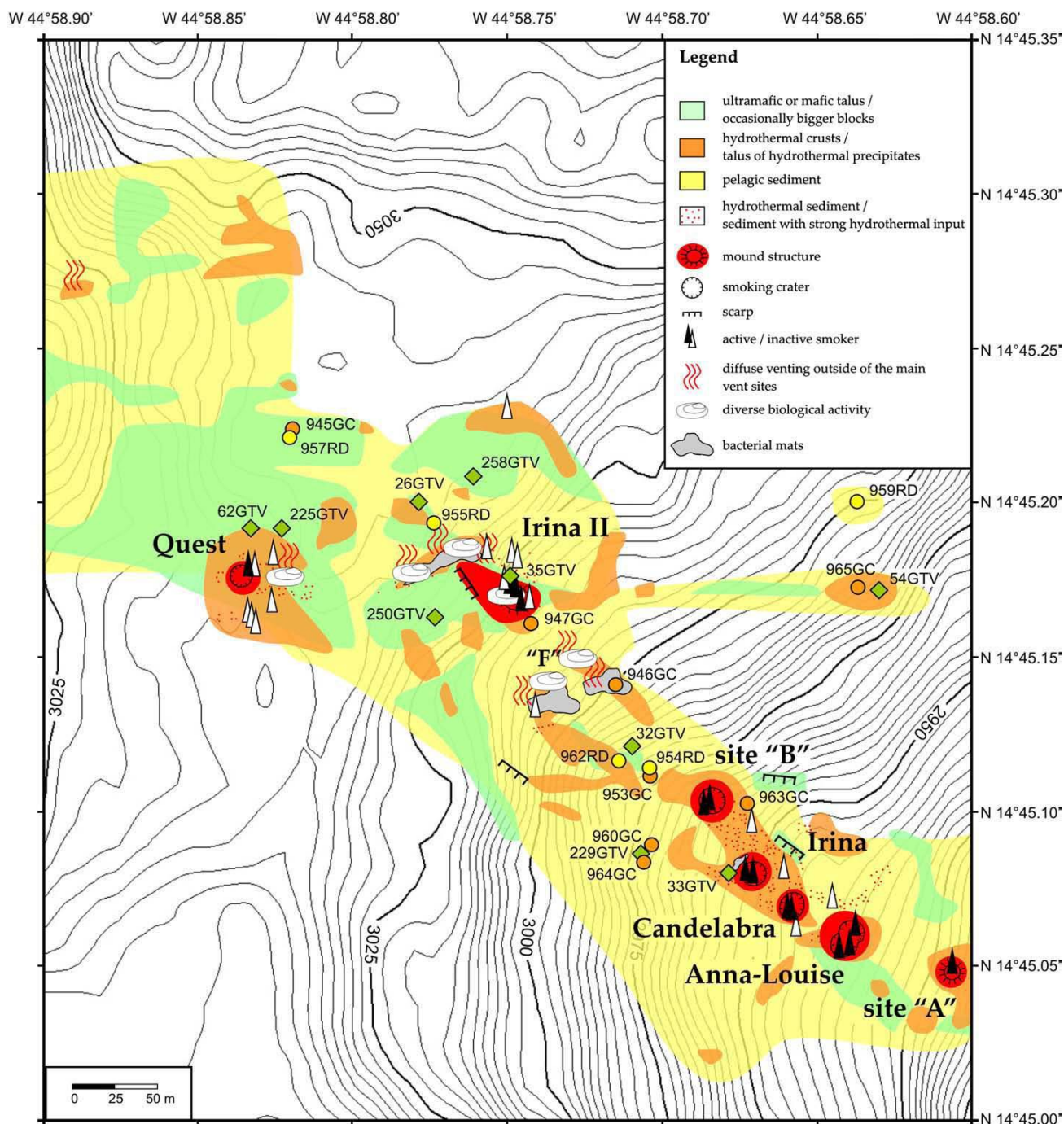


Figure 8 : Carte bathymétrique du site hydrothermal Logatchev, d'après Petersen et al. (2009). Les zones rouges représentent les dépôts de sulfures, alors que les triangles noirs indiquent la présence de fumeurs actifs.

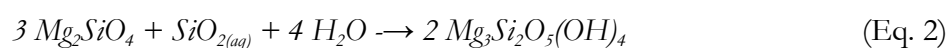
2.3.2.3) Cas particulier du site « Lost City »

Le champ hydrothermal Lost City se situe sur la MAR, à 30°N et à 700 m de profondeur. Il constitue un cas très particulier, donc exceptionnel, de site hydrothermal localisé en contexte ultrabasique. Contrairement à Rainbow et Logatchev, il ne se trouve pas à l'aplomb de la dorsale mais en est distant d'environ 15 km (Kelley et al., 2001). L'éloignement de la source de chaleur (chambre magmatique) explique les températures assez basses (entre 50 et 70°C) mesurées sur ces fumeurs. Cela lui confère une chimie très singulière, caractérisée par des fluides très alcalins, riches en sulfate et magnésium, qui présentent des pH très basiques (8-9) comparés à ceux, acides, de Rainbow et Logatchev. Ainsi, les cheminées hydrothermales de Lost City ne sont pas constituées de sulfures et oxydes sombres, mais plutôt de carbonates (calcite, aragonite) et brucite leur donnant un aspect très clair. La chimie très particulière de ce site n'a pas été étudiée au cours de cette thèse.

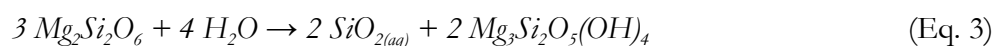
3) SERPENTINISATION ET PRODUCTION D'HYDROGÈNE

3.1) Introduction

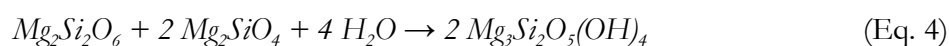
L'intérêt suscité par la découverte de Rainbow et Logatchev réside essentiellement dans les grandes quantités d'hydrogène et d'hydrocarbures (CH_4 , C_2H_6 , etc.) détectées dans les fluides collectés à la sortie des événements hydrothermaux. La formation de ces composés est directement liée à la transformation de l'olivine et du pyroxène, initialement présent dans la péridotite, en minéraux secondaires tels que la serpentine et les oxydes de fer (Moody, 1976 ; Frost, 1985 ; Janecky et Seyfried, 1986). Les réactions de serpentinisation des pôles magnésiens de l'olivine et du pyroxène s'écrivent respectivement :



et

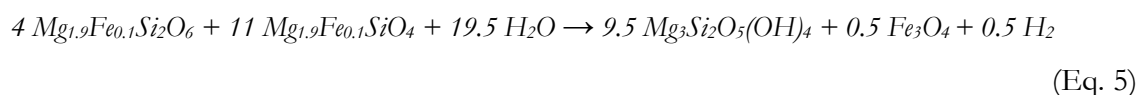


Dans le cas de l'hydrolyse de l'olivine, un apport en silice est nécessaire pour former de la serpentine alors que dans le cas de la dissolution du pyroxène, la réaction impose la formation de silice en plus de la serpentine. Il apparaît alors possible de cristalliser uniquement de la serpentine à partir d'un assemblage minéralogique bien défini et constitué d'olivine et de pyroxène. C'est le cas lors de la dissolution simultanée de 2/3 d'olivine et 1/3 de pyroxène :



On note que dans ce cas précis, la réaction ne produit pas d'hydrogène car aucun élément n'est susceptible de s'oxyder, et n'entraîne donc pas l'hydrolyse d'une molécule d'eau. Des études expérimentales (Allen et Seyfried, 2003 ; Allen et Seyfried, 2004 ; Seyfried et al., 2007) ainsi que des calculs thermodynamiques (McCollom et Seewald, 2001, 2003, 2007 ; McCollom et Bach,

2009 ; Palandri et Reed, 2004 ; Sleep et al., 2004 ; Klein et al., 2009) montrent que la production d'hydrogène dans ce type de contexte est liée à la cristallisation d'oxydes de fer, eux-mêmes issus de la dissolution de minéraux silicatés contenant du fer. En première approximation, la réaction correspondante peut s'écrire de la manière suivante :



L'apparente simplicité de cette réaction ne doit cependant pas faire oublier que la production d'H₂ associée à l'altération de péridotite est dépendante de nombreux paramètres tels que la quantité de Fe, de Si, et de Ca dans les roches ultrabasiques, du rapport eau/roche, ainsi que des conditions P-T. Malheureusement, ces paramètres sont difficilement contraints dans le milieu naturel. En effet, les gradients de températures et les déséquilibres chimiques observés dans les systèmes hydrothermaux naturels rendent la compréhension des processus d'altération assez difficile. C'est pourquoi des études expérimentales, couplées à des modélisations numériques, ont été réalisées afin de déterminer -au mieux- les conditions idéales permettant de produire de grandes quantités d'hydrogène. Ces études font l'objet d'une synthèse dans les deux sous-chapitres suivants.

3.2) Synthèse des études expérimentales

L'étude de Seyfried et Dibble (1980) constitue l'un des tous premiers essais d'altération hydrothermale de péridotite en laboratoire. Cette expérience a été réalisée en autoclave, à 300°C, 500 bar avec un rapport eau/roche égal à 20. Les auteurs se sont spécialement intéressés à la composition et l'évolution des solutions aqueuses, sans cependant mettre en évidence une production particulière d'hydrogène. Cette étude sert de précurseur à de nombreuses expériences similaires réalisées ultérieurement.

Par exemple, Berndt et al. (1996) sont parmi les premiers à s'intéresser à la production d'hydrogène associée à ce type de contexte. Ils ont réalisé un grand nombre d'expériences dans des capsules composées d'un alliage or/titane, sur une large gamme de pressions (277-397 bar) et températures (399-450°C). Cette expérience leur a permis de déterminer les facteurs contrôlant le fractionnement isotopique de l'hydrogène lors des séparations de phases (vapeur/saumure) qui