

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	53 (1973)
Heft:	3
Artikel:	Soubassement des dorsales volcaniques océaniques : modèle de réseau magmatique composite
Autor:	Loubat, H.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-41388

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Soubassement des dorsales volcaniques océaniques

Modèle de réseau magmatique composite

Par *H. Loubat* (Ontario, Canada)*)

Avec 5 figures dans le texte et 2 planches hors-texte

Résumé

Inspiré par les résultats de dragages sous-marins près des dorsales et par les propriétés de massifs ophiolitiques alpinotypes, un modèle de réseau magmatique est présenté: il est composé de chambres de dimensions variables, communiquant entre elles par des conduits étroits. Dykes et sills sont considérés comme étrangers à ce réseau permanent. Quatre zones peuvent se reconnaître sous l'axe dorsal, à des profondeurs n'excédant pas 15 km: a) un réseau de fusion partielle, où les fluides ascendants migrent au long de fissures très diffuses, b) un réseau de drainage, où ces fissures deviennent plus larges et où les épontes sont constituées de reliquats en voie de déformation et recristallisation, c) un réseau d'accumulation, où les cristallisations fractionnées dans des chambres plus vastes produisent des masses rubanées. Ces dernières peuvent être englouties et recyclées dans le réseau de fusion partielle; enfin d) un réseau à l'état de relique atteignant le front peu profond de serpentinitisation, et où la différenciation est très poussée. Les propriétés de ce réseau composite se compliquent latéralement par un diapirisme «oblique» de segments serpentinisés, et suggèrent un découplage mécanique entre les mouvements superficiels du fond océanique et ceux des niveaux plus profonds.

Abstract

Results derived from the study of material dredged near oceanic ridges and the examination of ophiolite complexes suggest a type of composite "magmatic lattice" as a model for the zones underlying the axis of volcanic submarine ridges down to a depth of 15 km. This "magmatic lattice" is defined as a set of multiple magma chambers of various dimensions connected through narrow contorted channels. Dikes and shallow sills are not considered to be a part of the permanently active system. Four subdivisions are proposed for this "lattice": a) a "partial melting lattice" characterized by fluids ascending along very tenuous and diffuse fissures, b) a "drainage lattice" where fluids migrate along larger channels through a refractory material which is mechanically deformed and recrystallized during the process, c) an "accumulation lattice" where large magmatic chambers enable fractionate crystallization and the layering of basic and

*) Adresse de l'auteur: Dr H. Loubat, Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal 101, Canada.

ultramafic varieties. These last solidified masses could be subsequently engulfed in the "partial melting lattice", and recycled. d) A "relic lattice" which may overlap the shallow oblique serpentization zone and where magmatic differentiation is extreme. A process of "oblique diapirism" is suggested for ascending serpentinite lenses which contributes to a decoupling between the oceanic floor spreading near the ridge and deeper mechanical processes.

INTRODUCTION

Dans le domaine que concerne la discussion présentée ici, une première série d'informations provient évidemment de dragages de roches intrusives sur les dorsales. Or, parmi d'autres collections, l'ensemble de spécimens dragués par l'Institut Océanographique Canadien sur la dorsale médio-atlantique (45° lat. N) comporte une très grande variété de péridotites grenues serpentiniées, où se rencontrent des structures d'accumulation plus ou moins intactes au côté de structures très laminées et recristallisées (AUMENTO et LOUBAT, 1971). Les «cumulats» posent immédiatement le problème de l'existence de chambres magmatiques à parois stables, dans des régions que l'on peut supposer presque continuellement mobiles et physiquement bouleversées. Il est également surprenant de prime abord de constater que toutes les déformations et structures d'origine mécanique qui se rencontrent sur le terrain dans les zones ultramafiques des massifs ophiolitiques dits alpins semblent déjà constituées sur les dorsales océaniques, à proximité du lieu de genèse des ensembles ophiolitiques. Signalons que tous les spécimens ultramafiques dragués sont dénués de gangue basaltique, qu'ils sont plus ou moins enrobés d'une croûte manganésifère, et qu'il est donc peu probable qu'ils aient été transportés à l'état d'enclaves. Si l'on considère les dragages effectués sur la dorsale atlantique (45° lat. N), il faut noter aussi l'absence de fracture transverse majeure : il n'est donc pas facile d'expliquer la présence de blocs péridotitiques sur le fond océanique, ni leurs structures cataclastiques, par l'intervention de grandes «failles transformantes». (Signalons pourtant la possibilité de quelques anomalies et «décrochements» mineurs dans la région étudiée par l'Inst. Océan. Canadien – voir KASAMEYER, VON HERZEN et SIMMONS, 1972.)

Les remarques qui suivent sont aussi inspirées par les caractéristiques de très nombreux massifs ophiolitiques des Alpes occidentales, de Californie, d'Oregon et de Turquie où JUTEAU (1970) a été conduit à des conclusions proches des nôtres. Pour nous, ici, le terme «ophiolitique» désignera des ensembles d'origine magmatique présentant des indices raisonnablement acceptables de mise en place dans un contexte sous-marin¹). Nous porterons particulièrement notre attention sur le très grand nombre de massifs se suc-

¹⁾ L'auteur adhère à la définition des ophiolites proposée en 1972, à la GSA Penrose Conference (Sept. 14–24), voir «Geotimes» Décembre 1972.

cédant en chaînons le long des ceintures orogéniques, et qui souvent n'ont chacun qu'une surface limitée; or ils présentent cette caractéristique d'offrir souvent dans un périmètre assez réduit (quelques km² parfois) une gamme extrêmement variée de roches et de structures. Dans chacun de ces massifs, les types ophiolitiques se répartissent en petites unités enchevêtrées et de contours indécis. Ces complications géométriques sont quelquefois attribuées aux bouleversements orogéniques eux-mêmes. Pourtant, cette complexité sur le terrain nous semble correspondre à la très grande variété de spécimens dragués dans un périmètre sous-marin relativement restreint, à proximité des dorsales.

Nous désirons écarter de cette courte discussion le cas des très grands volcans océaniques tels que les îles Hawaii, dont les laves contiennent néanmoins nombre d'enclaves (non serpentinisées!) apparentées aux variétés et structures ophiolitiques grenues. Nous écarterons aussi pour le moment des régions telles que l'Islande, où la puissance des séries volcaniques est exceptionnelle et ne constitue pas un modèle moyen de dorsale sous-marine. Cependant la structure de vastes massifs tels que le Troodos et le Vourinos ne s'oppose pas au modèle proposé ici.

Nous porterons notre attention sur le soubassement de la zone volcanique axiale des dorsales, parfois caractérisée par une vallée médiane, nous tenant à des niveaux assez superficiels, ne dépassant pas 15 km de profondeur sous le niveau de la mer. Cette profondeur nous est suggérée par la largeur moyenne de la vallée axiale dans l'Atlantique (10 à 30 km) et par les dimensions de très nombreux massifs ophiolitiques alpinotypes.

Dans le cadre de la «tectonique des plaques» nous sommes ici dans la zone d'accrétion épidermique des «plaques» océaniques. Il est séduisant de tenter une corrélation entre le bâti ophiolitique classique et un modèle profond des dorsales océaniques, comme l'a fait JUTEAU (1970) s'appuyant sur les profils classiques de TALWANI, LE PICHON et EWING (1965). Ces derniers, à partir de données gravimétriques, et en accord avec les mesures sismiques, ont postulé la présence d'un manteau dit «anormal» (densité: de 3,05 à 3,20) atteignant son extension horizontale maximum à une profondeur de 20 km sous la surface de l'océan (Fig. 1, A). Or, des résultats sismiques plus récents dans l'Atlantique (KEEN et TRAMONTINI, 1970), conduisent à un profil différent (Fig. 1, B). Ici aussi, la zone sous-jacente de la dorsale se caractérise par un manteau à densité inférieure à celle du manteau s'étendant latéralement. Par analogie avec l'expression formulée par TALWANI et al., et bien que KEEN et TRAMONTINI n'usent pas de ce terme, nous utiliserons toujours ici l'expression de «manteau anormal» pour désigner le milieu profond sous l'axe dorsal. Le schéma de KEEN et TRAMONTINI offre l'avantage de pouvoir envisager un lien entre le manteau anormal sous les dorsales et la couche à moindre vitesse sismique («low velocity layer»). De plus ce dernier profil nous permet d'envisager une

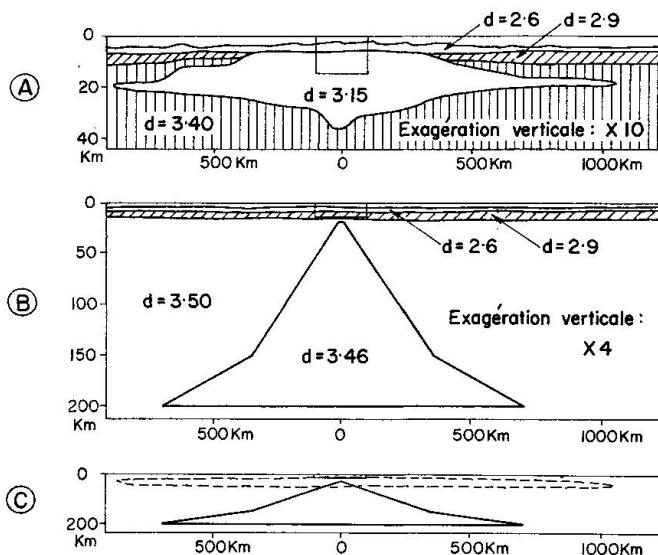


Fig. 1. (A) Profil de la dorsale médio-atlantique (modèle 1) selon TALWANI et al. (1965). Notre fig. 2 occupe le rectangle visible au centre, à profondeur faible. (B) Profil de la dorsale médio-atlantique selon KEEN et TRAMONTINI (1970). Par analogie avec la terminologie de TALWANI et al. (1965) nous désignerons ici également par «manteau anormal» la zone de moindre densité du manteau. (C) Profils précédents, les proportions étant respectées.

inclinaison des lignes isothermes plus conforme aux mesures du flux de chaleur dans les océans, si, comme nous le faisons plus bas, nous considérons le manteau dit «anormal» comme une région où s'opèrent des fusions partielles.

UN RESEAU MAGMATIQUE COMPLEXE

Il semble que le soubassement des dorsales volcaniques océaniques se caractérise par l'existence d'un «réseau» constitué de multiples chambres magmatiques de dimensions modérées, de formes irrégulières, communiquant presque toutes entre elles par des conduits ténus et contournés. L'échelle de dimension des chambres va du m à la centaine de m. Les conduits de communication sont, pour leur part, beaucoup plus ténus et diffus, de l'ordre du mm à celui du m.

Nous n'incluons pas dans la définition de ce réseau magmatique les faisceaux de dykes nourriciers d'épanchements en surface, ni les sills peu profonds: ces deux éléments ont avec les roches encaissantes des surfaces de contact franches et souvent planes: ils correspondent à des fissures ouvertes momentanément sous l'effet de ruptures soudaines, et parcourues rapidement par le magma. Ces fissures, selon nous, se superposent occasionnellement et brutalement au réseau magmatique *permanent* défini ci-dessus, tout en affectant évidemment sa géométrie et la composition des fluides emmagasinés.

En fait, malgré la restriction précédente concernant dykes et sills, ce réseau magmatique correspond plus ou moins à l'idée quasi unanime que l'on s'est faite sur les structures volcaniques profondes et intermédiaires, et ressemble finalement à de nombreux profils déjà publiés (par exemple: GREEN, 1971). Seule, l'échelle des profondeurs varie d'un auteur à l'autre. Pourtant la complexité et le désordre apparents qui caractérisent les affleurements péridotitiques grenus nous invitent à disséquer davantage ce modèle de réseau, et à proposer au géologue de terrain un modèle un peu plus précis, qu'il pourra mettre à l'épreuve des analyses pétrographiques, structurales et géochimiques.

Le réseau magmatique semble pouvoir se subdiviser en quatre réseaux composants plus ou moins enchevêtrés dans la nature, mais qui sont représentés idéalement sur le profil de la fig. 2: un réseau de fusion partielle, un réseau de drainage, un réseau d'accumulation et un réseau à l'état de relique.

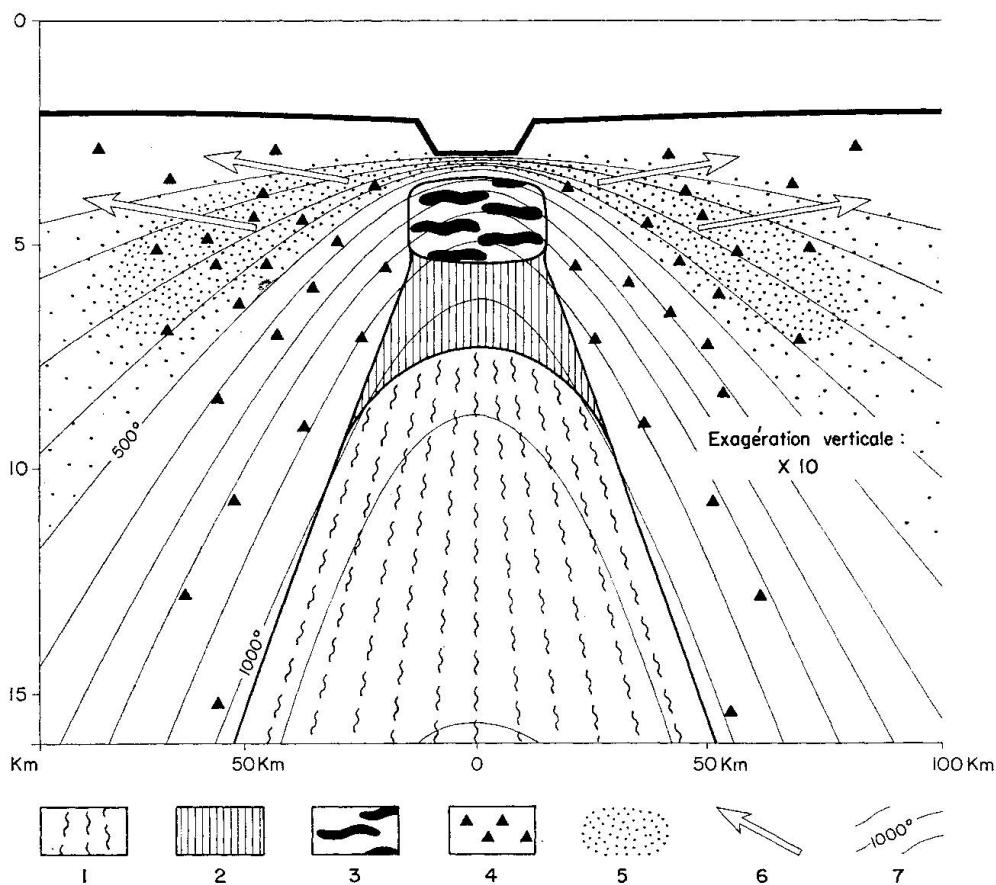


Fig. 2. Modèle simplifié de «réseau magmatique» océanique. (1): réseau de fusion partielle. (2): réseau de drainage. (3): réseau d'accumulation. (4): réseau relique. (5): zone de serpentinitisation. (6): «Diapirisme oblique». (7): profil des isothermes. Les dykes et sills peu profonds ont été omis, comme ne faisant pas partie du «réseau magmatique permanent». Le relief sous-marin est négligé, sauf la vallée axiale. Les différents réseaux composants sont supposés se «télescoper», dans la nature.

1. Le réseau de fusion partielle

La fusion partielle de roches ultramafiques profondes semble pouvoir être légitimement considérée comme le processus génétique des magmas océaniques. Qu'il s'agisse de variétés de pyrolite selon GREEN et RINGWOOD (1963) ou de variétés lherzolitiques à grenats ou éclogitiques (ITO et KENNEDY, 1967; O'HARA, 1968a et b) les profondeurs envisagées pour cette fusion partielle dépassent le plus souvent la profondeur maximum de 10 à 15 km à laquelle nous nous limitons ici. Notons pourtant que des magmas tholéitiques saturés peuvent apparaître à des profondeurs faibles, dans une fusion facilitée ou ralentie selon la disponibilité variable des volatils (GREEN et RINGWOOD, 1967).

Dans tous les cas, en accord avec le modèle général d'isothermes relativement serrées et inclinées par rapport à l'horizontale, nous n'excluons pas la possibilité que des températures suffisantes à la fusion des composants les moins réfractaires soient atteintes à des profondeurs assez faibles sous l'axe dorsal, profondeurs faibles en comparaison des modèles théoriques fondés sur des échanges thermiques par conduction. Dans la zone des dorsales sous-marines, il nous semble que les migrations de fluides chauds (*convection sensu lato*) dominent les échanges thermiques, surtout aux niveaux où les fluides migrent le long de fissures diffuses.

Des études pétrographiques (BOUDIER et NICOLAS, 1972, et les travaux de l'école de Nantes), expérimentales et théoriques (BOYD, ENGLAND et DAVIS, 1964; GREEN et RINGWOOD, 1967; O'HARA, 1968a et b) tendent à confirmer que des péridotites variées se voient progressivement dépourvues de leurs feldspaths, de leurs clino- et orthopyroxènes, laissant finalement une dunite comme reliquat («restat») ultime. Cette fusion partielle nous paraît pouvoir se localiser dans la partie supérieure (et peut-être la totalité!) du «manteau anormal», et suivre approximativement le profil des isothermes, se rapprochant de la surface sous l'axe des dorsales. C'est sous forme de films fluides à haute température, entre les grains solides, et d'un réseau très diffus de fissures discrètes, que les produits de la fusion circulent entre les grains péridotiques et progressent vers le haut par un effet de filtrage sous pression (REAY et HARRIS, 1964). Il est possible que des fluides d'origine plus profonde, à très haute température, issus peut-être eux-mêmes déjà d'un processus de fusion partielle, élèvent considérablement les températures à profondeur intermédiaire, et déclanchent le phénomène de fusion.

Les volumes rocheux ainsi en cours de fusion nous paraissent pouvoir être de deux origines très différentes, qui peuvent se rencontrer en des positions voisines: soit des segments ultramafiques appartenant au manteau supérieur dont la nature et l'origine ne sont pas discutées ici, soit des masses différencierées par cristallisation fractionnée, rubanées, avec structures d'accumulation, qui se sont formées à profondeur plus faible dans le domaine du «réseau d'ac-

mulation» que nous décrirons ci-dessous, et qui se sont enfoncées un peu plus profondément dans les régions à haute température du «réseau de fusion partielle». En effet, cet engloutissement de masses solides différencierées (avec rubanements gabbroïques, anorthositiques et péricratitiques, et pourvues occasionnellement d'amphiboles) nous paraît probable étant donné la désagrégation et l'état de déséquilibre mécanique du milieu de fusion partielle, dont, d'ailleurs, le volume solide décroît. Ce dernier milieu, plus profond, constitue normalement un «socle» instable et meuble propice à l'enfoncement de masses consolidées à moindre profondeur.

Les caractéristiques physiques du réseau de fusion partielle nous paraissent pouvoir être localement celles d'un sable grossier à grains péricratitiques, imbibé d'un fluide dont la viscosité serait celle d'un magma dioritique ou gabbroïque.

Fluides à haute température migrant de façon très diffuse, manque de cohésion mécanique, volume solide tendant à diminuer, telles nous semblent les caractéristiques de ce milieu, dont les propriétés pourraient répondre de celles du manteau «anormal» des géophysiciens.

2. Le réseau de drainage

BOUDIER (1972) et BOUDIER et NICOLAS (1972) ont bien montré, dans le massif de Lanzo, que des produits de fusion partielle parcourent des chenaux ténus et convergent vers des filons de dimensions plus importantes (de l'ordre du dm ou du m) et dont les surfaces de contact avec les reliquats péricratitiques deviennent francs²⁾. Parmi les spécimens serpentinisés (souvent d'origine dunite) dragués sur la dorsale atlantique, on note des structures analogues très fréquentes, où les chenaux microscopiques convergent vers des filonnets plus larges, contournés, occupés à présent par un agrégat blanc, rodingitique (AUMENTO et LOUBAT, 1971). (Photo 3.) Ces observations faites sur des surfaces petites rendent un peu théorique, dans un modèle de dimension régionale, une subdivision entre le réseau de fusion partielle et un réseau magmatique de drainage, tous deux certainement très étroitement imbriqués. Pourtant il nous semble prometteur pour interpréter le travail de terrain, de distinguer idéalement ces deux domaines. Le réseau de drainage *sensu stricto* répond aux caractères suivants: les conduits de migration de magmas dioritiques ou gabbroïques, quoique encore contournés, deviennent visibles à l'œil nu et atteignent la dimension du dm ou du m. Leurs épontes constituées de reliquats réfractaires, ont offert, au moment du passage des fluides, une cohésion mécanique nettement supérieure à celle du réseau de fusion partielle. A ce niveau, ces reliquats solides se réorganisent structuralement, la température restant élevée, et donnent les figures en plis, les foliations, les cicatrisations de phéno-

²⁾ La fusion partielle dans le massif de Lanzo est attribuée à des conditions tectoniques différentes de celles d'une dorsale volcanique.

clastes flexueux, les cristallisations de mosaïques périclithiques interstitielles. Tout comme dans le réseau de fusion partielle, il y a deux origines possibles pour les milieux solides de ce réseau : soit des reliquats réfractaires du manteau, soit des reliquats à partir de blocs différenciés, solidifiés à un niveau moins profond, et ensuite engloutis.

Les deux réseaux magmatiques évoqués ci-dessus occupent probablement un volume énorme, correspondant donc peut-être au manteau «anormal» des géophysiciens. Ils sont aptes à pourvoir longtemps aux basaltes et à leurs dérivés qui migrent par filtrage sous pression vers quelques centres volcaniques, le long de la «cicatrice» axiale. Au-dessous de cet axe les températures prévalant dans le réseau de fusion partielle, aux profondeurs considérées ici, sont élevées (sensiblement au-dessus de 1000° C), mais le gradient thermique est probablement faible, surtout si un certain équilibre et une certaine continuité se sont établis dans la migration des fluides chauds. Au niveau du réseau de drainage, le gradient de variation thermique s'accentue, et il atteindra une intensité maximum à l'approche et au niveau du réseau d'accumulation, qui est celui des interactions avec produits volatils et des cristallisations fractionnées.

3. Le réseau d'accumulation

De nombreux spécimens basiques et ultramafiques dragués dans les océans présentent des structures d'accumulation par gravité, intactes ou légèrement déformées (AUMENTO et LOUBAT, 1971; MELSON et THOMSON, 1970). Ces structures sont présentes dans les enclaves des laves tholéitiques des grands volcans hawaïiens (JACKSON, 1968), et se trouvent aussi dans les roches intrusives précoces de l'île de la Réunion (UPTON et WADSWORTH, 1972). Des rubanements et des «cumulats» ont été décrits aussi dans des massifs ophiolitiques alpins (BEZZI et PICCARDO, 1970). Il faut donc envisager des chambres magmatiques assez vastes et aux épontes assez stables pour permettre une cristallisation fractionnée et une différenciation gravifique (JACKSON, 1971).

Le réseau magmatique d'accumulation où s'opère cette différenciation se réduit à un domaine de volume total très faible par rapport aux immenses volumes occupés par les deux réseaux précédents qui l'alimentent. Mais ici les chambres magmatiques sont elles-mêmes vastes (quelques centaines de m, ou davantage), et, communiquant entre elles, sont situées à des profondeurs légèrement différentes de l'une à l'autre. Vers elles convergent les filons contournés du réseau de drainage.

Les épontes de ces chambres sont constituées vers les parties supérieures du réseau par des basaltes et diabases plus ou moins métamorphiques appartenant à l'édifice volcanique superficiel en partie effondré, et sont formées vers les parties inférieures du réseau par des masses dunitiques, reliquats solides de la fusion partielle, appartenant au réseau de drainage.

Etant à l'apex du système d'isothermes, ce réseau d'accumulation connaît un équilibre physico-chimique extrêmement délicat et instable, à cause des fluctuations des facteurs suivants: pressions totales et partielles influencées par les éruptions de surface, hydratation du milieu par infiltration, concentration des éléments volatils d'origine superficielle et profonde, et finalement un gradient thermique abrupt. Ces facteurs varient d'un point à l'autre des chambres, et d'une chambre à l'autre; leurs fluctuations favorisent les cristallisations fractionnées, et, localement, les formations de poches pegmatitiques à amphiboles (voir, par exemple, l'interprétation de IRVINE, 1967, à propos du complexe rubané de Duke Island, dont on ne sait s'il est permis de le considérer comme un massif ophiolitique, mais dont la chambre magmatique nous paraît comparable à celles que nous envisageons ici). La cristallisation des diorites ou gabbros avec amphiboles semble correspondre d'ailleurs aux conditions physico-chimiques de métamorphisme le plus avancé identifié avec certitude parmi les blocs basiques dragués, ces derniers provenant sans doute en partie des épontes diabasiques métamorphiques des chambres. Dans la partie inférieure des chambres les plus profondes s'accumulent les produits denses d'une cristallisation fractionnée, grains d'olivine, de chromite, dont les dépôts sont épais dans le cas de magmas à tendance picritique, et dont l'origine est alors une zone assez profonde du réseau de fusion partielle. La qualité du rubanement dépend des variables citées ci-dessus, des dimensions de la chambre et de sa stabilité.

Un caractère très important du réseau d'accumulation nous paraît être l'effet gravifique. Cet effet agit déjà discrètement dans la séparation des cristaux denses et leur accumulation vers le bas des chambres magmatiques. Mais le rôle des forces de gravité se manifeste surtout dans les mouvements descendants de vastes compartiments solides, aux niveaux supérieurs du réseau d'accumulation aussi bien que dans ses parties plus profondes: aux niveaux supérieurs, il arrive en effet que de soudaines ruptures mécaniques ouvrent pour le magma une fissure d'accès vers la surface (dyke), et provoquent un épanchement. Il peut en résulter l'effondrement des compartiments superficiels et la formation de la vallée axiale, par un mécanisme analogue à la formation présumée des calderas; ces effondrements correspondent probablement aux «essaims» de chocs sismiques peu profonds enregistrés en provenance des dorsales (FRANCIS et PORTER, 1972). Dans les parties plus profondes de ce réseau d'accumulation, les forces gravifiques jouent encore un rôle important: lors de l'engloutissement de vastes segments ultramafiques solidifiés, différenciés et rubanés, au sein des réseaux de drainage et de fusion partielle. Ces segments très denses, solidifiés au plancher des chambres magmatiques, peuvent occasionnellement reposer sur une zone devenue particulièrement peu cohérente des réseaux profonds où coexistent les fluides migrant vers le haut et les grains solides. Une rupture d'équilibre doit advenir assez fréquemment,

entraînant l'engloutissement évoqué plus haut. Ces masses «englouties» sont dès lors réincorporées dans le cycle de fusion fractionnée (COHEN, ITO et KENNEDY, 1967). Ceci peut expliquer le dragage de spécimens à structure d'accumulation affectés en plus d'une fusion partielle ultérieure, ainsi que la relative rareté des anorthosites draguées (certifiées comme non erratiques!), les lits feldspathiques ayant été refondus préférentiellement. Il ne nous paraît pas exclu que certains massifs ultramafiques bien rubanés, à paragenèse de grande profondeur, résultent d'une migmatisation et d'une recristallisation de masses basiques et ultramafiques formées au niveau peu profond décrit ici. (A ce sujet, voir la revue de O'HARA, 1967.) Notons enfin le rôle d'écran joué par le réseau d'accumulation, entre la surface et les réseaux sous-jacents. Nous pensons ainsi que, près de l'axe des dorsales (surtout dans les cas d'expansion latérale lente du fond océanique), les magmas, avant d'atteindre la surface par le canal des dykes, passent par un stade évolutif compliqué de différenciation et de remobilisation, que l'on pourrait d'une façon très imagée et imparfaite comparer à une distillation fractionnée complexe (ITO et KENNEDY, 1967; O'HARA, 1968 b). Ceci s'accorde avec la grande rareté d'inclusions grenues d'origine profonde dans les laves en coussins en général, ces inclusions n'ayant jamais l'occasion d'être transportées directement en surface, étant assimilées ou disloquées et sédimentées par gravité dans les chambres magmatiques (JACKSON, 1968, p. 147). Ajoutons la très grande probabilité d'interactions entre les épontes et le magma en voie de cristallisation fractionnée, telles que les «réactions d'épontes» («wall rock reactions») évoquées par GREEN et RINGWOOD (1967, p. 175 sqq).

4. Le réseau à l'état de relique

Nous sommes ici à l'écart de la zone axiale qui est sujette à une continue alimentation magmatique par le bas, et à de brusques communications avec la surface. Au contraire nous trouvons à présent un domaine stabilisé mécaniquement, où des poches magmatiques, des sills profonds, se trouvent presque totalement isolés, piégés dans des segments régionaux solidifiés. Dans ces chambres magmatiques contournées, assez rares et communiquant peu entre elles, une différenciation par gravité peut être poussée à l'extrême, des variétés granophyriques se formant au toit des poches magmatiques. Ainsi défini, le domaine du réseau relique traverse certainement le front de serpentinitisation, peu profond et oblique par rapport à l'horizontale. En effet, c'est à la présence de ce réseau-relique que nous pouvons attribuer les petits amas de roches leucocrates qui se rencontrent très souvent à proximité des zones serpentinisées et rodingitisées. Que les auteurs les qualifient de trondhjemites, granites albitiques, albitites, diorites quartziques ou syénites, ces roches intrusives ou hypabyssales sont remarquablement fraîches, bien qu'elles avoisinent des

variétés affectées de métasomatose intense (serpentinites et rodingites). Ces variétés leucocrates fraîches et à structures hypabyssales ont d'ailleurs été draguées au côté de blocs ultramafiques serpentinisés (AUMENTO, 1969). Nous en déduisons que leur mise en place et leur solidification se sont opérées *au-dessus* du front principal de serpentinisation (proche de l'isotherme de 500° C et à faible profondeur). Accidentellement mis en contact avec la surface, ces produits d'hyper-différenciation contribuent aux composantes acides peu abondantes des volcanismes océaniques (bien reconnues en Islande, par exemple). Dans le réseau-relique, il semble que les «réactions d'éponges» soient aussi assez actives (LOUBAT et FREY, en préparation).

Nous venons de présenter séparément quatre composantes du réseau magmatique qui sont appelées à se «télescopier» dans la réalité, à cause des fluctuations du système serré d'isothermes, normal dans tout soubassement volcanique. Il est possible que dans certaines régions, ces quatre réseaux puissent constituer, par exemple, des unités cartographiques de détail. Pourtant, souvent, on se heurtera au fait qu'un type donné de roche grenue est passé visiblement par plusieurs épisodes correspondant à différents types de réseaux: c'est donc plutôt pour l'interprétation des structures superposées, pour la connaissance de l'histoire d'une zone ophiolitique donnée, que le schéma présenté ici peut apporter des points de repère.

QUELQUES IMPLICATIONS DU MODÈLE

Dislocation précoce de la croûte océanique — «diapirisme oblique» des péridotites serpentinisées

La grande variété de péridotites et de leurs structures, draguée près des dorsales océaniques suggère que la croûte sous-marine est déjà très bouleversée à proximité de l'axe volcanique. La complication habituelle des massifs ophiolitiques alpinotypes pourrait donc être beaucoup plus précoce qu'il ne l'est habituellement supposé. Il est clair que dans notre modèle, les quatre réseaux magmatiques, se chevauchant quelque peu, contribuent à ces dislocations initiales, par différence de compétence entre les roches. Dans leur profil du massif du Troodos, MOORES et VINE (1971) ont d'ailleurs bien représenté un empilement de «masses intrusives» individuelles («intrusive bodies», p. 462). A ce sujet, il est aussi troublant d'examiner les profils des niveaux superficiels subdivisés en vastes écailles *inclinées*, proposés récemment pour l'Islande (GIBSON et PIPER, 1972; voir aussi: PIPER, 1973).

Un peu plus profondément, aux niveaux des réseaux d'accumulation et de drainage, nous devons envisager un facteur de dislocation particulier: il est dû à la traversée latérale de l'isotherme de 500° C (front principal de serpentinisation) par des niveaux péridotitiques; ce front de serpentinisation (avec

rodingitisation) est très oblique par rapport à l'horizontale près de la zone chaude de l'axe dorsal, à profondeur faible ou moyenne (quelques km).

Considérons en effet le contenu, fractionné, solidifié et rubané, des grandes chambres du réseau d'accumulation. Seules, certaines de ces masses sont destinées à être englouties en profondeur et réincorporées dans le cycle de fusion sélective. Les autres, surtout en position latérale, sont pour la plupart destinées à traverser le front oblique de serpentinitisation : soit par translation communiquée par un mouvement général dont le «moteur», encore mystérieux, se situe dans le manteau, soit encore à cause des oscillations *latérales* du front isothermique de 500° C, en correspondance avec l'épisode très local de refroidissement du réseau d'accumulation ; il en résulte un phénomène d'expansion volumétrique des ultramafites dont les conséquences tectoniques nous paraissent importantes déjà sous les dorsales océaniques.

Les examens microscopiques des spécimens dragués révèlent l'augmentation de volume des péridotites en voie de serpentinitisation (AUMENTO et LOUBAT, 1971). (Photo 4.) Ces observations se confirment occasionnellement dans des massifs ophiolitiques (COLEMAN et KEITH, 1971). Comme l'indique la fig. 3, cette expansion en volume des masses ultramafiques entraîne un léger basculement des masses sus-jacentes vers l'axe des dorsales. Il est même possible que cette «dilatation» *asymétrique* provoque un effet de *traction* et de translation centrifuge (par rapport à l'axe dorsal) des serpentinites et des niveaux reposant sur elles ; d'autres masses superficielles de diabases et de basaltes, légèrement basculées, peuvent au contraire glisser dans la direction de la vallée axiale.

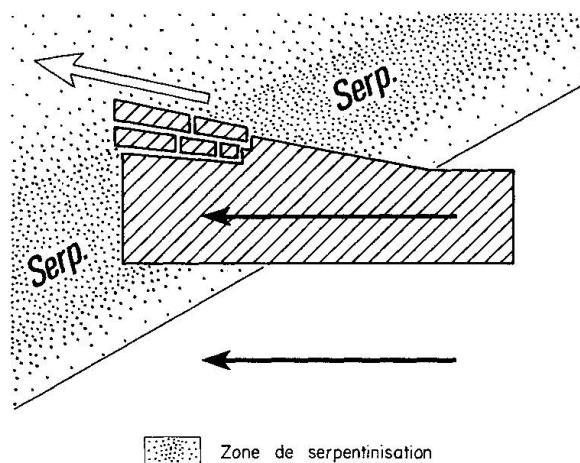


Fig. 3. «Diapirisme oblique». Schéma simplifié d'un corps ultramafique se déplaçant horizontalement au travers d'un front oblique de serpentinitisation, à profondeur assez faible. Des dislocations de la croûte océanique résultent ainsi de l'accroissement de volume de masses péridotitiques, à différentes profondeurs. Ces dislocations facilitent la montée oblique de segments serpentinitisés. La «dilatation» des masses en voie de serpentinitisation peut contribuer à la translation latérale et vers le haut (diapirisme), par traction (vers la gauche) du corps ultramafique (voir fig. 4).

Nous pensons donc que, se superposant à l'hétérogénéité génétique due aux quatre types de réseaux magmatiques décrits plus haut, un bouleversement de la croûte océanique s'opère lors du passage d'unités lenticulaires possédant des composantes péridotiques, au travers d'un front de serpentinitisation très oblique. A ces profondeurs intermédiaires, la «dilatation» des segments serpentinisés favorise un «diapirisme oblique» qui peut conduire jusqu'à la surface des lambeaux d'ultramafites serpentinisées moins denses. Ces mouvements diapiriques peuvent se faire le long de fissures légèrement obliques, elles-mêmes résultant de l'expansion volumétrique, à différentes profondeurs, de masses ultramafiques. N'est-il pas fréquent de rencontrer dans les régions ophiolitiques alpinotypes, des lentilles de serpentinites, d'une part associées à des variétés basiques grenues, profondes (donc en position «logique» pour des péridotites!) et, d'autre part, un peu plus loin sur le terrain, «intrusives» dans des roches de surface telles que laves en coussins et sédiments sous-marins? Cette dernière localisation pourrait être attribuée à ce type de diapirisme oblique *précoce* (Fig. 4). Par ailleurs, la dimension de ces lentilles serpentinisées ne semble pas suffisante pour affecter le schéma général des anomalies magnétiques parallèles observées sur les fonds océaniques de part et d'autre des dorsales.

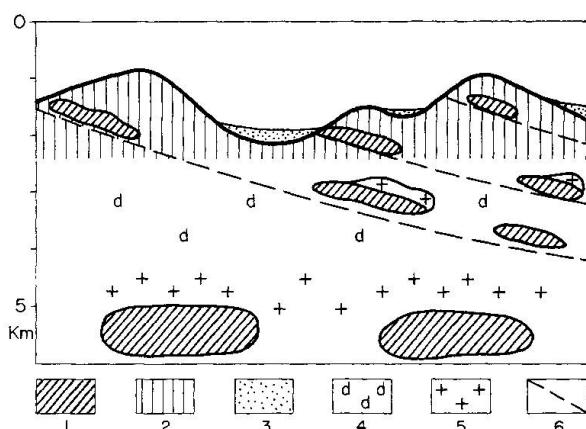


Fig. 4. «Diapirisme oblique»: Profil d'un fond océanique situé à 40 km environ, ou davantage, d'une dorsale océanique. (1): serpentinites. (2): basaltes. (3): sédiments. (4): diabases. (5): gabbros. (6): trace de zones de dislocation (failles). (Voir fig. 3.) Dans ce profil, les détails des dykes et des poches magmatiques du réseau-relique, qui pourraient se superposer aux éléments dessinés, ont été négligés. Alors que les masses serpentinisées principales restent en profondeur, des segments ultramafiques s'élèvent vers la surface par diapirisme oblique, jusqu'au milieu de basaltes et de sédiments meubles.

«Découplage» mécanique au niveau du réseau magmatique composite

Plusieurs auteurs signalent la grande instabilité mécanique des zones de fusion partielle, quelle que soit leur profondeur (ANDERSON et SAMMIS, 1970; O'HARA, 1971). Dans la zone du manteau anormal, siège de fusions partielles et

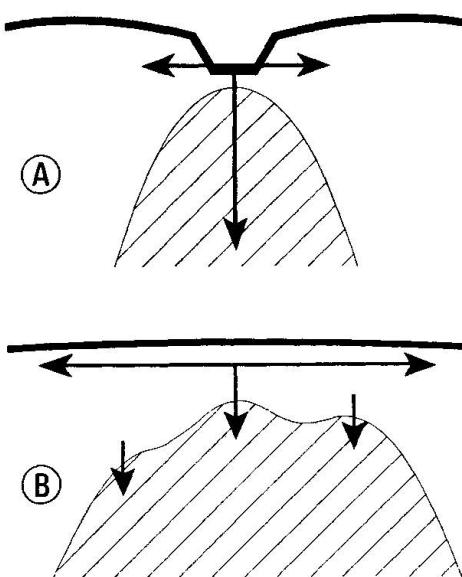


Fig. 5. Représentation schématique (vectorielle) de l'ampleur des déplacements de masses solides dans le cas: (A) de dorsales à expansion de fond océanique lent, (B): de dorsales à expansion rapide. Ce schéma impliquerait que dans le cas (A) sous la vallée axiale d'effondrement, des masses solides différencierées s'engloutissent souvent dans les zones profondes du réseau de fusion partielle, pour recristalliser et être recyclées dans le processus de fusion. Ces mouvements verticaux seraient moins importants, et répartis sur une plus grande surface, dans le cas (B). Dans ce dernier cas on voit aussi comment un apex du réseau magmatique succédant en importance à un autre, provoquerait les «sauts» (migrations discontinues) de dorsales (comme dans le Pacifique-Est). Lignes obliques: «réseau magmatique» océanique.

de drainages diffus, et surtout sous l'axe des dorsales, cette instabilité doit être extrême, et favoriser de très importants déplacements de solides et de fluides, même à profondeur modérée. Nous proposons de décomposer les directions et les ampleurs de ces déplacements selon deux directions vectorielles, une verticale, l'autre horizontale (fig. 5). Dans les cas d'expansion océanique lente, lorsqu'une vallée axiale est bien prononcée, la composante verticale est importante par rapport aux déplacements horizontaux: ici, nous envisageons, depuis la surface jusqu'à grande profondeur, des engloutissements brusques ou progressifs de masses solides auxquelles succèdent vers le haut d'abondants produits de fusion plus ou moins différenciés. Dans le cas d'expansion océanique plus rapide la composante horizontale devient importante, et souvent la vallée axiale est inexiste: alors les quatre types de réseaux magmatiques se voient étirés latéralement, peut-être segmentés, induisant des centres volcaniques plus dispersés de part et d'autre de l'axe. Cette segmentation (surtout sensible aux niveaux à gradient thermique abrupt des réseaux d'accumulation et de drainage) peut même aboutir à des ruptures du profil symétrique des isothermes à un seul apex: il peut en résulter des «sauts» latéraux de dorsale (translations discontinues) comme l'océan Pacifique-Est semble en fournir des exemples (SCLATER, ANDERSON et LEE BELL, 1971).

En ce qui concerne la composante horizontale des déplacements du fond

océanique, il nous paraît important de souligner que les propriétés du réseau magmatique composite que nous avons essayé de définir vont tendre à *isoler* mécaniquement la couche océanique superficielle des masses profondes du manteau, à cause du manque général de cohésion mécanique d'un tel réseau composite. En d'autres termes, il nous apparaît que la vitesse d'expansion et la direction du déplacement que l'on peut mesurer en surface près des dorsales, ne sont *pas* les images très fidèles des vitesses et des directions de déplacement de segments profonds, ceci étant d'autant plus vrai que l'on se trouve près de l'axe volcanique actif. Remarquons ici l'absence de séismes profonds le long des dorsales et le long des failles «transformantes», confirmant un «découplage» entre phénomènes de surface et phénomènes mécaniques profonds. A ce stade de la discussion il faudrait envisager les relations encore très obscures entre le manteau «anormal» sous les dorsales et l'horizon de «faible vitesse sismique» («low velocity layer») des géophysiciens, ainsi que tout le problème du «moteur» de l'expansion océanique et de la dérive des continents. Sans pousser aussi loin l'analyse, il est permis de se demander si le «découplage» mécanique entre la surface et les masses profondes, qui résulte naturellement de notre modèle, ne peut pas expliquer les discontinuités apparentes, dans le temps, de la vitesse d'expansion de plaques océaniques à partir d'une dorsale (SCHNEIDER et VOGT, 1966; AUMENTO, 1969).

Il résulterait de ces dernières remarques que les observations objectives faites près des dorsales et discutées à propos de l'expansion du fond océanique et de la «tectonique globale» sont sensiblement moins sûres que les informations recueillies *loin* des dorsales (épaisseur et nature de sédiments dans les plaines abyssales, paléomagnétisme et paléoclimats étudiés sur les continents, etc.).

Le modèle de soubassement volcanique sous-marin qui vient d'être esquissé peut paraître très schématique. Cette tentative de modèle a été inspirée à l'auteur par les difficultés éprouvées par le géologue confronté à des massifs ophiolitiques alpinotypes à composantes ultramafiques. Il est rare en effet d'y reconnaître l'échelle de dimension impressionnante qu'exigent les résultats expérimentaux et théoriques pour expliquer toute la gamme des péridotites, des roches basiques et intermédiaires, des variétés volcaniques et métamorphiques, qui pourtant se rencontrent sur le terrain et se draguent sur les fonds océaniques dans des périmètres assez réduits.

Remerciements

L'auteur exprime sa reconnaissance au Dr. F. Aumento et au Dr. B. D. Loncarevic pour l'accès aux collections de l'Université Dalhousie (Halifax) et de l'Institut Océanographique Canadien. Cette publication fait partie du programme de recherche océanographique canadien, soutenu dans le cas particulier de l'auteur par la bourse n° A 7057 du Conseil National de Recherches du Canada.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDERSON, D. L. et SAMMIS, CH. (1970): Partial melting in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 41–50.
- AUMENTO, F. (1969): Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. *Science* 165, 1112–1113.
- The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Fission track and ferro-manganese chronology. *Can. J. Earth Sci.* 6/6, 1431–1440.
- AUMENTO, F. et LOUBAT, H. (1971): The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Serpentinized ultramafic intrusions. *Can. J. Earth Sci.* 8/6, 631–663.
- BEZZI, A. et PICCARDO, G. B. (1970): Studi petrografici sulle formazioni ophiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ophiolitici in ambiente appenninico e alpino. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 26, 1–42.
- BOUDIER, F. (1972): Relations Lherzolite-Gabbro-Dunite dans le Massif de Lanzo. Exemple de fusion partielle. Thèse de 3e cycle de l'Univ. Nantes. Imprimé par la Fac. Sci. de Nantes.
- BOUDIER, F. et NICOLAS, A. (1972): Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo. *Bull. Suisse Mineral. Pétrogr.* 52/1, 39–56.
- BOYD, F. R., ENGLAND, J. L. et DAVIS, B. T. C. (1964): Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, $MgSiO_3$. *J. Geophys. Res.* 69, 2101–2109.
- COHEN, L. H., ITO, K. et KENNEDY, G. C. (1967): Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kbars. *Amer. J. Sci.* 265, 475–518.
- COLEMAN, R. G. et KEITH, T. E. (1971): A Chemical study of serpentinization – Burro Mountain, Cal. *J. Petr.* 12, 311–328.
- FRANCIS, T. J. G. et PORTER, I. T. (1972): Microearthquake survey of the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 240, 547–549.
- GIBSON, I. L. et PIPER, J. D. A. (1972): Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 271, 141–150.
- GREEN, D. H. (1971): Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, 268, 707–725.
- GREEN, D. H. et RINGWOOD, A. E. (1963): Mineral assemblages in a model mantle composition. *J. Geophys. Res.* 68, 937–945.
- (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103–190.
- IRVINE, T. N. (1967): The Duke Island ultramafic complex, SE Alaska, in Ultramafic and related rocks. Wyllie ed., John Wiley, 84–97.
- ITO, K. et KENNEDY, G. C. (1967): Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kbars. *Amer. J. Sci.* 265, 519–538.
- JACKSON, E. D. (1968): The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. 23rd Int. Congr. Rep. Vol. 1, 135–150.
- (1971): The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.* 48/1, 128–174.
- JUTEAU, T. (1970): Pétrogénèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). *Sci. de la Terre, Nancy*, 15/3, 265–288.
- KASAMEYER, P. W., VON HERZEN, R. P. et SIMMONS, G. (1972): Heat flow, Bathymetry, and the Mid-Atlantic Ridge at 43° N. *J. Geophys. Res.* 77/14, 2535–2542.
- KEEN, CHARLOTTE, et TRAMONTINI, CLIVE (1970): A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 20, 473–491.
- LOUBAT, H. (1970): Une variété particulière de serpentinite provenant de la dorsale médio-atlantique. *C. R. des Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 5/2–3, 203–205.

- MELSON, W. G. et THOMPSON, G. (1970): Layered basic complex in oceanic crust, Romanche Fracture, equatorial Atlantic Ocean. *Science*, 168, 817-820.
- MOORES, E. M. et VINE, F. J. (1971): The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A*, 268, 443-466.
- O'HARA, M. J. (1967): Garnetiferous ultrabasic rocks of orogenic regions. Ultramafic and related rocks (Wyllie, ed.), 167-172.
- (1968a): The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 4, 69-133.
- (1968b): Are Ocean floor basalts primary magmas? *Nature*, 220, 683-686.
- (1971): A mechanism for ocean-floor spreading. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* 268, 731.
- PIPER, J. D. A. (1973): Fine structure of an echelon ridge axes and crustal deformation at constructive plate boundaries. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 931-938.
- REAY, A. et HARRIS, P. G. (1964): The partial fusion of peridotite. *Bull. volc.* 27, 115-127.
- SCHNEIDER, E. D. et VOGT, P. R. (1966): Discontinuities in the history of sea-floor spreading. *Nature*, 217, 1212-1222.
- SCLATER, J. G., ANDERSON, R. N. et LEE BELL, M. (1971): Elevation of Ridges and Evolution of the central Eastern Pacific. *J. Geophys. Res.* 76/32, 7888-7915.
- TALWANI, M., LE PICHON, X. et EWING, M. (1965): Crustal structure of the mid-ocean ridges, 2, Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.* 70, 341-352.
- UPTON, B. G. J. et WADSWORTH, W. J. (1972): Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. *Contr. Mineral. Petr.* 35, 139-158.

Manuscrit reçu le 18 juin 1973.

LÉGENDE DES PHOTOGRAPHIES

- Photo 1:** Lherzolite rubanée, foliée, serpentiniisée et altérée. Draguée: Lat 45° 46' N. Long 28° 59' W. Profondeur: 2700 m environ; à 96 km environ W de la dorsale atlantique. Les deux larges bandes claires (verticales) sont serpentiniisées et altérées, et étaient fortement périclithiques. Les bandes foncées contiennent, à côté de la serpentine, des reliques de cliné- et orthopyroxènes à lamelles d'exsolution, en agrégats cataclastiques. Il pourrait s'agir d'un élément du manteau supérieur, très folié, puis serpentiniisé. Cependant le rubanement pourrait être d'origine magmatique, par une différenciation s'opérant dans le réseau d'accumulation, engendrant un rubanement entre norite et troctolite. Ces masses rubanées, englouties dans le réseau de fusion partielle, perdent leur plagioclase et sont foliées et recristallisées, puis entraînées latéralement vers les zones de serpentiniisation.
- Photo 2:** Dunite serpentiniisée, à accumulation de chromite. Draguée: Lat 45° 13' N. Long: 29° 52' W. Profondeur: 2700 m. A 155 km W de l'axe dorsal atlantique. La structure en «cumulat» de la partie riche en chromite (noire) est légèrement déformée. La serpentine, dont la texture en mailles est visible, pseudomorphose de gros grains d'olivine aux contours arrondis. Ceux-ci sont localement entourés d'une substance rodingitique (blanc ou gris) qui tend à s'orienter en filonnets ténus. Cette roche, faiblement rubanée, s'est formée dans une chambre du réseau d'accumulation, puis a été réincorporée dans la zone supérieure du réseau de fusion partielle (ou de drainage) où ses composants feldspathiques et pyroxéniques sans doute peu abondants ont été refondus, concurremment avec une très légère déformation. Puis l'élément a été entraîné vers le front latéral de serpentiniisation.
- Photo 3:** Dunite serpentiniisée, avec filonnets rodingitiques. Même lieu de dragage que le spécimen de la photo 2. La structure en mailles de la serpentine est bien visible. La substance rodingitique blanche (hydrogrenats, minéraux du groupe de l'épidote, vésuvianite, zéolites, chlorites) occupe des fissures convergeant vers une veine plus importante, au bord gauche du spécimen. Cette structure nous suggère une fusion partielle, dont l'olivine constituait le reliquat solide, et la rodingite un témoin des fluides fondus. Rodingitisation et serpentiniisation à peu près contemporaines, se sont opérées ultérieurement sans déformation importante.
- Photo 4:** Lame mince, vue en lumière naturelle, d'une dunite serpentiniisée à grains de chromite, avec structures d'accumulation. Même lieu de dragage que les spécimens des photos 2 et 3. La structure maillée de la serpentine est bien visible. Les grains de chromite sont souvent idiomorphes. Leurs fractures garnies de serpentine suggèrent un accroissement de volume de la périclithite initiale. Les larges zones blanches ou grises, intersticielles entre chromite et olivine serpentiniisée, sont de nature rodingitique. Ce spécimen est un témoin du réseau d'accumulation, légèrement affecté ensuite d'un phénomène de fusion partielle (de ses constituants feldspathiques et pyroxéniques). La serpentiniisation s'est opérée sans déformation. Echelle en bas, à droite.
- Photo 5:** Harzburgite serpentiniisée (lame mince en lum. nat.). Draguée: Lat 45° 50' N. Long 28° 18' W. Profondeur: 2600 m. A 44 km environ de l'axe dorsal atlantique. La structure en mailles (soulignée par une poussière opaque de magnétite) de la serpentine pseudomorphosant l'olivine est bien préservée. Les plages de «bastite» apparaissent claires. Quelques grains de chromite sont quasi opaques. Ce spécimen peut soit être un reliquat solide de fusions partielles, soit un témoin du réseau d'accumulation.
- Photo 6:** Harzburgite cataclastique (à nodules), serpentiniisée. Draguée: Lat: 45° 48' N. Long: 29° 07' W. Profondeur: 2400 m. A 108 km W de l'axe dorsal atlantique. Cette variété, décrite par LOUBAT (1970) résulte de la cataclase d'une harzburgite normale (photo 5) avant toute serpentiniisation. Les orthopyroxènes flexueux (et dont il reste quelques reliques) serpentiniisés occupent les zones claires sur la photo. La matrice de ces «nodules», à présent serpentiniisée avec belle texture en mailles, était probablement constituée d'une mosaïque fine de grains d'olivine recristallisée. L'origine de cette harzburgite est semblable à celle de la photo 5, mais ici une déformation (apparemment sous intense pression dirigée) a précédé la serpentiniisation qui s'est opérée elle-même sans grande déformation.

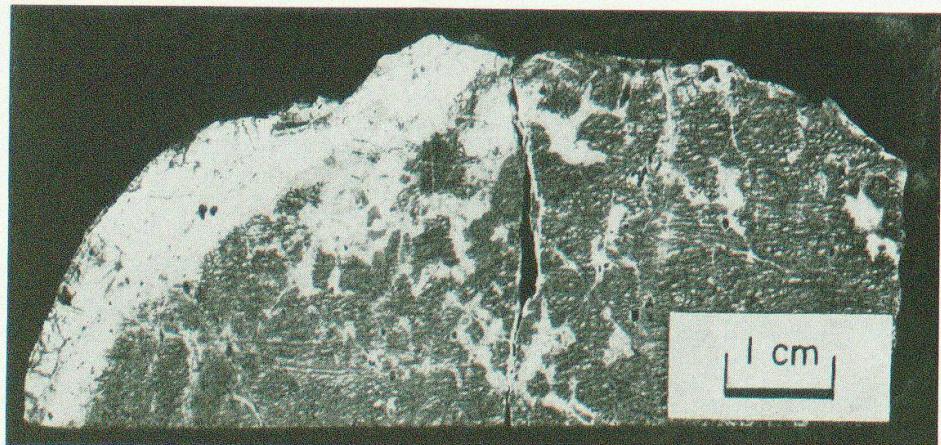
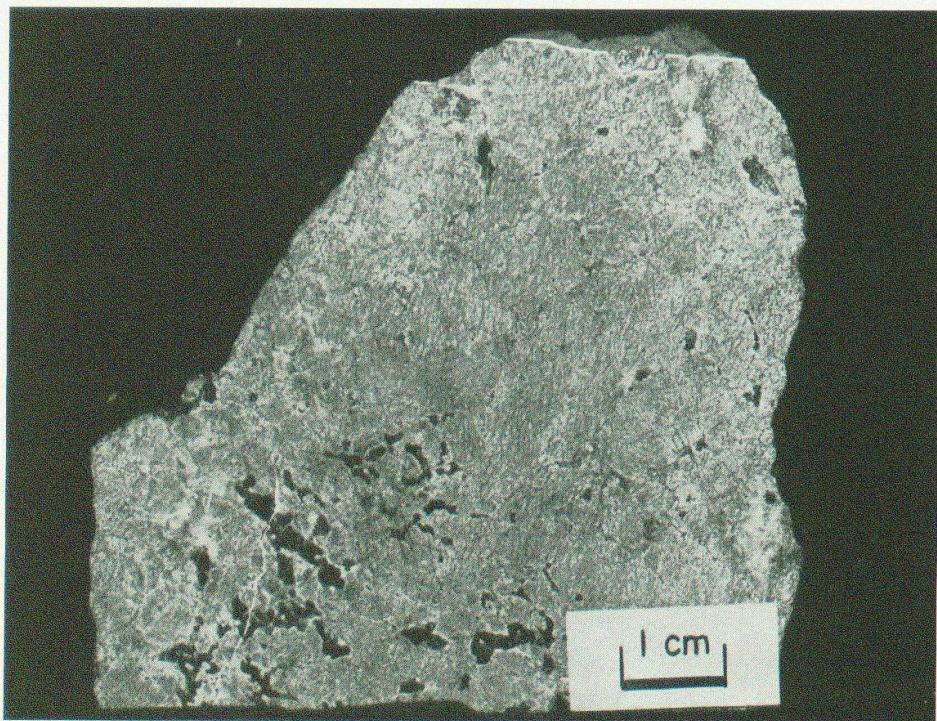
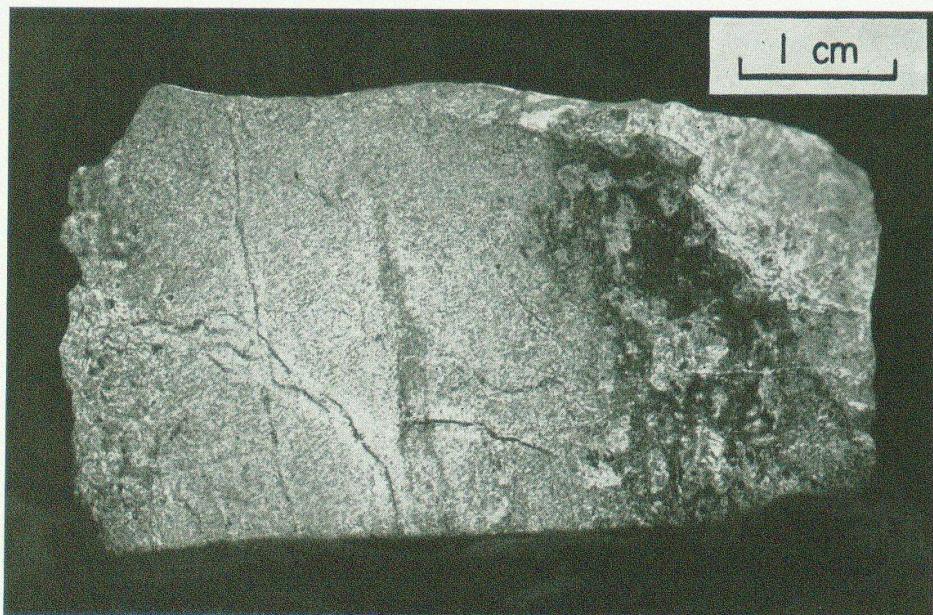


PLANCHE II

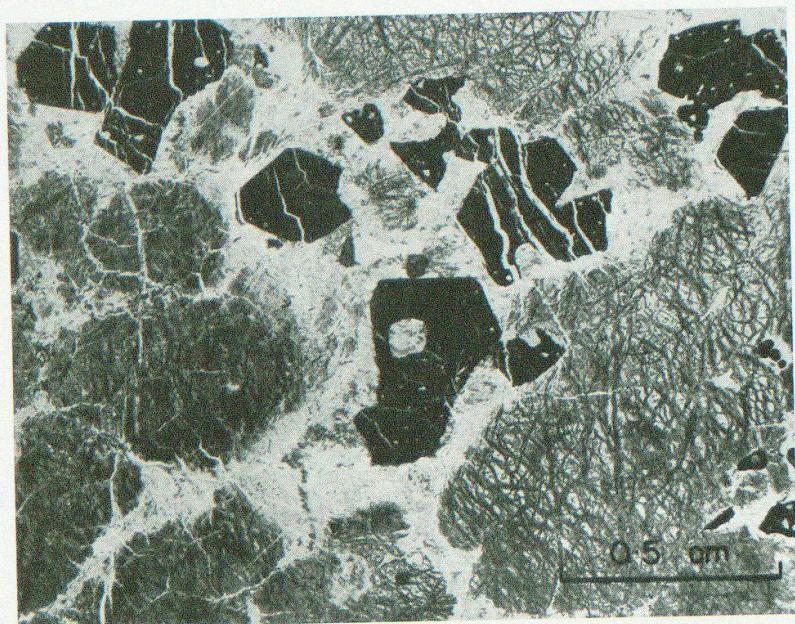


Photo 4



Photo 5

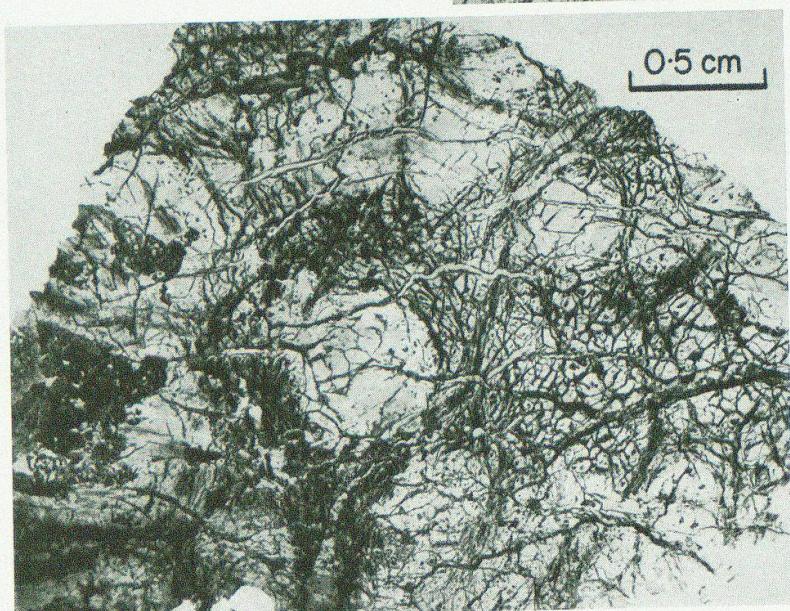


Photo 6