Structures des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion d'expansion oceanique et charriage a la dorsale

Georges Ceuleneer

▶ **To cite this version:**

Georges Ceuleneer. Structures des ophiolites d'Oman : flux mantellaire sous un centre d'expansion d'expansion oceanique et charriage a la dorsale. Pétrographie. Université de Nantes, 1986. Français. NNT : . tel-00665031

HAL Id: tel-00665031
https://theses.hal.science/tel-00665031

Submitted on 1 Feb 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

RESUME

L'**ophiolite d'Oman** est un fragment de la lithosphère océanique téthysienne obducté sur la marge arabe au Crétacé supérieur. Elle occupe un domaine de la chaîne alpine où la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie n'a pas encore atteint le stade de la collision continentale. Affleurant de façon presque continue sur une longueur de 475 kilomètres parallèlement à l'axe de la paléo-dorsale, c'est le plus grand segment de lithosphère océanique accessible à l'étude directe.

La **section mantellaire** constitue 60% de la surface d'affleurement de l'ophiolite (30.000 kilomètres carrés). Cette thèse est consacrée à la cartographie des structures internes de cette unité. Les structures crustales permettant d'établir un référentiel paléo-tectonique (paléo-horizontale, azimut et flanc de la paléo-dorsale) furent également relevées. Divers arguments pétrologiques et structuraux permettent d'apparenter l'ophiolite d'Oman aux dorsales rapides actuelles.

Les péridotites mantellaires, de composition harzburgitique à dunitique, gardent l'empreinte de deux **déformations plastiques** successives, la première associée à la formation de la lithosphère (flux asthénosphérique), la seconde au charriage intra-océanique qui préluda à son obduction.

La géométrie de l'**écoulement asthénosphérique** et la composition de la section mantellaire présentent de fortes variations longitudinales. La formation de la lithosphère océanique, au droit des dorsales rapides, implique l'ascension de **diapirs** asthénosphériques espacés de quelques dizaines à plus de cent kilomètres les uns des autres. Siège d'une activité magmatique exceptionnelle, ces diapirs semblent également jouer le rôle de centres d'alimentation privilégiés de la chambre magmatique sus-jacente. Un de ces diapirs, figé et échantillonné lors du charriage à la dorsale, a pu être cartographié en détail (région de Maqsad): le flux asthénosphérique, vertical dans un conduit de 10 à 20 kilomètres de diamètre, se brise sous le plancher de la chambre magmatique dans une zone de transition épaisse seulement de quelques centaines de mètres et est ensuite canalisé parallèlement à l'axe de la dorsale sur une distance d'au moins 30 kilomètres depuis le centre du conduit. Cette géométrie implique une modification brutale de la rhéologie mantellaire dans la zone de transition attribuée à une augmentation catastrophique du rapport magma/roche. Un modèle physique de circulation asthénosphérique a été construit en introduisant une discontinuité de viscosité de plusieurs ordres de grandeur au sommet du diapir. Une telle condition permet, en effet, de canaliser un pourcentage important du flux dans un étroit créneau superficiel. La pression dans le diapir est discontinue au niveau de cette interface; elle croît d'environ 5 bars lorsque le flux pénètre dans la zone à faible viscosité. Le liquide magmatique doit former une trame continue sur une épaisseur d'une centaine de mètres sous l'interface pour pouvoir vaincre la surpression due au fluage plastique et continuer son ascension vers la surface. Loin des diapirs, le flux mantellaire peut être régulier à l'échelle de la centaine de kilomètres; il est alors sub-parallèle au Moho et perpendiculaire à l'axe de la dorsale, évoquant l'**accrétion de la lithosphère** en régime d'expansion stationnaire. L'angle d'une dizaine de degrés entre le Moho et le plan de fluage reflète probablement la pente moyenne des isothermes au niveau de la zone d'accrétion (flanc de la dorsale).

La déformation associée au **charriage intra-océanique** (CIO) affecte les péridotites sur une épaisseur de quelques centaines de mètres au-dessus du plan de charriage basal, lui-même situé à une profondeur maximale de neuf kilomètres sous le paléo-Moho. Elle peut affecter également des niveaux plus élevés de la section mantellaire et la section crustale sous forme de bandes de cisaillement mylonitiques verticales pouvant atteindre 2 kilomètres d'épaisseur. Ces cisaillements sont contemporains de l'intrusion de magmas hydratés au sein de la section mantellaire, peut-être à mettre en relation avec le volcanisme différencié ("volcanisme 2") coiffant l'ophiolite. Le CIO s'accompagne localement de la fusion de la semelle. Lors de l'initiation du CIO, la lithosphère présentait un fort gradient thermique vertical. D'un point de vue cinématique, la déformation enregistrée par la semelle, les péridotites basales et les bandes de cisaillement sont en concordance parfaite. Le CIO s'accompagne de déplacements considérables de la lithosphère charriante parallèlement à l'axe de la dorsale (de l'ordre de le centaine de kilomètres). L'initiation du CIO à la dorsale elle-même rend le mieux compte de ces observations. Le charriage à la dorsale implique l'inversion rapide (1 à 2 millions d'années) du régime d'expansion en régime compressif. On l'explique par un blocage momentané de la subduction de la Téthys sous l'Eurasie causé par des collisions entre des micro-continents, des arcs insulaires et la marge active eurasienne survenues à cette époque (Albien supérieur). De manière générale, les événements enregistrés par l'ophiolite d'Oman s'intègrent bien dans l'évolution cinématique et géologique du domaine téthysien.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035981 8

G. CEULENEER

THESE

présentée

A L'U.F.R. DE SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE NANTES

par

Georges CEULENEER

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANTES

Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Tectonophysique

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
BP 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : platour@ujf-grenoble.fr

STRUCTURE DES OPHIOLITES D'OMAN :

FLUX MANTELLAIRE SOUS UN CENTRE D'EXPANSION OCEANIQUE

ET CHARRIAGE A LA DORSALE

soutenue le 28 mars 1986, devant la commission d'examen :

M. A. NICOLAS	Président
Mme F. BOUDIER M. T. JUTEAU M. M. RABINOWICZ	Rapporteurs
M. J. FRANCHETEAU M. P. TAPPONNIER	Examinateurs

Avant-propos

Les montagnes d'Oman sont issues de l'obduction d'un fragment de lithosphère océanique sur la plate-forme arabe. L'ophiolite d'Oman, du fait de sa taille (30.000 km^2) et de son état de préservation, est considérée comme l'une des meilleures sources d'informations concernant la structure et la composition de la croûte profonde et du manteau supérieur océaniques.

En 1978, Françoise Boudier participait à une mission de l'U.S. Geological Survey en Oman conduite par R.G. Coleman. La section mantellaire de l'ophiolite d'Oman, bien que constituant 60% de sa surface d'affleurement, était de loin la moins étudiée à l'époque, à cause de son homogénéité et son manque de structure apparente. Le Laboratoire de Tectonophysique de Nantes venait précisément de développer une méthode originale d'étude des péridotites mantellaires basée sur la cartographie de leurs structures de déformation plastique. Il apparut d'emblée que cette méthode, appliquée à l'Oman, permettrait de répondre à d'importantes questions concernant à la fois la formation de la lithosphère océanique et la mise en place des massifs ophiolitiques. A cette fin, Adolphe Nicolas et Françoise Boudier proposèrent au ministère des Pétroles et des Minerais du Sultanat d'Oman un programme de cartographie structurale combinant les aspects scientifiques et économiques (prospection de la chromite). Une équipe de pétrologues de l'Université de Strasbourg, animée par Thierry Juteau, s'associa à l'équipe nantaise et prit en charge l'étude de la section crustale de l'ophiolite. Un groupe de géologues structuraux de cette même Université, conduit par André Michard, considéra l'environnement géologique et les problèmes liés à l'obduction de l'ophiolite. Les missions en Oman de ces trois laboratoires se sont succédées sans interruption depuis l'hiver 1981. Cette thèse présente les données relatives à la section mantellaire acquises durant les campagnes de 1983, 1984 et 1985. Elle tente de faire le point sur nos connaissances actuelles de la structure des péridotites d'Oman. C'est une étape jalonnant les efforts d'une équipe dont je tiens à remercier tous les membres.

Mon directeur de thèse, le professeur Adolphe Nicolas, m'a confié un sujet exaltant parce qu'il permet d'aborder des problèmes qui comptent parmi les plus débattus en Sciences de la Terre. Il me fit partager sa grande expérience des péridotites et sa passion pour le manteau terrestre. Nombreuses sont les idées présentées ci-dessous qui virent le jour au cours de discussions à bâtons rompus sur un affleurement, autour d'une carte ou d'un microscope. Michel Rabinowicz, en apportant son expérience de la modélisation mathématique des phénomènes géodynamiques, a permis que cette thèse dépasse le stade qualitatif. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il porte à nos données et pour le temps qu'il m'a consacré. Le travail fait en commun n'est, j'espère, que l'ébauche d'une fructueuse collaboration. Françoise Boudier, à l'origine de nos aventures omanaises, participa à toutes les étapes de ce travail, depuis le terrain jusqu'à l'élaboration des modèles; son enthousiasme fut un précieux stimulant. Je garde un souvenir teinté d'allégresse des courses dans les wadi en compagnie de Jean-Luc Bouchez et de Valère Thomas. Merci aussi à tous ceux de la croûte, Thierry Juteau, Richard Dahl, Michèle Ernewein, Catherine Pflumio Hubert Whitechurch et Ingrid Reuber qui m'a fourni quelques précieux échantillons. Nos trop rares réunions, sur le Moho ou quelque part entre Strasbourg et Nantes, furent très fructueuses. Les discussions avec André Michard,

Olivier Le Mer et les géologues du B.R.G.M. dressant la carte d'Oman m'ont sensibilisé aux aspects géologiques régionaux. En datant nos amphibolites, R. Montigny apporta une contribution décisive à notre compréhension de la mise en place de l'ophiolite d'Oman. Je remercie vivement Jean-Robert Kienast pour l'examen attentif qu'il fit de nos échantillons de roches métamorphiques. Lors d'un séjour à l'Open University, Dave Rothery m'a initié aux techniques de cartographie automatique à partir des images Landsat et Steve Lippard m'a communiqué quelques données structurales non publiées. Marie Donato, de l'U.S.G.S., m'a procuré quelques articles introuvables en France.

Grand consommateur de lames minces, j'ai souvent fait appel aux talents de Gaël Branchu, d'Eric Bossard et d'Alain Cossard; Alain a également dessiné les figures de cette thèse, travail de Titan auquel il apporta toujours un soin d'artiste. Louis Van Achte a réalisé les planches photo. Régine Rincé a assuré la frappe du manuscrit.

Je remercie du fond du coeur tous les membres du Laboratoire de Tectonophysique de Nantes pour l'acceuil chaleureux qu'ils m'ont réservé et pour l'amitié sans faille qu'ils m'ont prodiguée durant ces trois années passées parmi eux. Mathilde Cannat et Elisabeth le Sueur m'ont trimbalé trois étés durant sur leur terrain de thèse, dans les monts Klamath; grâce à elles, j'ai découvert d'autres horizons et d'autres ophiolites. Depuis le début de mon service militaire, Elisabeth s'est occupée avec grand soin des aspects techniques et administratifs de ma thèse. Bernard et Jo Mollier et Mathilde sont venus nous donner un coup de main indispensable pour préparer les exemplaires de soutenance.

Ce travail n'eut été possible sans l'accord du Ministère des Pétroles et des Minerais du Sultanat d'Oman. Au nom de toute l'équipe, je remercie infiniment Monsieur Mohamed Kassim, directeur du Département des Minerais, pour l'intérêt soutenu qu'il porte à nos travaux et pour l'efficacité avec laquelle il régla toutes les démarches administratives en Oman.

Nous avons bénéficié de l'aide logistique d'Elf-Aquitaine-Oman grâce à la sollicitude de M. Stévaux, directeur de l'Exploration.

Les trop brefs moments passés à Madinat Qaboos auprès de Michel, Rebecca et David François, furent de délicieux intermèdes entre deux virées en montagne. Durant les mois d'été, Michel s'est occupé avec grand soin de notre vénérable Land Cruiser.

Au cours des mois de terrain effectués en solitaire, les bédouins et villageois des montagnes d'Oman m'ont toujours offert le gîte, la nourriture et le réconfort de leur présence. Leur gentillesse et leur bonne humeur communicative sont, peut-être, le plus beau souvenir que je garde de l'Oman.

Durant mes années de thèse, j'ai bénéficié d'une allocation D.G.R.S.T. Les missions en Oman ont été financées par le C.N.R.S.

Enfin, je remercie les membres du Jury d'avoir accepté de juger ce travail.

Oostende, le 21 mars 1986

RESUME

L'ophiolite d'**Oman** est un fragment de la lithosphère océanique téthysienne obducté sur la marge arabe au Crétacé supérieur. Elle occupe un domaine de la chaîne alpine où la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie n'a pas encore atteint le stade de la collision continentale. Affleurant de façon presque continue sur une longueur de 475 kilomètres parallèlement à l'axe de la paléo-dorsale, c'est le plus grand segment de lithosphère océanique accessible à l'étude directe.

La **section mantellaire** constitue 60% de la surface d'affleurement de l'ophiolite (30.000 kilomètres carrés). Cette thèse est consacrée à la cartographie des structures internes de cette unité. Les structures crustales permettant d'établir un référentiel paléo-tectonique (paléo-horizontale, azimut et flanc de la paléo-dorsale) furent également relevées. Divers arguments pétrologiques et structuraux permettent d'apparenter l'ophiolite d'Oman aux dorsales rapides actuelles.

Les péridotites mantellaires, de composition harzburgitique à dunitique, gardent l'empreinte de deux **déformations plastiques** successives, la première associée à la formation de la lithosphère (flux asthénosphérique), la seconde au charriage intra-océanique qui préluda à son obduction.

La géométrie de l'**écoulement asthénosphérique** et la composition de la section mantellaire présentent de fortes variations longitudinales. La formation de la lithosphère océanique, au droit des dorsales rapides, implique l'ascension de **diapirs** asthénosphériques espacés de quelques dizaines à plus de cent kilomètres les uns des autres. Siège d'une activité magmatique exceptionnelle, ces diapirs semblent également jouer le rôle de centres d'alimentation privilégiés de la chambre magmatique sus-jacente. Un de ces diapirs, figé et échantillonné lors du charriage à la dorsale, a pu être cartographié en détail (région de Maqsad): le flux asthénosphérique, vertical dans un conduit de 10 à 20 kilomètres de diamètre, se brise sous le plancher de la chambre magmatique dans une zone de transition épaisse seulement de quelques centaines de mètres et est ensuite canalisé parallèlement à l'axe de la dorsale sur une distance d'au moins 30 kilomètres depuis le centre du conduit. Cette géométrie implique une modification brutale de la rhéologie mantellaire dans la zone de transition attribuée à une augmentation catastrophique du rapport magma/roche. Un modèle physique de circulation asthénosphérique a été construit en introduisant une discontinuité de viscosité de plusieurs ordres de grandeur au sommet du diapir. Une telle condition permet, en effet, de canaliser un pourcentage important du flux dans un étroit créneau superficiel. La pression dans le diapir est discontinue au niveau de cette interface; elle croît d'environ 5 bars lorsque le flux pénètre dans la zone à faible viscosité. Le liquide magmatique doit former une trame continue sur une épaisseur d'une centaine de mètres sous l'interface pour pouvoir vaincre la surpression due au fluage plastique et continuer son ascension vers la surface. Loin des diapirs, le flux mantellaire peut être régulier à l'échelle de la centaine de kilomètres; il est alors sub-parallèle au Moho et perpendiculaire à l'axe de la dorsale, évoquant l'**accrétion de la lithosphère** en régime d'expansion stationnaire. L'angle d'une dizaine de degrés entre le Moho et le plan de fluage reflète probablement la pente moyenne des isothermes au niveau de la zone d'accrétion (flanc de la dorsale).

La déformation associée au **charriage intra-océanique** (CIO) affecte les péridotites sur une épaisseur de quelques centaines de mètres au-dessus du plan de charriage basal, lui-même situé à une profondeur maximale de neuf kilomètres sous le paléo-Moho. Elle peut affecter également des niveaux plus élevés de la section mantellaire et la section crustale sous forme de bandes de cisaillement mylonitiques verticales pouvant atteindre 2 kilomètres d'épaisseur. Ces cisaillements sont contemporains de l'intrusion de magmas hydratés au sein de la section mantellaire, peut-être à mettre en relation avec le volcanisme différencié ("volcanisme 2") coiffant l'ophiolite. Le CIO s'accompagne localement de la fusion de la semelle. Lors de l'initiation du CIO, la lithosphère présentait un fort gradient thermique vertical. D'un point de vue cinématique, la déformation enregistrée par la semelle, les péridotites basales et les bandes de cisaillement sont en concordance parfaite. Le CIO s'accompagne de déplacements considérables de la lithosphère charriante parallèlement à l'axe de la dorsale (de l'ordre de le centaine de kilomètres). L'initiation du CIO à la dorsale elle-même rend le mieux compte de ces observations. Le charriage à la dorsale implique l'inversion rapide (1 à 2 millions d'années) du régime d'expansion en régime compressif. On l'explique par un blocage momentané de la subduction de la Téthys sous l'Eurasie causé par des collisions entre des micro-continents, des arcs insulaires et la marge active eurasienne survenues à cette époque (Albien supérieur). De manière générale, les événements enregistrés par l'ophiolite d'Oman s'intègrent bien dans l'évolution cinématique et géologique du domaine téthysien.

STRUCTURE OF THE OMAN OPHIOLITE: MANTLE FLOW PATTERN BELOW AN OCEANIC SPREADING CENTER AND THRUSTING AT AN OCEANIC RIDGE.

FOREWORD

This work is devoted to the structural mapping of the Oman ophiolite, one of the largest (30.000 Km2), best preserved and best exposed piece of oceanic lithosphere outcropping on land. Focusing mainly on the plastic strain structures of the mantle section peridotites, we apply a method of quantitative structural analysis elaborated in the Laboratoire de Tectonophysique of the Nantes University (e.g. Nicolas and Poirier, 1976).

The structural study of the mantle rocks of Oman has been initiated in 1978, when F. Boudier, from this institution, participated to a field campaing in Oman conducted by R.G. Coleman of the U.S.G.S. (Boudier and Coleman, 1981). Both scientific and economic interests (chromite ore prospection) justified to extend this work at the scale of the entire Oman mountains. Thanks to the agreement of Mohammed Kassim, Director of the Minerals Department of the Ministry of Petroleum and Minerals of Oman, systematic structural mapping of the ophiolite begun in 1981 under A. Nicolas' leadership.

This thesis presents the data gathered during the 1983, 1984 and 1985 field seasons. These results and previous ones (Boudier and Coleman, 1981; Misseri, 1982 and Boudier et al., 1983), more than 10.000 structural measurements made in about 2.500 stations, are used to construct structural maps of the major ophiolitic massifs of Oman.

This work was made possible thanks to the facilities in Oman from the Ministry of Petroleum and Minerals. We are very grateful to Mr. Mohammed Kassim for the constant interest he brought to our studies.

Financial support was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique.

ABSTRACT

The Oman ophiolite is a piece of the tethysian oceanic lithosphere obducted on the arabian continental margin during late Cretaceous times. Fortunately, it has not yet been crushed by continental collision and has preserved the structures imprinted during its formation and emplacement. It crops out nearly continuously on a length of 475 Km along the strike of the paleo-ridge axis and down to 9 Km below the paleo-Moho. The structural data presented below and already published petrological data (Special Issue "Oman ophiolite", Journal of Geophysical Research, 86, B4, 1981) favour the actualistic comparison of the Oman ophiolite with the present-day fast spreading centers.

The mantle peridotites of Oman have recorded two successive plastic deformation events, the first one related to the accretion of the lithosphere (asthenospheric shear flow), the second one imprinted during the first step of its emplacement (intra-oceanic thrusting).

The asthenospheric flow pattern and the composition of the mantle section show strong variations along the strike of the paleo-ridge axis. Small mantle diapirs spaced along the ridge axis by a few tens to more than one hundred kilometers are involved in the accretion processes. These diapirs display an exceptional magmatic activity: the modal composition of the peridotites is unusually depleted, chromite ore bodies and mafic dikes and impregnations features are particularly abundant. Most of the magma feeding the crustal magma chamber is probably channeled through them. Such a diapir, frozen and sampled during the oceanic thrusting, has been mapped in details (Maqsad area). The asthenospheric flow is vertical in a pipe 10 to 20 km in diameter and rotates abruptly into an horizontal attitude in a narrow transition zone lying at shallow depth below the paleo-Moho (a few hundred of meters at most). At the top and in the vicinity of the diapir, asthenospheric flow diverges in every directions but is preferentially channeled along the ridge axis. The zone of longitudinal flow extends at least 30 km away from the center of the diapir.

The narrowness of the transition zone implies a rheologic discontinuity at the top of the diapir attributed to an abrupt increase of the magma/rock ratio, consistent with field observations. Such a pattern is explained by a feed-back effect between the magma percolation, the viscosity drop of the asthenosphere and the steep rotation of the mantle flow below the Moho.

Far from the diapirs, the asthenospheric flow can display a regular pattern at the scale of one hundred kilometers along strike. In such area, the flow plane is slightly oblique to the Moho and the flow lines are perpendicular to the ridge axis, suggesting steady-state accretion of the lithosphere on one flank of the ridge. The obliquity of about 10° between the Moho and the frozen flow plane reflects probably the slope of the base of the lithosphere equated with an isothermal surface in the zone of accretion.

The size and the spacing of the mantle diapirs recognized in Oman are compatible with the structural, geophysical and petrological observations along present-day fast spreading ridges.

During the intra-oceanic thrusting, the mantle peridotites were plastically deformed in high stress conditions on a thickness of a few hundred meters above the thrust plane. This deformation grades upward into mylonitic vertical shear zones. They can reach a thickness of a few kilometers and can be tracked on several tens of kilometers along strike. They are synchronous with important injections of hydrous magma thought to originate in the partial melting of the metamorphic sole.

Major shear zones have recorded the same kinematics as the basal peridotites and the high-grade metamorphic sole. The early thrusting of the Oman ophiolite has involved considerable disolacement parallel to the ridge axis. These observations are best explained if the intra-oceanic thrusting was initiated along the ocean ridge itself.

The thrusting at the ridge implies a rapid shift (less than 1 Ma duration) from expansion to compression as the thermal structure of the ridge has to be preserved. It could be the consequence of a short braking action in the tethysian subduction below Eurasia caused by collisions of microcontinents or island arcs with the eurasian active margin. Such collisions, contemporaneous with the oceanic thrusting of the south-tethysian ophiolites (Upper Albian times) occured along several segments of the north-tethysian active margin. Tectonic events recorded by the Oman ophiolite and by the associated metamorphic and sedimentary formations are usually well correlated with the kinematic and geological history of the tethysian area.

TABLE DES MATIERES

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 50 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

Première partie: INTRODUCTION

Chap. 1 - INTRODUCTION ..... p. 1

Chap. 2 - CADRE TECTONIQUE GENERAL ..... p. 5

2.1. - Les montagnes d'Oman ..... p. 5
2.2. - Historique ..... p. 7
2.3. - Position actuelle et limites de l'ophiolite d'Oman ..... p. 15

Deuxième partie: DONNEES STRUCTURALES

Chap. 3 - STRUCTURES INTERNES DE L'OPHIOLITE D'OMAN ..... p. 19

3.1. - Principes ..... p. 19

3.1.1. Travaux antérieurs ..... p. 19
3.1.1.1. Les unités lithologiques ..... p. 19
3.1.1.2. Structures internes de la section crustale ..... p. 21
3.1.1.3. Structures internes de la section mantellaire ... p. 22
3.1.1.4. Structures des semelles métamorphiques ..... p. 23

3.1.2. Méthodes ..... p. 24
3.1.2.1. Analyse structurale des péridotites mantellaires. p. 24
3.1.2.2. Etudes de terrain ..... p. 27
3.1.2.2.1. Approche tactique ou stratégique ..... p. 27
3.1.2.2.2. Les structures crustales: référentiel paléo-tectonique ..... p. 27
3.1.2.2.3. Les structures mantellaires ..... p. 28
3.1.2.2.4. La nature pétrographique des péridotites ... p. 29
3.1.2.2.5. Les filons et les intrusions ..... P. 30
3.1.2.2.6. Les semelles métamorphiques ..... p. 30
3.1.2.3. Etudes pétrographiques et microstructurales ..... p. 31
3.1.2.3.1. Microstructures: déformation asthénosphérique ou lithosphérique? ..... p. 31
3.1.2.3.2. Faciès de l'enstatite ..... p. 35
3.1.2.3.3. Systèmes de glissement de l'olivine ..... p. 36
3.1.2.3.4. Intensité de la déformation et sens de cisaillement ..... p. 36
3.1.2.3.5. Nature pétrologique de la section mantellaire ..... p. 39
3.1.2.4. Présentation des résultats ..... p. 40

3.2. - Etude par massif ..... p. 41

3.2.1. Massifs de Fizh et de Hilti ..... p. 41
3.2.1.1. Structure générale ..... p. 41
3.2.1.2. Structures crustales ..... p. 41
3.2.1.3. Structures des péridotites mantellaires ..... p. 46
3.2.1.3.1. Péridotites de base et semelles métamorphiques ..... p. 57
3.2.1.3.2. Zones de cisaillement ..... p. 57
3.2.1.2.3. Structures asthénosphériques ..... p. 59
3.2.1.4. Répartition et orientation des filons dans la section mantellaire ..... p. 67
3.2.1.5. Nature pétrologique de la section mantellaire. p. 71

3.2.2. Massif de Sarami ..... p. 87
3.2.2.1. Structure générale ..... p. 87
3.2.2.2. Structures mantellaires ..... p. 88
3.2.2.3. Faciès pétrologique de la section mantellaire. p. 93

3.2.3. Massif de Haylayn ..... p. 97

3.2.4. Massif de Rustaq ..... p. 105

3.2.5. Massif de Bahla ..... p. 107

3.2.6. Massif de Sumail ..... p. 110
3.2.6.1. Structure générale ..... p. 110
3.2.6.2. Structures crustales ..... p. 117
3.2.6.3. Structures mantellaires ..... p. 123
3.2.6.3.1. Structures lithosphériques ..... p. 123
3.2.6.3.2. Structures asthénosphériques ..... p. 123
3.2.6.4. Faciès pétrologique de la section mantellaire. p. 131

3.2.7. Massif de Wadi Tayin ..... p. 136

APPENDICE I: Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail ophiolite, Oman). G. Ceuleneer and A. Nicolas; Mineralium Deposita 20, 1985. ..... p. 139

Troisième partie: SYNTHESE REGIONALE

Chap. 4 - DONNEES CHRONOLOGIQUES ..... p. 147

4.1. - Formation du bassin de Hawasina: rifting et océanisation. p. 147

4.2. - Formation de l'ophiolite d'Oman ..... p. 151

4.3. - Charriage intra-océanique de l'ophiolite d'Oman ..... p. 152

4.4. - Du charriage intra-océanique à l'obduction sur la plate-forme arabe ..... p. 155

Chap. 5 - EVOLUTION DU DOMAINE TETHYSIEN DEPUIS LA FRAGMENTATION DU GONDWANA: CADRE GEODYNAMIQUE POUR LA FORMATION ET LA MISE EN PLACE DE L'OPHIOLITE D'OMAN ..... p. 159

5.1. - Introduction ..... p. 159

5.2. - De la paléo-Téthys à la néo-Téthys: l'orogenèse éo-cimmérienne ..... p. 160

5.3. - Evolution de la néo-Téthys: orogenèses néo-cimmérienne et alpine ..... p. 166

5.3.1. Ouverture de la néo-Téthys ..... p. 166
5.3.2. Mise en place des ophiolites sud-téthysiennes ... p. 167
5.3.3. Evolution de la zone nord néo-téthysienne ..... p. 172
5.3.4. Données cinématiques ..... p. 176

5.4. - Charriage à la dorsale de l'ophiolite d'Oman ..... p. 177

5.5. - Corrélations et modèle de mise en place ..... p. 180

APPENDICE II: Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence. F. Boudier, J.L. Bouchez, A.Nicolas, M. Cannat, G. Ceuleneer, M. Misseri and R. Montigny; Earth and Planetary Science Letters 75, 1985. ..... p. 187

APPENDICE III: High-temperature shear zones in the Oman ophiolite and initiation of thrusting on an oceanic ridge. G. Ceuleneer and A. Nicolas; Earth and Planetary Science Letters, soumis. ..... p. 195

APPENDICE IV: Oceanic thrusting, related magmatism and environments of origin of ophiolites: the Oman case. A. Nicolas and G. Ceuleneer; Earth and Planetary Science Letters, soumis. ..... p. 223

Quatrième partie: FONCTIONNEMENT D'UNE DORSALE OCEANIQUE

Chap. 6 - FORMATION DE LA LITHOSPHERE OCEANIQUE ET FLUX ASTHENOSPHERIQUE SOUS UN CENTRE D'EXPANSION ..... p. 261

6.1. - Généralités ..... p. 261

6.2. - Le cas omanais ..... p. 267

APPENDICE V: Melt segregation and asthenospheric flow in diapirs below spreading centers: evidence from the Oman ophiolite. M. Rabinowicz, G. Ceuleneer and A. Nicolas; Journal of Geophysical Research, sous presse. ..... p. 275

BIBLIOGRAPHIE ..... p. 311
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES ..... p. 337

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

Introduction

La **formation de la lithosphère océanique** est un phénomène d'autant moins connu que l'on envisage des niveaux plus profonds. Ainsi, grâce aux études sismiques et aux observations par submersibles commence-t-on à préciser la structure des dorsales actives et les **mécanismes de formation de la croûte** (par ex. East Pacific Rise Study Group, 1981; Francheteau et Ballard, 1983; Macdonald, 1983b; Orcutt et al., 1984). Par contre, la **structure de l'écoulement dans le manteau** sous-jacent n'est contrainte que de façon indirecte par des mesures de gravité, de flux thermique et de topographie (Ledouaran et Francheteau, 1981; Crane et al., 1985; Crane, 1985; Parmentier et Forsyth, 1985). La seule mesure directe est celle de l'anisotropie sismique qui, pour les parties les plus superficielles du manteau, permet de reconnaître la direction de l'écoulement plastique fossilisé (Francis, 1969). Les modélisations numériques de cet écoulement souffrent du manque de contrainte dans leurs conditions aux limites et de la connaissance très approximative de la rhéologie mantellaire. Grâce aux progrès récents de la tomographie sismique, on commence à appréhender la structure tridimentionnelle du manteau supérieur (Woodhouse et Dziewonski, 1984; Nataf et al., 1984; Tanimoto et Anderson, 1984). L'interprétation de ces données en terme de flux mantellaire reste malgré tout encore très délicate. En outre, vu leur pouvoir de résolution relativement faible (la cinquantaine de kilomètres environ), cette méthode concerne surtout la circulation convective globale et n'est guère adaptée pour l'étude de la structure du flux asthénosphérique sous les dorsales, que l'on soupçonne complexe jusqu'à plus petite échelle.

L'**étude structurale des ophiolites** permet d'aborder ces problèmes sous l'angle géologique. L'hypothèse selon laquelle les ophiolites sont des fragments de lithosphère océanique portés à l'affleurement au cours d'épisodes orogéniques est largement admise (e.g. Coleman, 1977 et 1984). Les péridotites de la section mantellaire des ophiolites, lorsqu'elles ne sont pas affectées par les déformations liées à la mise en place, ont gardé l'empreinte du flux asthénosphérique associé à la formation de la lithosphère sous forme de structures de déformation plastique de haute température et faible contrainte déviatorique (Nicolas, 1976; Nicolas et al., 1980). La cartographie de ces structures et leur transformation en documents cinématiques fournit une image directe et précise de la géométrie du flux asthénosphérique dans les parties superficielles du manteau océanique.

La cartographie systématique des structures internes d'une vingtaine de massifs ophiolitiques a été entreprise par le Laboratoire de Tectonophysique de Nantes au cours de ces dernières années. Ces travaux ont permis de montrer que la géométrie du flux asthénosphérique sous les centres d'expansion

varie considérablement selon l'environnement géodynamique (Boudier et Nicolas, 1985) et que la lithosphère océanique peut se former à partir de structures diapiriques relativement bien circonscrites (Nicolas et Violette, 1982). Ils débouchent sur un modèle physique du flux mantellaire sous les dorsales rapides impliquant le laminage de l'asthénosphère entre la lithosphère et de petites cellules de convection animées par la remontée diapirique du manteau partiellement fondu (modèle du "laminoir" Rabinowicz et al., 1984).

Le présent travail a pour objet la cartographie structurale de l'**ophiolite d'Oman.** Par de nombreux aspects, cette ophiolite est un champ d'investigation particulièrement riche et privilégié: elle occupe un domaine de la chaîne alpine où la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie n'a pas encore dégénéré en collision continentale; d'une superficie totale de 30.000 kilomètres carrés, c'est la plus grande ophiolite du monde; les conditions d'affleurement y sont excellentes; l'allongement de la chaîne est sub-parallèle à l'axe de la paléo-dorsale, permettant l'étude des variations longitudinales de structure et de composition d'un segment de lithosphère océanique long de 400 kilomètres; les phénomènes étudiés peuvent donc être d'échelle comparable à ceux mis en évidence par les méthodes géophysiques le long des dorsales actives (fig. 1.1.); l'ophiolite présente à l'affleurement une section souvent complète de la lithosphère océanique depuis des niveaux du manteau situés à une profondeur maximale de 9 kilomètres sous le paléo-Moho jusqu'aux formations volcaniques et sédimentaires des niveaux supérieurs de la croûte; les structures mantellaires peuvent de ce fait être analysées dans un référentiel paléo-tectonique et les relations entre les processus mantellaires et les variations de structure et de composition de la croûte peuvent être mises en évidence.

L'accès à ces informations nécessite un travail préliminaire de décryptage des données géologiques présenté dans les paragraphes descriptifs de cette thèse (chapitre 3). Il comprend deux aspects: (1) dresser la carte de la déformation plastique de la section mantellaire et (2) faire la part entre les structures héritées de la formation de la lithosphère de celles imprimées durant la mise en place de l'ophiolite.

A l'issue des premières explorations de la section mantellaire d'Oman (Boudier et Coleman, 1981), il semblait que la mise en place n'en avait affecté que les niveaux inférieurs, soit quelques centaines de mètres au dessus du plan de charriage. Les études ultérieures ont montré que la situation est souvent plus complexe. Dans certains massifs, les structures liées au charriage intra-océanique qui préluda à l'obduction de l'ophiolite sur la marge arabe sont abondantes et d'une très grande richesse. Au premier objectif, l'étude des structures asthénosphériques, s'ajoute donc celui de l'étude du **charriage intra-océanique.** Il s'avère en fait que formation et mise en place de l'ophiolite d'Oman sont deux événements indissociables: l'ophiolite ayant été échantillonnée sur le site même de sa formation, il existe une continuité parfaite entre ces deux épisodes et l'interprétation de l'un passe par la compréhension de l'autre.

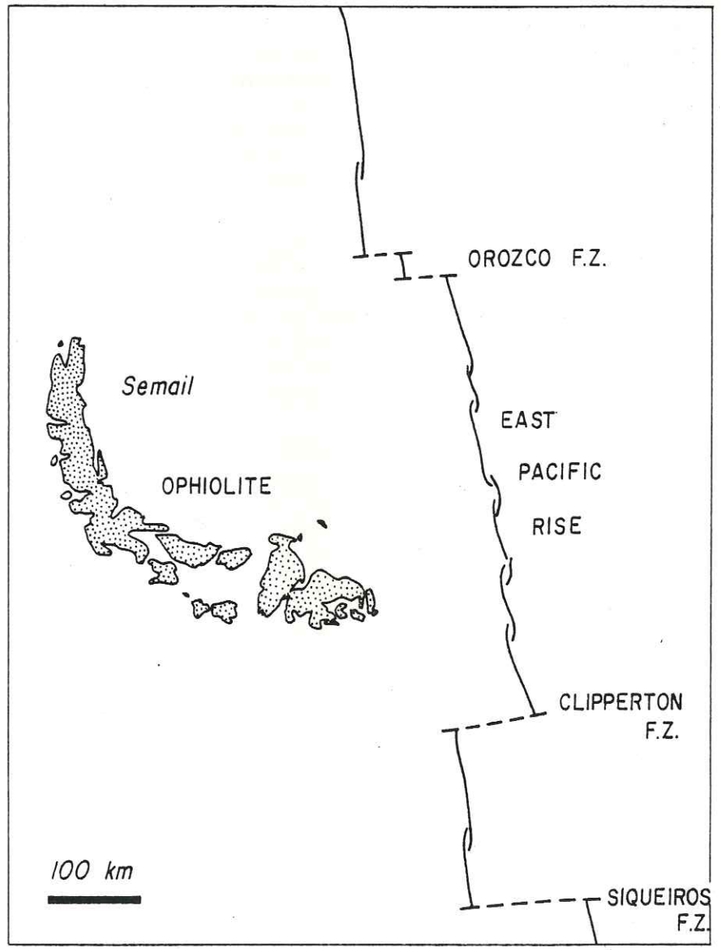


fig. 1.1. Dimensions comparées de l'ophiolite d'Oman (d'après Glennie et al., 1974) et d'un segment de la dorsale Est-Pacifique (d'après Macdonald et al., 1984).

Le charriage à la dorsale des ophiolites a d'importantes conséquences pour l'évolution des domaines océaniques en régime de convergence et pour les stades précoces de l'orogenèse. Ainsi convergent les objectifs thématiques traitant de la vie et de la mort d'une dorsale océanique avec un objectif régional, l'histoire de l'ophiolite d'Oman dans le contexte plus vaste de l'évolution de la Téthys et de la chaîne alpine (chapitres 4 et 5).

L'analogie entre l'ophiolite d'Oman et la structure des dorsales actuelles est examinée brièvement (chapitre 6). En l'absence d'études pétrologiques permettant d'assigner clairement les structures observées dans la croûte superficielle à l'épisode de formation de la lithosphère, cette démarche est quelque peu prématurée.

Nos observations concernant la formation de l'ophiolite d'Oman, résumées dans le chapitre 6, nous ont conduit à préciser le modèle du laminoir insistant particulièrement sur l'**interaction entre le flux asthénosphérique et les processus d'extraction du magma** (annexe V).

CHAPITRE 2

CADRE TECTONIQUE GENERAL

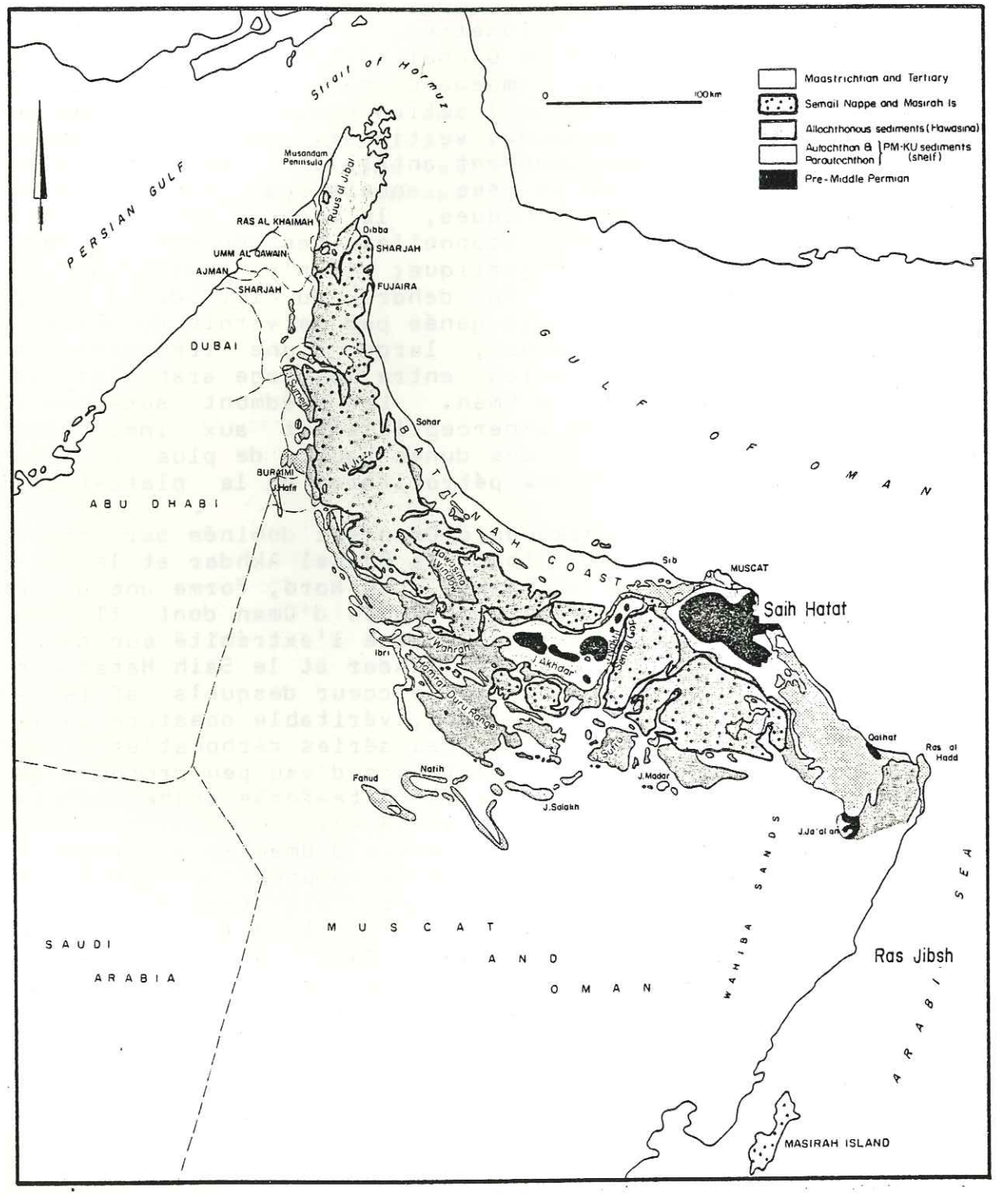
2.1. Les montagnes d'Oman

L'extrémité sud-est de la péninsule arabe est défendue par une étroite barrière montagneuse se déployant selon un arc à concavité nord-est, depuis le détroit d'Hormuz, au Nord, jusqu'au Ras al Hadd, au Sud (fig. 2.1.). Longues de 700 kilomètres, d'une largeur variant de 30 à 130 kilomètres, les montagnes d'Oman culminent à 3019 mètres dans le Djebel Akhdar; leur altitude moyenne assez modeste est compensée par une morphologie particulièrement accidentée due à l'action conjuguée de l'érosion et d'une importante néotectonique verticale. Les wadi, cours d'eau temporaires, ont profondément entaillé la montagne d'un réseau dense et tortueux de vallées encaissées; régulièrement décapée lors de crues catastrophiques, la roche y présente des affleurements d'une qualité exceptionnelle. Les montagnes d'Oman connaissent un climat semi-désertique; il n'y pousse qu'une végétation très clairsemée. En dehors du lit des wadi, l'observation fine de la roche est gênée par le vernis du désert.

La plaine côtière ou Batinah, large d'une trentaine de kilomètres, marque la transition entre la marge arabe et le domaine océanique du golfe d'Oman. Le piedmont sud-ouest, beaucoup plus étendu, passe imperceptiblement aux immensités désertiques du Rub al Khali où des dunes hautes de plus de 200 mètres recouvrent les formations pétrolifères de la plate-forme arabe.

La morphologie des montagnes d'Oman est dominée par trois massifs calcaires, le Ruus al Djibal, le Djebel Akhdar et le Saih Hatat (fig. 2.1.). Le Ruus al Djibal, au Nord, forme une unité tectonique distincte du reste des montagnes d'Oman dont il est séparé par la faille de Dibba; il constitue l'extrémité sud de la chaîne plissée du Zagros. Le Djebel Akhdar et le Saih Hatat ont une structure en dôme anticlinal dans le coeur desquels affleure un socle paléozoïque et dont les flancs, véritable ossature de la chaîne omanaise, sont formés d'épaisses séries carbonatées d'âge Permien-moyen à Cénomanien. Ces sédiments d'eau peu profonde se déposèrent sur la marge orientale de la plate-forme arabe, subsidente et passive durant les temps mésozoïques.

Sur le plan géologique, les montagnes d'Oman se distinguent du reste de l'Arabie par la présence de nappes de sédiments pélagiques calcaro-siliceux et d'une gigantesque nappe ophiolitique, mises en place sur les calcaires de la plate-forme au Crétacé supérieur. L'ophiolite d'Oman, souvent appelée ophiolite de Semail, affleure sur une superficie de trente mille kilomètres carrés : c'est la plus vaste ophiolite du monde. Elle fut légèrement disloquée en une dizaine de massifs lors d'événements tectoniques contemporains de, ou postérieurs à sa mise en place mais n'en garde pas moins une grande unité structurale à l'échelle de toute la chaîne. La marge arabe



2.1. Carte géologique des montagnes d'Oman.
Extrait de Glennie et al. (1974)

n'étant pas encore entrée en collision, à l'aplomb de l'Oman et le long de la zone de subduction du Makran, avec le bloc eurasiatique, l'ophiolite de Semail a préservé intactes les structures acquises lors de sa formation et de sa mise en place.

Des calcaires maestrichtiens transgressifs recouvrent l'ensemble des formations autochtones et allochtones et marquent le rétablissement du régime de marge passive après la mise en place des nappes. La structure actuelle des montagnes d'Oman fut acquise lors d'une légère phase de compression miocène.

2.2. Historique

La découverte dans les montagnes d'Oman de serpentinites et d'autres roches ophiolitiques remonte aux premières explorations: Carter (1850), Blandorf (1872) et Pilgrim (1908) qui les baptisa formation de **Semail**. C'est Lees (1928) qui, le premier, mit en évidence leur étendue géographique soulignant ainsi la singularité remarquable de la géologie omanaise. Lees reconnut les principales unités tectonostratigraphiques constituant les montagnes d'Oman. Il formula un modèle allochtoniste selon lequel l'ophiolite de Semail et les sédiments pélagiques sous-jacents, qu'il dénomma formations de **Hawasina**, auraient été charriés individuellement sur la plate-forme arabe lors de mouvements de nappes pre-Gossau depuis une zone géosynclinale située à l'Est des montagnes d'Oman; belle intuition qui ne sera démontrée que bien plus tard par des travaux stratigraphiques, pétrologiques, géophysiques et structuraux détaillés. Lees reconnut également l'appartenance des calcaires de la péninsule de Musandam (Ruus al Djibal) à la chaîne plissée du Zagros et le rôle majeur joué par la faille de Dibba et son prolongement vers le Nord (l'"**Oman line**").

Durant les quatre décennies qui suivirent la publication de Lees, seuls quelques géologues pétroliers eurent l'occasion de pénétrer en Oman, sous l'égide de la "Pétroleum Development of Oman" (PDO) créée en 1937. L'absence de voies carrossables, l'âpreté du relief et, surtout, les conflits incessants agitant les tribus de l'intérieur, rendaient l'accès aux montagnes particulièrement difficile. L'ophiolite n'étant pas leur centre d'intérêt principal, les pétroliers s'attachèrent à préciser la stratigraphie des terrains sédimentaires. La plupart de leurs travaux furent consignés sous forme de rapports internes et en partie résumés dans les publications de Hudson et al. (1954a, 1954b), Hudson et Chatton (1959) et Hudson (1960).

Dans ce contexte, la publication de Morton (1959), consacrant une large part à l'ophiolite, fait figure d'exception. Morton reprend et précise les grandes subdivisions tectonostratigraphiques de Lees mais réfute son hypothèse allochtoniste. Il considère les montagnes d'Oman comme un ensemble autochtone, expliquant les lithologies inhabituelles et les structures localement chaotiques par un vaste épisode d'épanchement sous-marin de roches serpentineuses ayant affecté la marge arabe au Crétacé supérieur.

Dès lors, les publications sur la géologie omanaise seront

polarisées par le débat opposant l'hypothèse autochtoniste (Morton, 1959; Tschopp, 1967; Wilson, 1969; Moody, 1974) à l'hypothèse allochtoniste (Lees, 1928; Reinhardt, 1969 et 1970; Allemann et Peters, 1972; Glennie et al., 1973 et 1974; Glennie et Reinhardt, 1974; Glennie, 1977).

L'affrontement entre les deux écoles reflète la révolution fondamentale secouant les Sciences de la Terre à l'époque: le retour en force des idées mobilistes sous l'impulsion des découvertes océanographiques d'après guerre (Hess, 1962; Vine et Matthews, 1963; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968;...). Au sein de la discussion opposant mobilistes et fixistes, la genèse et la mise en place des ophiolites occupaient une place de choix. Le modèle du volcano-pluton développé par Routhier (1946), Dubertret (1953) et Brunn (1960), dont s'inspirèrent Morton (1959) et les autochtonistes, s'inscrivait dans un cadre fixiste: les ophiolites n'étant, dans ce modèle, qu'une forme particulière de volcanisme affectant les bassins sédimentaires subsidents (géosynclinaux), nul besoin n'était d'invoquer des déplacements horizontaux considérables pour expliquer leur présence sur des formations de plate-forme. Les mobilistes, au contraire, firent très tôt l'équation entre la série ophiolitique et la lithosphère océanique, soubassement de l'océan mondial. La présence de fragments de lithosphère océanique en milieu continental nécessitait une importante tectonique horizontale dont il était tout naturel de chercher l'origine dans les mouvements des plaques elles-mêmes (Dewey et Bird, 1970; Coleman, 1971).

Sur le plan pétrologique, une des principales différences entre le modèle du volcano-pluton et le modèle de formation des ophiolites en un centre d'expansion océanique réside en l'interprétation de leur partie basale péridotitique: cumulats pour le premier, restites pour le second. C'est essentiellement cette différence qu'exploita Reinhardt (1969 et in Glennie et al.; 1974), auteur de la première carte de l'ophiolite d'Oman, pour confronter les deux modèles. Il mit en évidence l'importance volumétrique de la section ultrabasique (environ 60% de la surface totale de l'ophiolite) ainsi que sa grande homogénéité minéralogique et géochimique contrastant avec la nature très différenciée et hétérogène des unités sus-jacentes, de composition moyenne basaltique. De nombreuses observations de terrain relatives, entre autres, aux filons recoupant les différents niveaux de l'ophiolite, ainsi que des données géothermométriques et géobarométriques lui permirent de démontrer que la section ultrabasique était un résidu réfractaire équilibré à une température d'environ 1200° C et à une profondeur de 22 à 30 km. Ce résidu fut imprégné et intrudé, à une profondeur moindre, par des magmas basaltiques de composition similaire à celle des unités sus-jacentes. La nature résiduelle de l'unité des péridotites fut confirmée ultérieurement, entre autres sur la base de leur contenu en terres rares (Pallister et Knight, 1981). Sous l'impulsion de Reinhardt, les premières études pétrologiques de l'ophiolite d'Oman s'inscrivent donc d'emblée dans le cadre de l'expansion des fonds océaniques.

Sur le plan stratigraphique, alors que l'âge Permien moyen à Cénomanien des formations carbonatées du Djebel Akhdar et du Saih Hatat était universellement admis, l'âge des formations

d'Hawasina suscita une longue polémique. Les âges des macrofossiles contenus dans l'Hawasina couvrent une grande partie du Mesozoïque mais, ces fossiles étant la plupart du temps remaniés, leur valeur stratigraphique était sujette à caution. En l'absence de datations micropaléontologiques de la matrice micritique, on pouvait les interpréter soit comme des lithoclastes dérivant de couches plus anciennes, soit comme des organismes de la plate-forme adjacente transportés en milieu pélagique par des courants de turbidité, leur âge étant alors contemporain de la formation de la couche. Le modèle autochtoniste exigeait que les formations de Hawasina fussent d'âge plus récent que les calcaires qu'elles surmontent (Cénomanien) et plus ancien que les dépôts transgressifs sur l'ensemble des montagnes d'Oman (Maestrichtien), ce qui les confinait en un étroit intervalle Crétacé supérieur de la colonne stratigraphique. Pour expliquer la présence de fossiles anciens dans l'Hawasina, Wilson (1969), fervent avocat du modèle autochtoniste, fit appel à d'incessants remaniements in situ en milieu turbulant causés par une forte activité tectonique qui aurait connu son apogée lors de l'extrusion de l'ophiolite au Crétacé supérieur. Tschopp (1967), adoptant une position moins radicalement autochtoniste, imagina l'ouverture, au Campanien, d'un géosynclinal où se "déposèrent" Hawasina et ophiolite, l'ensemble étant charrié sur la plate-forme arabe au Campanien supérieur.

Les travaux de Glennie et al. (1973, 1974), poursuivant ceux de Harembourg et Horstink (1967), mirent un terme à ces spéculations. Durant les hivers 1967-68 et 1968-69, cette équipe de géologues de la Shell, cartographia au cinq cents millième l'ensemble des montagnes d'Oman. Disposant d'importants moyens logistiques, ils purent visiter bon nombre d'affleurements clés inaccessibles à leurs prédécesseurs. Des datations micropaléontologiques conduites sur l'Hawasina tout au long de la chaîne leur permirent de démontrer que ces formations se déposèrent durant l'intervalle Permien-moyen à Cénomanien, à l'instar des carbonates de la plate-forme sous-jacente. Ils montrèrent en outre que l'Hawasina était constitué par la superposition d'une douzaine d'unités épaisses de 200 à 1000 mètres, lithologiquement distinctes mais en grande partie contemporaines, qu'ils interprétèrent comme autant de nappes de charriage (fig. 2.2).

La démonstration stratigraphique du caractère allochtone de l'Hawasina fut sans conteste l'argument qui fit triompher le modèle des géologues de la Shell dès sa parution. Les évidences structurales, qui nous semblent actuellement aussi impérieuses, furent plus longuement débattues (cf. Moody, 1974 ; Glennie et Reinhardt, 1974).

Du propre aveu de Glennie et de ses collègues (1974), il eût été ardu de démontrer la nature allochtone de l'Hawasina sur simple observation des contacts entre les différentes unités. Ceux-ci sont en effet rarement bien exposés et les évidences de troncatures quasi inexistantes. De même, seule la micropaléontologie fine leur permit de mettre en évidence des successions incomplètes ou anormales de nappes au sein du groupe de Hawasina suggérant une certaine complexité tectonique interne.

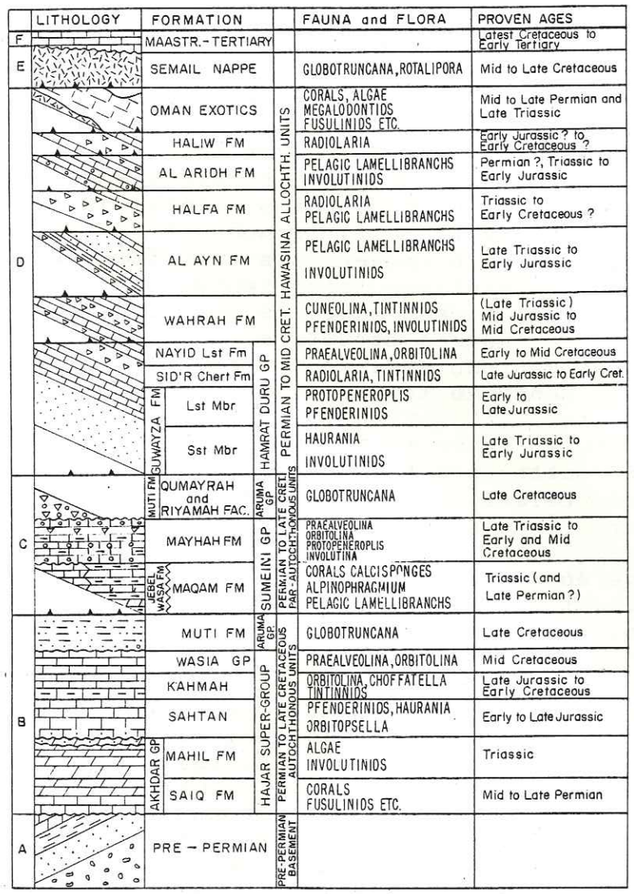
La situation est inverse pour ce qui est de la démonstration

de la nature allochtone de la nappe de Semail sur l'Hawasina: Glennie et ses collègues ne connaissaient pas l'âge de l'ophiolite mais apportèrent des preuves structurales irréfutables de son allochtonie. En de nombreux points, ils montrèrent que la nappe de Semail tronque les formations sous-jacentes et que le contact entre ces unités est fortement schistosé, tant au niveau des sédiments qu'au niveau des péridotites de base de l'ophiolite. Ce contact est, de plus, jalonné d'écailles de roches métamorphiques. Quoique celles-ci affleurent de façon discontinue, le passage progressif des roches métamorphiques aux sédiments de l'Hawasina non métamorphisés, deux ou trois cent mètres sous le contact, prouve que ce métamorphisme est causé par la mise en place des nappes, qu'il s'agit d'une authentique semelle.

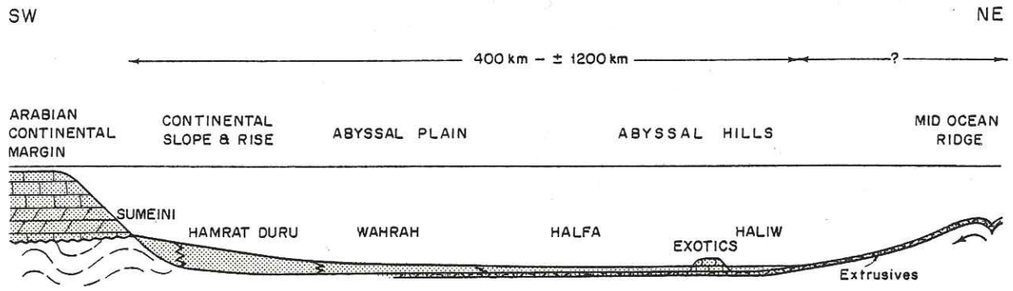
Glennie et ses collègues (1974) reconnurent la présence de roches métamorphiques de degré faible (schistes verts) et élevé (amphibolites à grenat). Selon eux, seuls les schistes verts étaient liés au charriage de l'ophiolite, les amphibolites provenant d'un socle pré-Trias terminal hypothétique. Parallèlement, Allemann et Peters (1972) étudièrent les affleurements de roches métamorphiques de la semelle infra-ophiolitique situés dans le Nord des montagnes d'Oman, de loin les plus étendus. Ils associent clairement, datations radiométriques à l'appui, l'épisode amphibolitique au charriage de l'ophiolite. Des études ultérieures (Searle et Malpas, 1980 ; Ghent et Stout, 1981; Lanphere, 1981) confirmeront cette dernière hypothèse, faisant jouer aux semelles, dans l'élaboration du modèle allochtoniste, un rôle encore plus important que ne l'avait pressenti l'équipe de Glennie. Les tenants du modèle autochtoniste connaissaient l'existence de ces contacts tectoniques et des roches métamorphiques associées mais les attribuaient au rejeu local de failles mineures, en particulier lors de la phase de plissement miocène (Morton, 1959; Wilson, 1969).

Il faut attendre les levés gravimétriques de Manghnani et Coleman (1981) pour assister à la démonstration géophysique de la nature allochtone de l'ophiolite. Cette étude montra clairement que la nappe de Semail a une épaisseur finie, que l'ophiolite n'est pas enracinée dans la marge arabe. Morton (1959), sur base des données gravimétriques existant à l'époque était arrivé à la conclusion inverse, probablement à cause d'une surestimation du degré de sepentinisation de la section ultrabasique.

Au terme de leurs travaux, Glennie et ses collègues (1973, 1974) proposèrent une reconstitution palinspastique du bassin de Hawasina (fig. 2.3). Ils avaient observé que le faciès sédimentologique des nappes évoluait parallèlement à leur position structurale: faciès de pente continentale à la base passant progressivement vers le haut à des turbidites de plus en plus distales et à des faciès abyssaux. L'ophiolite elle-même pouvait être, selon l'hypothèse de Reinhardt (1969), considérée comme le faciès océanique par excellence. Leur idée fut de transposer cette zonation verticale de faciès en une zonation horizontale en joignant les nappes bout à bout selon leur ordre moyen d'empilement. Moyennant quelques corrections géométriques ils concluent que la demi-largeur du bassin de Hawasina (distance de



2.2. Unités tectonostratigraphiques des montagnes d'Oman
Extrait de Glennie et al (1974)



2.3. Reconstitution palinspastique du bassin de Hawasina.
Extrait de Glennie et al (1974)

la marge arabe à la ride médio-océanique où fut créée l'ophiolite) était comprise entre 380 et 1200 km. Ce modèle est idéalisé; il se place dans l'hypothèse la plus simple d'un bassin sédimentaire unique et néglige d'éventuelles variations latérales de faciès parallèlement à l'axe de la chaîne. On verra dans les chapitres qui suivent qu'il reste néanmoins largement applicable.

Le mérite de ces travaux est aussi d'avoir fourni un document cartographique d'une valeur inestimable. Les travaux de l'équipe de Glennie marquent le point de départ de l'étude "moderne" des montagnes d'Oman. Ils coïncident à peu près avec le début de l'étude fine des dorsales océaniques, sujet qui mobilise une fraction importante de la communauté des Sciences de la Terre depuis une quinzaine d'années. La complémentarité entre les deux approches se concrétisa très rapidement, les océanographes trouvant dans les études omanaises des réponses détaillées à des questions concernant la structure et la composition de la croûte profonde et du manteau supérieur, les géologues intégrant leurs observations dans le schéma grandiose de l'expansion des fonds océaniques.

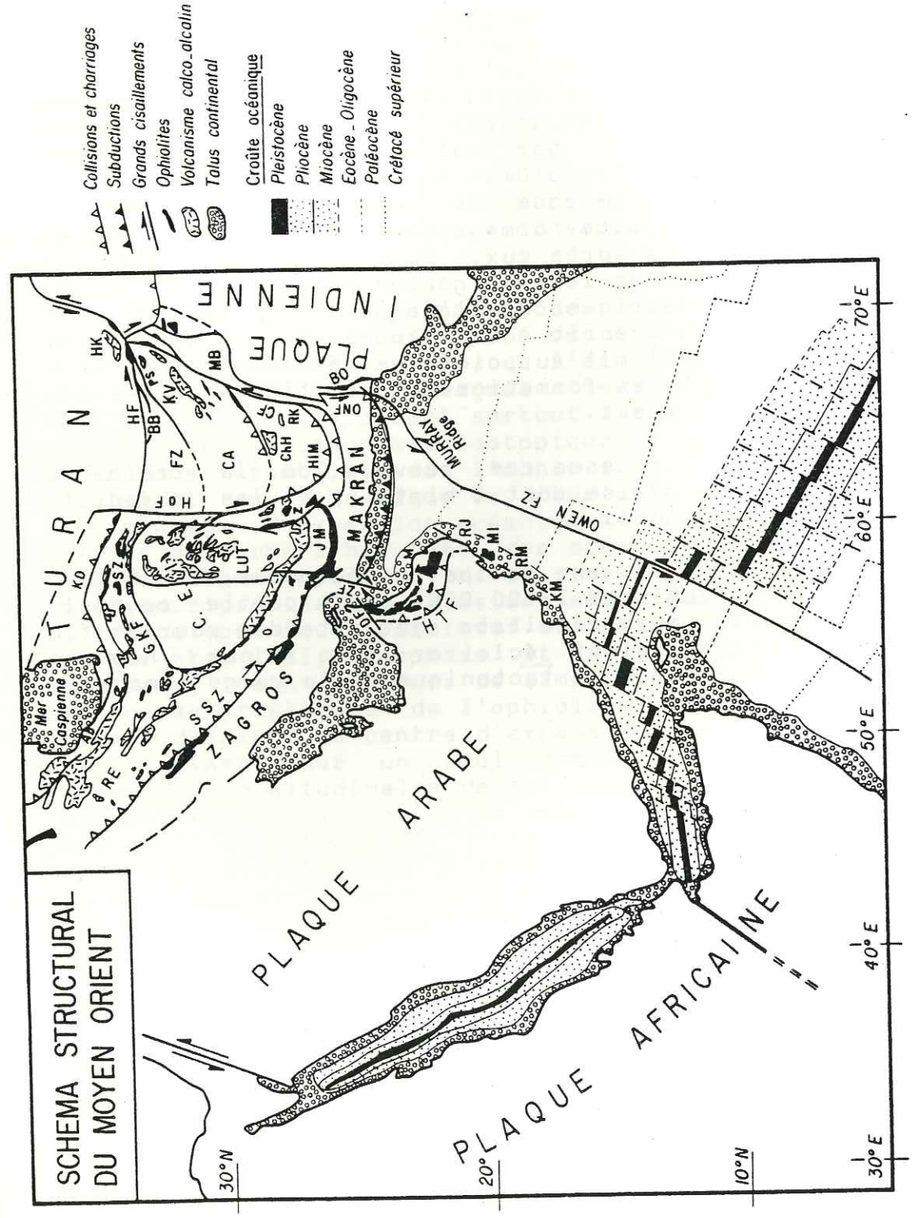
Depuis cette époque, quatre équipes se sont succédées en Oman, outre celles directement impliquées dans un projet minier ou pétrolier:

(1) Une équipe rassemblant des chercheurs de l'U.S. Geological Survey et de l'Université de Californie s'est consacrée, durant les années septante, à l'étude du massif de Wadi Tayin, dans le Sud-Est des montagnes d'Oman (cf. Coleman et Hopson, 1981). Ils développèrent surtout les aspects pétrologiques, en particulier la géochimie isotopique et des éléments traces des formations crustales de l'ophiolite. Ces études se placent résolument sous le signe de l'analogie entre les ophiolites et les centres d'expansion océaniques. Leur apport principal est d'avoir confirmé l'hypothèse des océanographes selon laquelle des chambres magmatiques peuvent exister sous les dorsales océaniques et d'avoir précisé les relations entre les différentes unités de la croûte océanique (Pallister et Hopson, 1980 et 1981; Pallister et Knight, 1981; Lanphere et al., 1981; Pallister, 1984). Toutefois, dans un souci de simplification, elles minimisèrent les caractéristiques de l'ophiolite d'Oman s'écartant trop de l'image d'Epinal du centre d'expansion océanique; en particulier, se focalisant sur un seul massif, elles négligèrent les variations longitudinales de structure et de composition qui nous paraissent être la source de renseignements la plus originale et la plus riche offerte par l'ophiolite d'Oman. De plus, l'équipe américaine démontra que la mise en place de l'ophiolite, débuta par un charriage intra-océanique (Ghent et Stout, 1981; Boudier et Coleman, 1981). Ces auteurs furent les premiers à suggérer que cet épisode s'initia à la dorsale médio-océanique elle-même (Boudier et Coleman, 1981; Coleman, 1981). Sur le plan géophysique, rappelons les levés gravimétriques de Manghnani et Coleman (1981) et les travaux paléo-magnétiques de Luyendyk et Day (1982) et Luyendyk et al. (1982).

(2) Au tournant des années quatre-vingt, une équipe anglaise de l'Open University, sous la direction de I.G. Gass, cartographia au 1/100.000° la portion des montagnes d'Oman située au Nord du Djebel Akhdar. Parallèlement à ce travail, des études plus thématiques furent menées concernant l'évolution sédimentologique du bassin de Hawasina (Graham, 1980), les semelles métamorphiques (Searle, 1980; Searle et Malpas, 1980 et 1982), la section mantellaire (Brown, 1980 et 1982; Bartholomew, 1983; Christensen et Smewing, 1981), la section cumulative (Browning, 1982 et 1984; Smewing et al., 1984), et les formations volcaniques de la croûte supérieure (Pearce et al., 1981; Alabaster, 1982; Alabaster et al., 1982). Ces dernières mirent en évidence l'existence d'un volcanisme différencié au toit de la section ophiolitique; c'est l'argument principal en faveur du modèle que l'équipe de l'Open University développa comme alternative à celui de l'équipe américaine. Selon ce modèle, proposé initialement par Gealey (1977) et Welland et Mitchell (1977), l'ophiolite d'Oman se serait formée dans un bassin arrière-arc lié à une zone de subduction hypothétique située au voisinage de la plate-forme arabe. La mise en place de l'ophiolite résulterait, d'après eux, de la collision entre cet arc et la marge omanaise. Sur le plan géophysique, Shelton (1984) établit une carte gravimétrique détaillée de la partie nord des montagnes d'Oman et entreprit des études paléomagnétiques; Rothery (1982, 1983, 1984) mit au point une méthode originale de cartographie automatique des formations ophiolitiques à partir des données satellites Landsat.

(3) Cette thèse est issue des travaux de la troisième équipe, une équipe française dont l'histoire et les objectifs sont retracés en Avant-Propos.

(4) Enfin, depuis 1983, une équipe de géologues du B.R.G.M. a entrepris la cartographie au 1/100.000° de la partie centrale des montagnes d'Oman. Leurs résultats sont attendus pour la fin de cette année et devraient éclairer d'un jour nouveau l'évolution sédimentologique et tectonique de la marge omanaise et du bassin de Hawasina.



2.3. Position actuelle et limites de l'ophiolite d'Oman (fig. 2.1 et 2.4)

En contact direct avec la plate-forme arabe, l'ophiolite d'Oman occupe, au sein de l'édifice alpin, une position particulièrement externe. Elle partage ce caractère avec un ensemble de nappes ophiolitiques du Moyen-Orient mises en place au Crétacé supérieur que Ricou (1971) regroupa sous le vocable commun de **croissant ophiolitique peri-arabe.** Elles s'égrènent selon un étroit ruban long de 3000 kilomètres depuis le Hatay, à l'Ouest, jusqu'à l'océan Indien, à l'Est.

Cependant, à la différence de ses consoeurs, l'ophiolite d'Oman occupe un domaine non encore entré en collision avec le bloc eurasiatique. Cette situation privilégiée est due, en grande

Fig. 2.4. Schéma structural du Moyen-Orient d'après McKenzie et Sclater (1971), Auden (1974), Glennie et al. (1974), Jacob et Quittmeyer (1979), Moseley et Abbotts (1979), Berberian et Berberian (1981), Coleman (1981), Tapponnier et al. (1981), Abul Farah et al. (1984) et Lensch et al. (1984).

Ab = monts d'Alborz
BB = bloc de Band-e Bayan
BO = ophiolites de Bela
CA = Bloc Central Afghan
CEI = Bloc Central-Est Iranien
CF = faille de Chaman
Ch H = montagnes de Chagaï
DF = faille de Dibba
FZ = zone de Farah
GKF = faille du Grand Kavir
HaF = faille de Harirud
HF = faille d'Herat
HIM = dépression de Hamum-i-Mashkel
HK = Hindu Kush
HTF = front des nappes de Hawasina
JM = dépression de Jaz Murian
KD = Kopet Dagh
KM = Iles de Kuria-Muria
KV = volcanites de Kandahar
M = Mascate
MB = Muslim Bagh
MI = Ile de Masirah
ONF = faille d'Ornach Nal
PS = suture de Panjaw
RE = zone de Rezaiye-Esfandagheh
RJ = Ras Jibsh
RK = Ras Koh
RM = Ras Madrakah
SSZ = zone de Sanandaj-Sirjan
SZ = zone de Sabzevar
Z = ophiolite de Zahedan
ZF = faille de Zendam

partie, à l'**Oman line** (Lees, 1928), zone de cisaillement NE-SW à N-S, active au moins depuis le Crétacé (White et Ross, 1979). D'importance géodynamique, l'Oman line sépare une zone de collision continent/continent, la chaîne plissée du Zagros, à l'Ouest, d'une zone, à l'Est, où la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie est absorbée par subduction sous le Makran de la lithosphère océanique du Golfe d'Oman (Farhoudi et Karig, 1977 ; Jacob et Quittmeyer, 1979). La branche sismiquement active de l'Oman line, la **faille de Zendam**, accomode un mouvement dextre mais présente une composante de chevauchement E-W indiquant que la plaque arabe s'enfonce légèrement sous l'Eurasie à ce niveau (White et Ross, 1979). La faille de Dibba, prolongement méridional de l'Oman line et limite nord-ouest de l'ophiolite, a également servi, au cours du Crétacé supérieur et du Miocène, de plan de décollement emprunté par les formations para-autochtones du Ruus al Djibal lors de leur charriage vers l'Ouest sur la plate-forme arabe (Searle et al., 1983).

La limite sud-est de la nappe ophiolitique est camouflée par la couverture néo-autochtone mais il est probable que, à l'instar des nappes de Hawasina, elle s'étendait jusqu'à la côte de Batain, marge sud-est du continent arabe. Actuellement passive, cette marge coïncide avec une ancienne zone de fracture NE-SW, la **ligne de Masirah** qui est jalonnée d'affleurements ophiolitiques sur une longueur probable de 500 kilomètres, depuis les îles de Kuria Muria, au Sud-Ouest, jusqu'au Ras Jibsh, au Nord-Est (Moseley et Abbotts, 1979). Le plus important de ces affleurements se situe au niveau de l'île de Masirah elle-même. Il s'agit d'un fragment de croûte océanique plus ou moins intact d'âge Crétacé inférieur, recouvert en discordance par des calcaires peu profonds d'âge Eocène (Glennie et al., 1974 ; Abbotts, 1981). Elle est donc plus ancienne que la croûte océanique adjacente de l'océan Indien, d'âge Paléocène (McKenzie et Sclater, 1971). La côte ouest de l'île est frangée d'une mégabrèche de fragments ophiolitiques et de calcaires valanginiens à cénomaniens cimentés par une matrice serpentineuse (Moseley et Abbotts, 1979). Ce mélange forme une bande NNE-SSW verticale large de cinq kilomètres. Le complexe filonien de l'ophiolite de Masirah, d'orientation dominante Est-Ouest, adopte une orientation Nord-Sud au voisinage du mélange. Le contact entre l'ophiolite et le mélange est intensément schistosé. L'ophiolite est recoupée de granites riches en potassium dont les caractères géochimiques indiquent l'origine continentale (Abbotts, 1978). Ces observations ainsi que les reconstitutions cinématiques de l'ouverture de l'océan Indien (McKenzie et Sclater, 1971 ; Sclater et Fisher, 1974) militent en faveur de l'hypothèse selon laquelle la ligne de Masirah serait la trace d'une ancienne zone transforme de type continent-océan. Active depuis au moins la fin du Mésozoïque et durant une partie du Cénozoïque, elle fut relayée, au cours de l'Eocène, par la **zone de fracture d'Owen-Murray**, située 300 kilomètres au large de la côte omanaise (Powell, 1979). De décrochement dextre (mouvement transformant sénestre), la zone de fracture d'Owen-Murray se poursuit jusqu'à la **zone de subduction du Makran** et constitue la limite océanique actuelle entre la plaque arabe et la plaque indienne (Quittmeyer **et al.**, 1979 ; White, 1985). Cette limite se

prolonge au Nord par les grands **cisaillements sénestres d'Ornach Nal et de Chaman**, limite occidentale du continent indo-pakistanais (Farah et al., 1984). Tout comme l'Oman line, ces grands cisaillements d'orientation N-S à NW-SE absorbent des mouvements compressifs E-W (charriage vers l'Est des formations afghanes sur le continent indien).

Le front des nappes de Hawasina et de l'ophiolite correspond, à peu de choses près, à la limite actuelle de leurs affleurements ouest et sud. Il est caractérisé par l'imbrication de fines écailles de lithologies différentes et par des structures parfois chaotiques. Au-delà s'étendent les formations de la plate-forme arabe non affectées par les événements alpins ; par endroits, elles sont le siège d'halocinèses dues à la remontée de diapirs de sel précambrien.

Le domaine continental arabe est limité au Nord-Est, par une marge passive depuis la fragmentation permo-triasique du bloc gondwanien (Glennie et al., 1974 ; Graham, 1980). L'emplacement exact du talus continental durant les temps mésozoïques est masqué par les formations allochtones. L'étude sédimentologique des séries carbonatées de la plate-forme arabe indique que la position de la marge oscilla, au gré des progradations et des récessions, autour d'une position moyenne qui devait se situer non loin de sa position actuelle dans le golfe d'Oman. Durant le Malm, au maximum de la transgression jurassique, elle recula jusqu'en une ligne située quelque 150 kilomètres à l'Ouest du front de la nappe ophiolitique (Murris, 1980). Le régime de marge passive s'interrompit au Sénonien durant la courte période qui vit l'obduction des nappes ; une avant-fosse se crée alors, où se déposèrent des sédiments synorogéniques de type wildflysch (Glennie et al., 1974; Murris 1980). Le régime de marge passive se rétablit dès la transgression maestrichtienne.

A plus petite échelle, Glennie et ses collègues (1974), constatant l'abondance des faciès de talus continental (groupe de Sumeini) dans le Nord des monts d'Oman et leur absence virtuelle dans le Sud, situent la position moyenne de la marge omanaise durant le Mesozoïque à l'Ouest des massifs du Nord et au Nord des massifs du Sud. L'orientation de la marge serait donc localement plus E-W que NW-SE. Le groupe de Sumeini étant lui-même para-autochtone, cette limite est peu précise. Elle reflète néanmoins une différence entre la position des massifs du Sud et ceux du Nord: ces derniers se seraient incorporés au talus continental alors que les massifs du Sud ont clairement chevauché la plate-forme arabe sur une distance d'au moins 150 kilomètres. Ce chevauchement causa localement une déformation intense des formations autochtones accompagnée d'un métamorphisme de haute pression (Michard, 1983 ; Lippard, 1983).

La marge omanaise présente actuellement un dénivelé de plus de 6000 mètres depuis le sommet du Djebel Akhdar jusqu'à la plaine abyssale du golfe d'Oman. La transition entre l'ophiolite et la lithosphère océanique du golfe est inaccessible à l'observation directe : à terre, les affleurements ophiolitiques s'ennoient sous le piedmont de la Batinah tandis qu'au large, le talus continental est recouvert de sédiments turbiditiques dont l'épaisseur atteint six kilomètres (White et Klitgord, 1976). Dans la partie nord des montagnes d'Oman, des études

gravimétriques épaulées de profils sismiques montrent que la nappe ophiolitique se poursuit sous la Batinah en adoptant une pente moyenne de 15° vers l'Est (Shelton, 1984).

Le devenir de l'ophiolite au large reste beaucoup plus hypothétique. La modélisation gravimétrique de la marge nord omanaise tend à montrer que la nappe ophiolitique s'amincit rapidement une fois franchie la ligne de côte; il n'y aurait pas de continuité entre l'ophiolite et la lithosphère océanique du golfe. Cette modélisation est toutefois entachée d'une grande imprécision. D'une part, le pic positif de marge continentale, hors de portée à la fois des mesures à terre et des mesures en mer, n'a pu être observé ; Shelton pallie à cette carence en supposant que la position et la forme du pic est similaire à celle de la marge atlantique en Amérique du Nord, analogie sujette à caution en raison de l'absence d'ophiolite sur cette marge (J.L. Vigneresse, com. pers.). D'autre part, la densité moyenne de l'ophiolite, paramètre particulièrement critique pour la modélisation, dépend de deux variables très mal contrôlées: l'épaisseur relative des différentes unités lithologiques et leur degré d'altération.

Le petit massif de péridotites de Mascate, émergeant des eaux du golfe au Nord du Saih Hatat, pourrait représenter le front d'une deuxième nappe ophiolitique obductée sur la marge continentale. Il correspond à une forte anomalie gravimétrique positive (Manghnani et Coleman, 1981) suggérant une extension supérieure à ce que laisse supposer sa faible surface d'affleurement. D'autre part, des profils sismiques effectués par la compagnie Elf-Aquitaine dans le Golfe révèlent un important réflecteur au large de la Batinah qui pourrait également correspondre au toit d'une nappe ophiolitique (Stévaux, com. pers.).

En résumé, les montagnes d'Oman peuvent être décrites schématiquement comme une zone de redoublement de croûte où une marge continentale passive s'est fait chevaucher sur une distance maximale de 150 kilomètres par un fragment de lithosphère océanique. Limitées latéralement par deux grandes zones de fracture, elles jouxtent un domaine en collision, au Nord-Ouest et un domaine océanique jeune, au Sud-Est. Ces zones de fracture, responsables de l'isolement actuel de l'ophiolite d'Oman, ont probablement joué un rôle primordial dès sa genèse en un centre d'expansion océanique. Elles sont perpendiculaires à l'axe de la paléodorsale dont l'orientation moyenne NW-SE est déduite de l'étude des structures internes de l'ophiolite (ch. 3). A cet égard, on notera que l'espace compris entre la faille de Dibba et la ligne de Masirah (500-600 km) correspond typiquement à la distance comprise entre deux grandes zones de fracture océaniques le long d'une dorsale rapide (fig. 1.1.). L'ophiolite d'Oman pourrait-être un fragment de lithosphère océanique limité originellement par de telles structures.

DEUXIEME PARTIE

DONNEES STRUCTURALES

CHAPITRE 3

STRUCTURES INTERNES DE L'OPHIOLITE D'OMAN

3.1. INTRODUCTION

3.1.1. Travaux antérieurs

Les structures internes de l'ophiolite d'Oman n'ont guère fait l'objet de relevés systématiques. Les plus spectaculaires d'entre elles furent identifiées lors des premiers travaux cartographiques (Reinhardt, 1969; Glennie et al., 1974): les contacts entre les grandes unités lithologiques, le litage magmatique des cumulats de la section crustale, le plan d'injection des filons du complexe filonien, la schistosité serpentineuse dans les péridotites de base, au contact avec la semelle métamorphique. Leur orientation ne fut mesurée qu'occasionnellement. Dans les années qui suivirent, elles furent, localement, cartographiées plus en détail, surtout pour servir de support aux études pétrologiques. Toutefois, aucune synthèse structurale à l'échelle de l'Oman n'a été publiée à ce jour.

3.1.1.1. Les unités lithologiques

Reinhardt (in Glennie et al., 1974) distingue, au sein de l'ophiolite, cinq unités lithologiques cartographiables au 1/500.000°; ce sont de bas en haut:

- les péridotites massives
- les péridotites et gabbros lités
- les gabbros laminés ou massifs
- les diabases organisées en complexe filonien
- les laves

Les contours de ces différentes unités furent tracés avec une très grande exactitude sauf, peut-être, au niveau du massif de Sumail où la distinction entre les péridotites massives et les péridotites et gabbros lités est compliquée en raison du développement exceptionnel qu'y atteint la zone de transition entre ces deux unités. Une autre imprécision de la carte de Reinhardt concerne la **nature du contact** entre les péridotites massives et l'unité litée, parfois "normal", parfois faillé ou même charrié. Ces trois types de contacts existent en effet mais il est périlleux de les différencier uniquement par l'examen des photos aériennes, comme Reinhardt y fut le plus souvent contraint.

A l'occasion de la cartographie au 1/100.000° de la partie septentrionale des montagnes d'Oman, les géologues de l'Open University raffinèrent le découpage de Reinhardt. Les premiers, ils dénomment explicitement "mantle sequence" et "crustal sequence" respectivement l'unité des péridotites et les unités sus-jacentes. Au sein de l'unité volcanique, ils distinguent le

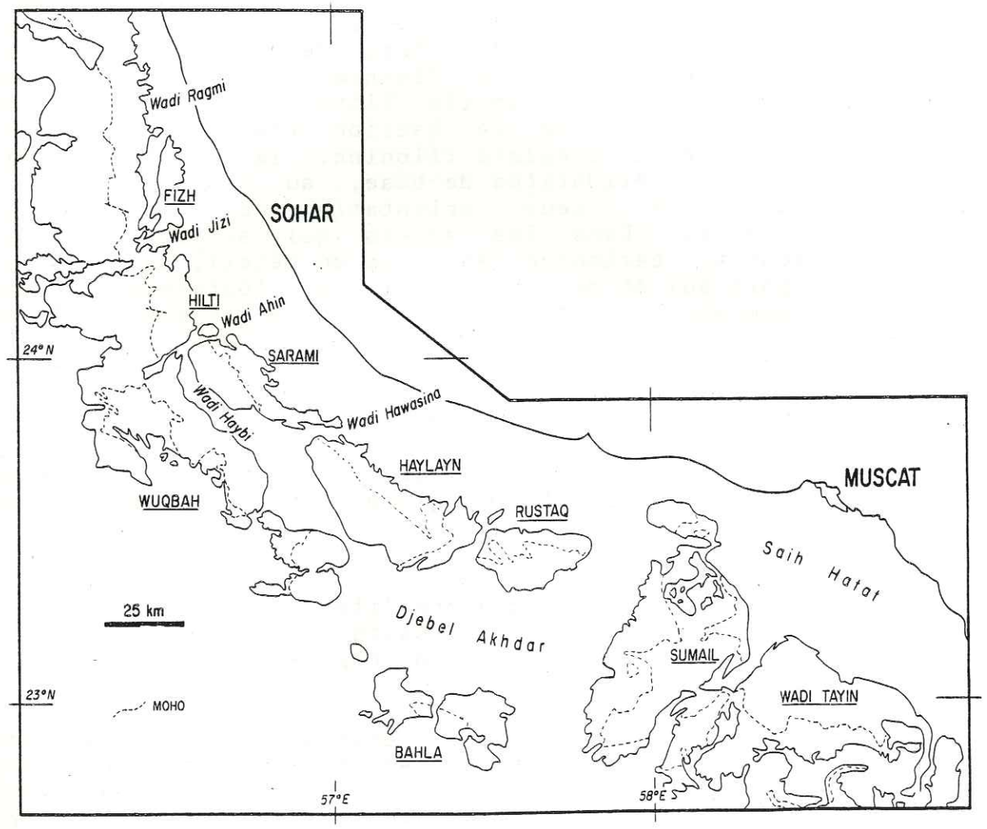


fig. 3.1.0. Dénomination des massifs ophiolitiques d'Oman (N.B.: ne suit pas la nomenclature de Boudier et al., 1983 et 1985 pour les massifs de Hayalayn et Rustaq)

"volcanisme I", tholéiitique, et le "volcanisme II", à tendance calco-alcaline (Alabaster, 1982); ils divisent localement l'unité des diabases en trois niveaux, selon l'abondance et la nature des septa séparant les filons les uns des autres (Rothery, 1983); enfin, ils ont reconnu de nombreuses intrusions différenciées recoupant la section mantellaire et, surtout, la section crustale (Browning et Smewing, 1981; Alabaster, 1982; Rothery, 1982; Browning, 1982).

Une faiblesse commune à toutes ces cartes concerne l'unité de base de la section crustale (péridotites et gabbros interlités); elle regroupe en fait sous le même symbole deux réalités distinctes: tantôt une authentique série cumulative où les termes ultrabasiques sont particulièrement bien exprimés, d'autres fois, une série essentiellement gabbroïque abondamment intrudée de corps ultrabasiques (dunites, werhlites,...). Les travaux en cours de l'équipe de Strasbourg et de l'équipe du B.R.G.M. devraient déboucher sur une description plus fine et mieux comprise de cette unité.

3.1.1.2. Structures internes de la section crustale

Parmi les structures crustales, l'**orientation du complexe filonien** est la seule qui fit l'objet de mesures systématiques presque tout au long de l'ophiolite d'Oman, (Pallister, 1981; Browning, 1982; Misseri, 1982; Boudier et al., 1983; Dahl, 1984), résultats intégrés dans les paragraphes descriptifs de cette thèse. Elle apporte, à peu de frais, une information de toute première valeur: l'orientation de la contrainte principale minimale au sein de la croûte au droit de la paléo-dorsale océanique; cette orientation est supposée correspondre en moyenne à la paléo-direction d'expansion (Cann, 1974), hypothèse confirmée par l'étude de terrain de portions émergées de la dorsale médio-atlantique (Helgason et Zentilli, 1985) et par l'anisotropie sismique de la croûte océanique actuelle (Shearer et Orcutt, 1985).

Le complexe filonien se forme par intrusions de filons les uns dans les autres dans une zone excessivement bien délimitée au toit de la chambre magmatique, comme en témoigne l'étroitesse de la zone néovolcanique axiale le long des dorsales actuelles (en général inférieure à 2 km, Macdonald, 1982; 500 mètres le long de certaines portions de la dorsale Est-Pacifique, Choukroune et al., 1985). Les modèles de formation du complexe filonien suggèrent que ce processus d'"auto-intrusion" conduit souvent les filons à se rompre en leur milieu (Cann, 1974; Kidd et Cann, 1974); l'étude statistique de la **polarité des épontes figées** devrait donc, en principe, nous permettre de connaître le flanc de la paléo-dorsale dont l'ophiolite est issue. Cette méthode a porté ses fruits, entre autres, au Troodos (Kidd et Cann, 1974) et à Bay of Islands (Rosencrantz, 1983). En Oman, l'étude détaillée d'un affleurement de complexe filonien du massif de Wadi Tayin a été menée dans cet esprit (Pallister, 1981). Soixante-dix pour cent des filons y présentent deux épontes figées; parmi les filons scindés en leur milieu, ne présentant donc qu'une éponte figée, la majorité en faveur d'une ou l'autre

polarité est assez faible (2 contre 1). Ces observations rejoignent celles de Dahl (1984) dans le massif de Haylayn et nos observations personnelles dans les autres massifs. La polarité des épontes figées comme critère paléo-structural s'avère être d'application délicate en Oman.

Le litage et la lamination magmatiques de la section cumulative ont été cartographiés en détail dans les massifs de Wadi Tayin (Pallister et Hopson, 1981) et de Haylayn (Browning, 1982; Dahl, 1984) en vue d'établir des coupes de référence pour l'étude pétrologique des chambres magmatiques et de contraindre leur géométrie. Ailleurs, ils furent mesurés occasionnellement dans le cadre des travaux de cartographie (Glennie et al., 1974; Open University Oman Ophiolite Project.

La linéation magmatique de la section cumulative, décrétée inexistante par Pallister et Hopson (1981), fut mesurée occasionnellement par Misseri (1982) dans le massif de Wadi Tayin et par Dahl (1984) dans le massif de Rustaq. Elle présente un grand intérêt pour l'étude de la circulation du magma au sein de la chambre.

Des zones de cisaillement recoupant les structures magmatiques attestent d'une activité tectonique postérieure à la cristallisation de la croûte. Elles furent découvertes par Smewing (1980) dans le massif de Fizh et identifiées depuis dans d'autres massifs (Pallister et Hopson, 1981; Browning, 1982; Dahl, 1984).

3.1.1.3. Structures internes de la section mantellaire

Reinhardt (1969 et in Glennie et al., 1974) décrit la section mantellaire comme une masse grenue, homogène et sans structure. Il reconnait pourtant que les péridotites pouvaient présenter une texture "cataclastique", stigmate d'un épisode de déformation à l'état solide, mais n'élargit pas cette observation microscopique à l'échelle de la structure mesurable sur le terrain. C'est F. Boudier qui posa les jalons de l'étude structurale des péridotites d'Oman en cartographiant les structures de déformation plastique du massif de Wadi Tayin le long d'une coupe traversant la section mantellaire depuis la semelle métamorphique jusqu'aux cumulats de la section crustale (Boudier et Coleman, 1981). Misseri (1982) élargit ce travail à l'ensemble du massif. L'année suivante, l'équipe du Laboratoire de Tectonophysique de l'Université de Nantes cartographia la section mantellaire des massifs de Rustaq et de Haylayn (Boudier et al., 1983). Simultanément, l'équipe de l'Open University effectua quelques coupes dans la section mantellaire des massifs du Nord (Christensen et Smewing, 1981; Brown, 1982; Bartholomew, 1983; Smewing et al., 1984). Nous n'avons pu utiliser les résultats de cette dernière équipe car ils ne mesurèrent que très rarement la linéation et ne déterminèrent jamais le sens de cisaillement, deux données indispensables à l'étude structurale des péridotites (§ 3.1.2.1); de plus ils ne doublèrent pas leurs mesures de terrain d'une

analyse microstructurale fine, ce qui les conduisit à analyser ensemble des épisodes de déformation complètement distincts; enfin, considérant que l'orientation des structures mantellaires varie, en général, à l'échelle de quelques kilomètres, ils n'adoptèrent pas la bonne maille d'observation; par exemple, Bartholomew (1983) détermina la pétrofabrique d'une cinquantaine d'échantillons prélevés selon un pas inutilement serré (la centaine de mètres) le long de quatre coupes trop espacées les unes des autres (quelques dizaines de kilomètres).

La présence de nombreux **filons recoupant les péridotites** fut remarquée par Reinhardt (1969). Leur orientation fut mesurée "en routine" au cours des travaux ultérieurs dans la section mantellaire (références citées ci-dessus). Dans la mesure où ces filons se sont injectés lors de la formation de l'ophiolite, leur étude devrait permettre de connaître l'orientation des contraintes principales dans le manteau sous une dorsale océanique (Nicolas et Jackson, 1982).

3.1.1.4. Structures de la semelle métamorphique

La présence et la signification de la semelle métamorphique sub-ophiolitique fut clairement établie par Reinhardt (1969) et Allemann et Peters (1972). D'importance critique pour contraindre les mécanismes de mise en place de l'ophiolite (cf. appendices II, III et IV), leur origine et les conditions physiques de leur métamorphisme furent déterminées par Ghent et Stout (1981) et Searle et Malpas (1980 et 1982).

Leur étude structurale permet d'appréhender la cinématique de la mise en place de l'ophiolite (Boudier et Coleman, 1981; Misseri, 1982; Cannat, 1983; et la récente synthèse de Boudier et al., 1985, appendice II).

3.1.2. Méthodes

3.1.2.1. L'analyse structurale des péridotites mantellaires

L'analyse structurale des péridotites mantellaires a été mise au point dans les années septante au Laboratoire de Tectonophysique de Nantes, à partir de l'étude de péridotites orogéniques et ophiolitiques (Nicolas et al., 1971; Nicolas et Jackson, 1972; Boudier, 1976) de fragments du manteau remontés à la surface sous forme de nodules par les basaltes océaniques (Mercier et Nicolas, 1975) et les kimberlites (Boullier et Nicolas, 1975) ou échantillonnés dans les océans (Boudier, 1978; Nicolas et al., 1980). Les structures observées dans ces échantillons furent interprétées à la lueur de travaux de déformation expérimentale (Nicolas et al., 1973; Gueguen, 1979; Gueguen et Darot, 1980).

La méthode et ses fondements physiques sont discutés en long dans l'ouvrage de Nicolas et Poirier (1976). Nous n'en rappelons donc que l'essentiel pour la bonne compréhension de ce qui suit.

Les péridotites mantellaires sont des roches **déformées plastiquement.** La déformation plastique d'un solide cristallin procède par glissement et montée des dislocations, par migration des joints de grains et par recristallisation. Ces mécanismes confèrent à la roche une structure analysable macroscopiquement et microscopiquement. Entre autres, elle peut acquérir une fabrique de forme et une fabrique de réseau.

La fabrique de forme résulte de l'applatissement et de l'allongement des constituants de la roche. On la caractérise par la foliation (S) et la linéation (L) dont les orientations peuvent être, en général, mesurées sur le terrain (fig. 3.1.1).

La fabrique de réseau résulte de l'organisation non aléatoire des réseaux cristallographiques des minéraux constitutifs de la roche autour d'une ou de plusieurs directions préférentielles. Elle peut être mise en évidence au microscope polarisant (extinctions communes) et déterminée précisément à la platine universelle.

De composition très déprimée (harzburgites à dunites), les péridotites d'Oman sont des assemblages minéralogiques particulièrement simples, constitués essentiellement d'olivine (75 à 100 % du volume de la roche); leur déformation est donc en grande partie conditionnée par le comportement de ce minéral. La structure cristalline de l'olivine étant elle-même très simple (fig. 3.1.2), la fabrique de réseau développée lors de la déformation plastique des péridotites est d'analyse aisée.

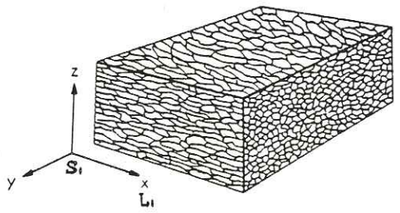
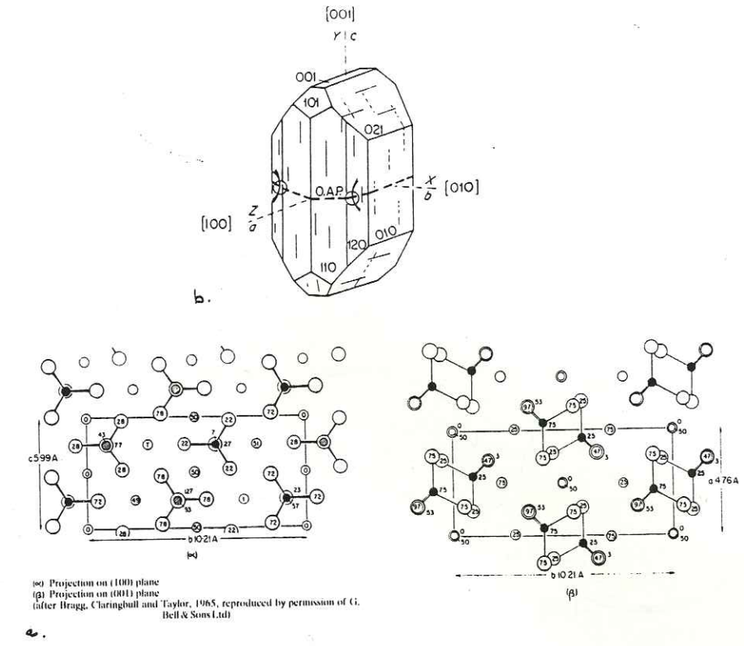


fig. 3.1.1. Relation entre foliation et linéation minérales et l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde de déformation finie (d'après Nicolas et Poirier, 1976).



(α) Projection on (100) plane
(β) Projection on (001) plane
(after Bragg, Claringbull and Taylor, 1965, reproduced by permission of G. Bell & Sons Ltd)

fig. 3.1.2.
a. Structure cristallographique de l'Olivine
b. Relation entre les axes cristallographiques (extrait de Nicolas et Poirier, 1976) de l'olivine et les directions optiques

La figure 3.1.3 regroupe quelques fabriques de réseau représentatives des péridotites mantellaires d'Oman. L'axe cristallographique [100] des cristaux d'olivine s'oriente selon une direction proche de celle de la linéation; les axes [010] et [001] se répartissent donc selon une guirlande perpendiculaire à l'axe [100], les axes [010] se regroupant en général préférentiellement autour d'une direction sub-perpendiculaire à la foliation (fig. 3.1.3.a); une répartition homogène des axes [010] et [001] dans la guirlande est parfois également observée (fig. 3.1.3.b). L'axe [100] et les plans (010) et (0kl) correspondent à la direction et aux plans de glissement privilégiés des dislocations dans les cristaux d'olivine à haute température (> 1000° C). La fabrique de réseau étant généralement forte et légèrement oblique par rapport à la fabrique de forme, on en déduit que la roche a enregistré une **forte déformation** plastique en régime de **cisaillement simple** dont le sens peut être déterminé. Les fabriques de réseau traduisant un régime de déformation à composante de cisaillement pur (applatissement) (fig. 3.1.3.c) ou résultant de l'activation de systèmes de glissement de plus basse température (fig. 3.1.3. d) sont rares.

Vu la faiblesse de l'obliquité entre la fabrique de forme et la fabrique de réseau des péridotites mantellaires d'Oman, la foliation et la linéation sont de bonnes approximations du plan et de la direction de fluage plastique. En dresser la carte est un moyen relativement simple et direct de connaître la géométrie du flux enregistré par un massif de péridotites. C'est l'objectif principal de la partie descriptive de cette thèse. Voyons maintenant plus en détail les caractères macro- et microscopiques

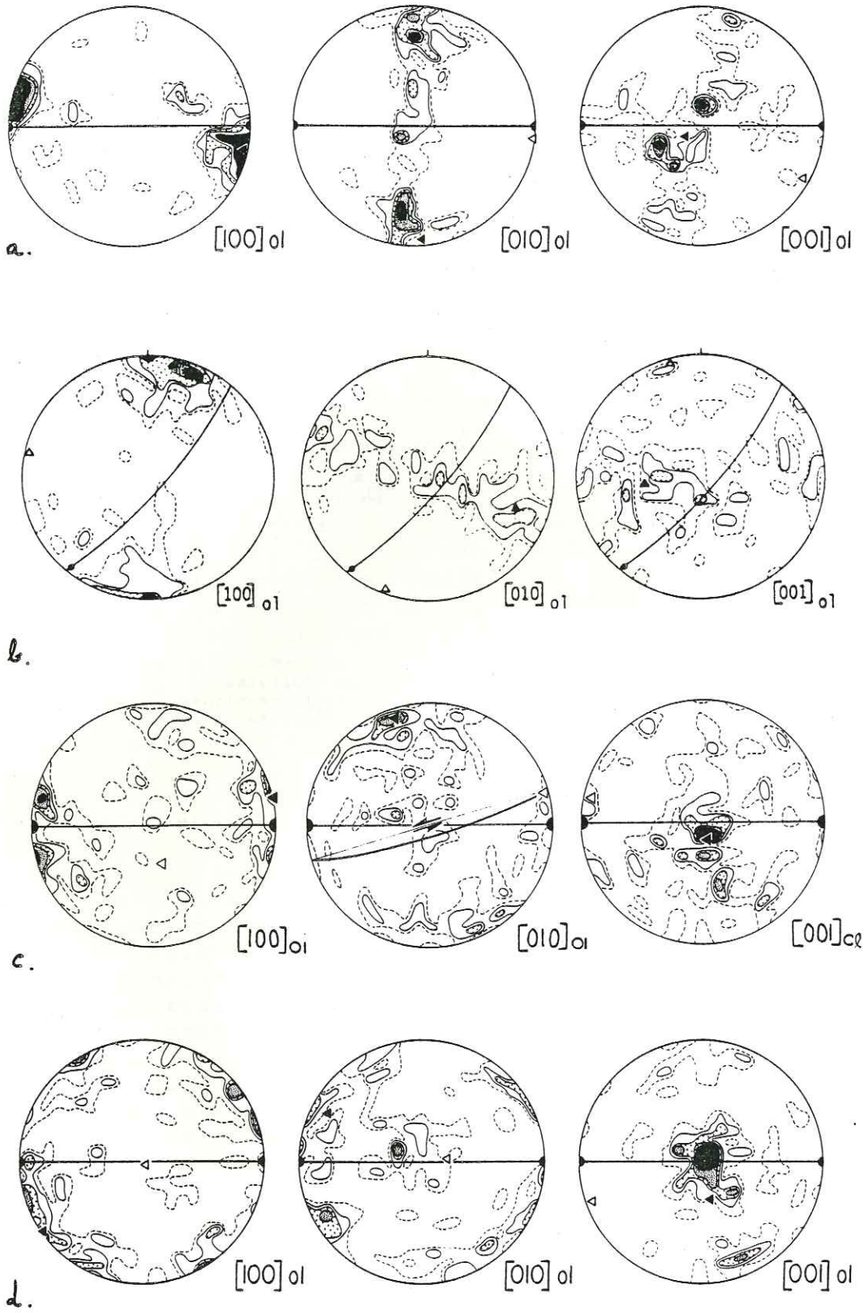


fig. 3.1.3. Quelques fabriques de réseaux de l'olivine représentatives des péridotites mantellaires d'Oman.
100 mesures; projection stéréographique sur l'hémisphère inférieur, canevas de Schmidt.
Contours à 1.2.3.4 et plus de 5%
triangle noir: meilleur pôle
triangle blanc: axe de la meilleure couronne

a. harzburgite équigranulaire à gros grain, massif de Sumail
b. harzburgite équigranulaire à gros grain, massif de Wadi Tayin (extrait Boudier et Coleman, 1981).
c. harzburgite mylonitique, massif de Sumail
d. harzburgite porphyroclastique, massif de Fizh

qui furent l'objet de relevés systématiques, sur le terrain et au laboratoire.

3.1.2.2 Etudes de terrain

3.1.2.2.1. Approche tactique ou stratégique?

La section mantellaire de l'ophiolite d'Oman affleure sur une surface de 18.000 kilomètres carrés environ. Pour des raisons d'accessibilité et de qualité d'affleurement, la plupart des coupes dans les péridotites se font en remontant les wadi. La densité du réseau hydrographique est telle que cette voie permet de visiter le moindre recoin de la montagne, pourvu d'y consacrer le temps nécessaire (quelques jours de marche, au plus). Au moment d'entamer l'étude structurale des péridotites d'Oman, nous fûmes confrontés à deux solutions: soit se focaliser sur une région et/ou un problème bien délimités, soit couvrir la totalité de la chaîne selon une maille plus lâche en négligeant pour un temps l'étude de détail de certaines structures ou régions intéressantes.

De ces deux approches, la deuxième fut retenue parce que nous voulions avoir le plus rapidement possible une bonne vue d'ensemble de la structure et de la pétrologie du manteau omanais. Il s'avère que l'homogénéité, à petite échelle, de la section mantellaire justifie cette approche a posteriori. Ce "rapide survol", presque entièrement achevé aujourd'hui, nécessita six années de travail de terrain et de laboratoire. On estime à 34 mois, répartis entre une demi-douzaine de géologues, le temps consacré aux seules études de terrain. Des études plus détaillées de problèmes particuliers et de zones critiques (l'inversion de sens de cisaillement sous le paléo-Moho et la zone diapirique de Maqsad, par exemple) ont été initiées et sont programmées pour les années à venir.

3.1.2.2.2. Les structures crustales: référentiel paléo-tectonique.

L'étude des péridotites ophiolitiques bénéficie d'un support méthodologique de toute première utilité: l'analogie entre la section "crustale" des ophiolites et la croûte océanique actuelle permet de déterminer quelle était l'orientation de l'ophiolite lors de sa formation en un centre d'accrétion: la **paléo-horizontale** est, à l'échelle régionale, parallèle aux contacts lithologiques, particulièrement au "paléo-Moho", contact entre les péridotites mantellaires et les cumulats de base de la section crustale; la **paléo-direction d'expansion** est perpendiculaire à l'azimut moyen du complexe filonien (voir discussion dans Nicolas et Violette, 1982 et § 3.1.1.2).

Le relevé des structures crustales fut donc effectué essentiellement dans le but d'établir un référentiel paléo-tectonique interne pour l'étude des structures mantellaires. Ce sont:

. les contacts entre les grandes unités lithologiques

. l'orientation du complexe filonien

. le litage et la linéation magmatiques de la section cumulative (Sm et Lm) ainsi que l'orientation et le déversement des slumps et celle des failles normales synmagmatiques, structures révélatrices de la pente du plancher de la chambre magmatique et, par conséquent, du flanc de la dorsale où l'ophiolite s'est formée

. le litage des sédiments pélagiques coiffant la section extrusive. Des échantillons de ces formations furent prélevés tout au long de la chaîne en vue d'études paléomagnétiques; celles-ci devraient permettre de répondre à quelques questions de tectonique régionale telles que l'origine de la courbure de la chaîne omanaise, la latitude et l'âge de formation de l'ophiolite... (thèse en cours de V. Thomas).

3.1.2.2.3. Les structures mantellaires

Dans la section mantellaire, on releva systématiquement:

. l'orientation des structures de déformation plastique (foliation S et linéation L). L'observation de terrain permet parfois de faire la part entre les structures héritées du fluage asthénosphérique (S1 et L1) de celles imprimées aux péridotites durant la mise en place de l'ophiolite (S2 et L2); cette analyse devant être poursuivie en lame mince, nous reviendrons sur ce point dans le § 3.1.2.3.

En général, les structures de déformation plastique ne sont pas soulignées par un débit préférentiel de la roche; toutefois, elles peuvent être observées macroscopiquement grâce à la présence de grains de spinelle chromifère dont la couleur noir métallique tranche sur la couleur des péridotites, ocre en surface; dispersés dans la roche à raison de <1% du volume total, ces grains se comportent comme des marqueurs passifs de la déformation. L'enstatite peut également faire office de marqueur mais, en Oman, elle se présente le plus souvent sous un habitus trapu et permet une lecture moins précise que le spinelle; en outre, l'enstatite a une forte tendance à développer une linéation de "pull-apart", perpendiculaire à la direction de fluage (Darot et Boudier, 1975).

Pratiquement, on commence en général par rechercher l'azimut de la foliation sur une surface d'affleurement horizontale; on détermine ensuite son pendage sur une surface verticale perpendiculaire à cet azimut; enfin, on recherche une surface d'affleurement parallèle à la foliation afin de déterminer la linéation. La mesure peut prendre de quelques minutes à un bon quart d'heure selon l'intensité de la déformation, les conditions d'affleurement et, bien entendu, l'expérience de l'observateur. Lorsque pour diverses raisons la lecture de la foliation et/ou de la linéation s'avère impossible, la mesure est différée au laboratoire, sur échantillon orienté. Un échantillon orienté est,

en effet, prélevé systématiquement selon une maille kilométrique en vue des études de laboratoire. Entre ces points, on s'efforça, dans la mesure du possible, de ne pas "perdre" la foliation afin de cerner au mieux les variations progressives de son orientation. Malgré le caractère ténu des structures de déformation plastique, nous avons pu constater à maintes reprises que plusieurs personnes observant le même affleurement obtiennent des résultats souvent concordants à 5° près et mieux; de même, la concordance entre les mesures de terrain, lorsque déclarées "bonnes" par l'observateur, et les mesures sur échantillon orienté s'est, elle aussi, avérée excellente.

La serpentinisation des péridotites s'accompagne souvent de la formation de magnétite qui peut entacher les mesures à la boussole d'une grande imprécision. Vu le degré de serpentinisation relativement faible des péridotites d'Oman (25% en moyenne), ce problème ne se posa pas de façon critique.

3.1.2.2.4. La nature pétrographique des péridotites

De composition minéralogique et chimique très déprimée, (Boudier et Coleman, 1981; Pallister et Knight, 1981) les péridotites mantellaires d'Oman sont essentiellement des harzburgites et des dunites. Les lherzolites sont exceptionnelles et résultent clairement d'une imprégnation magmatique secondaire plutôt que d'une fusion partielle plus modérée de la roche primitive (cf. § 3.1.2.3).

La signification du contenu en enstatite des harzburgites est encore discutée. La teneur en orthopyroxène est classiquement reliée au taux de fusion partielle subie par la péridotite lors de la décompression adiabatique (voir par ex. Dick et al, 1984; Michael et Bonatti, 1985). Cependant, la fusion de l'enstatite necessite des températures excessivement élevées au vu des données géophysiques et géothermométriques. Une hypothèse plus plausible, développée par Berger (e.g. 1985), considère que la perte d'orthopyroxène résulte de l'interaction magma-roche: un liquide tholeiitique à olivine équilibré à grande profondeur (50 km selon Nicolas, sous presse) et percolant vers la surface, provoquerait, dès son entrée dans le champ du basalte tholéiitique à quartz, la fusion incongruente de l'enstatite en un liquide riche en silice et laissant une dunite comme restite.

Plutôt que le taux de fusion partielle, la teneur en dunite au sein d'une harzburgite traduirait donc la circulation plus ou moins importante de magma dans la roche. Une carte pétrographique de la section mantellaire permettrait de retracer les chenaux empruntés par le magma lors de son ascension vers la surface.

La composition modale des péridotites ne se distingue pas dans le paysage, à l'exception des corps dunitiques importants, dont l'ocre jaunâtre tranche sur l'ocre brun-rouge des harzburgites. Pour établir la carte pétrographique de la section mantellaire, il a donc fallu procéder par extrapolation à partir d'observations ponctuelles.

La composition modale des péridotites mantellaires varie parfois de façon régulière à petite échelle (centimétrique à

métrique); on a alors un rubanement (So) dont l'orientation peut être mesurée. Dans la grande majorité des cas, ces rubanements sont parallèles à la foliation et ne furent pas cartographiés séparément. On distingue les rubanements dunitiques, marqués par un appauvrissement en pyroxène de la harzburgite environnante des rubanements pyroxénites, marqués par un enrichissement en ce même minéral.

3.1.2.2.5. Les filons et les intrusions

La nature, l'abondance et l'orientation de ces objets furent relevées en routine; Leur répartition tout au long de la chaîne n'est pas aléatoire et semble contrôlée par les structures mantellaires. Une interprétation complète des ces manifestations magmatiques nécessitera des études pétrologiques approfondies.

Sur le terrain, nous avons adopté une classification assez frustre: selon leur structure, déformée ou non, et selon leur nature pétrographique on distingue:

. les chromitites
. les pyroxénites (lorsque le grain est gros, il est parfois possible de distinguer, sur le terrain, les clinopyroxénites des webstérites et des orthopyroxénites)
. les gabbros et troctolites
. les diabases
. les plagiogranites

On a également distingué les filons intrusifs dont les contacts avec l'encaissant sont francs, des filons <u>in situ</u>, réagissant avec leurs épontes (manchon dunitique marquant la transition entre le filon et la péridotite encaissante; Boudier et Nicolas, 1977).

3.1.2.2.6. La semelle métamorphique

Elle se présente sous forme d'écailles de quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur soulignant le contact entre les péridotites et les formations autochtones et/ou les nappes de Hawasina. Au cours des coupes effectuées dans les semelles, on releva principalement la foliation et la linéation minérales, s'attachant tout particulièrement à mettre en évidence (1) les relations entre la structure de la semelle et celle des péridotites de base de l'ophiolite et (2) la variation progressive de la structure de la semelle en s'éloignant du contact, c'est-à-dire en fonction du degré métamorphique.

Des échantillons y furent prélevés régulièrement en vue d'études microstructurales, pétrologiques et radiochronologiques (ch. 4).

3.1.2.3. Etudes pétrographiques et microstructurales

Elles visent à préciser ou déterminer:

. les conditions physiques de la déformation,

. l'intensité de la déformation et le sens de cisaillement,

. la composition modale des péridotites.

L'analyse microstructurale des péridotites nécessite une lame mince taillée dans un plan rigoureusement perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation (plan XZ, fig. 3.1.). Dans ce but, chaque échantillon de péridotite est plongé durant quelques heures dans un bain d'acide chlorhydrique dilué; une mince pellicule jaune-verdâtre de chlorure de fer se forme à la surface des grains d'olivine et de pyroxène; la roche ainsi décolorée, il est particulièrement aisé de repérer la foliation, les grains de spinelle résistant à cette attaque chimique; la linéation est déterminée sur une face taillée parallèlement à la foliation. Au cours de ces opérations, l'orientation de la foliation et de la linéation sont vérifiées et/ou déterminées.

3.1.2.3.1. Microstructures: déformation asthénosphérique ou déformation lithosphérique?

La microstructure des péridotites mantellaires reflète plus ou moins directement les conditions physiques qui régnaient lors de leur déformation plastique: température contrainte déviatorique pression lithostatique, pression partielle de fluide ou de magma dans le cas de déformations dans des conditions d'hypersolidus.

Les péridotites ophiolitiques sont issues d'un domaine très superficiel où les variations de température sont beaucoup plus importantes que les variations de pression; l'intervention d'une phase fluide ou magmatique peut parfois être mise en évidence mais semble n'être qu'occasionnelle. La gamme de microstructures présentée par les péridotites ophiolitiques est donc à mettre en parallèle principalement avec leur évolution thermique; l'intensité de la contrainte déviatorique responsable de la déformation plastique est liée, entre autres, à la température par le biais de la loi de fluage.

En Oman, les seuls caractères microstructuraux présentant des variations significatives d'un échantillon de péridotite mantellaire à l'autre sont:

. la taille du grain d'olivine recristallisé
. la sous-structure
. la qualité de la fabrique de réseau de l'olivine
. la recristallisation de l'enstatite

La **taille du grain recristallisé** dépend essentiellement de la contrainte déviatorique qui prévalut lors de la déformation (Post, 1977). C'est le plus stable de tous les paléopiézomètres (Nicolas, 1978); il permet d'analyser l'épisode majeur de déformation, celui qui conféra à la roche sa structure macroscopique. Quelques calibrations expérimentales de ce piézomètre sont reportées figure 3.1.4. Le désaccord entre les différents auteurs n'excède pas un facteur trois. Une augmentation (diminution) d'un ordre de grandeur de la taille du grain recristallisé correspond à peu près à une diminution (augmentation) d'un ordre de grandeur de la contrainte déviatorique.

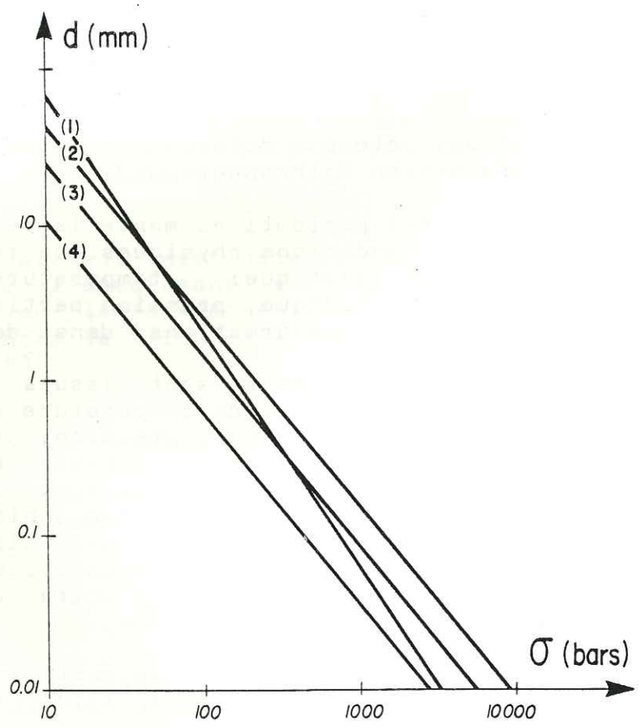


fig. 3.1.4. Calibrations expérimentales de la relation entre la taille du grain d'olivine recristallisé (d) et la contrainte déviatorique (σ) pour des déformations en milieu sec (d'après Karato, 1984).

(1) Post (1977)
(2) Ross et al (1980)
(3) Mercier et al (1977)
(4) Karato et al (1980)

La taille du grain recristallisé permet de classer les péridotites d'Oman en deux grandes classes structurales:

. **la structure équigranulaire à gros grain** (photo 1); elle est caractérisée par une distribution unimodale de la taille des grains autour d'une valeur moyenne de 3 à 4 millimètres (correspondant à une contrainte de $\sim$20 à $\sim$80 bars). Les joints de grains sont francs, le plus souvent légèrement courbes et forment des jonctions triples à 120°. Les grains sont équants à légèrement aplatis et/ou allongés, le rapport épaisseur/largeur ne dépassant jamais 1/2; seule la fabrique de réseau caractéristique (fig. 3.1.3.) prouve sans ambiguité qu'il s'agit de roches déformées plastiquement. On observe parfois des phénomènes de croissance post-tectonique: certains grains d'olivine, pouvant atteindre une taille de plusieurs centimètres, adoptent un habitus poecilitique et semblent avoir phagocyté les grains adjacents.

. **la structure porphyroclastique** (photo 4); elle est caractérisée par une distribution bimodale de la taille des grains: (1) des porphyroclastes millimétriques aux dépens desquels se développe (2) une matrice à grain fin. La taille des grains de la matrice présente une distribution le plus souvent très dispersée, variant de quelques dizaines à deux ou trois cents microns (correspondant à une contrainte de quelques centaines de bars à quelques kilobars).

La matrice recristallisée s'est développée en majeure partie par nucléation et croissance à la périférie des porphyroclastes. Les porphyroclastes sont, pour la plupart, très allongés (rapports 1/10 et plus); la sous-structure est très serrée (photo 3) et les sous-joints sont sub-perpendiculaires à l'allongement des grains; ils n'induisent qu'une faible désorientation d'un sous-grain à l'autre; l'extinction onduleuse reflète une grande abondance des dislocations libres et de sous-joints non détectables optiquement au sein des cristaux. Cette mauvaise restauration traduit le fait que la structure porphyroclastique s'est développée à température suffisamment basse par rapport au solidus de la roche ($\sim$1250°C) pour prévenir toute migration importante des dislocations. Une température minimale de 900 à 1000°C est classiquement assignée à ce type de microstructure (Mercier et Nicolas, 1975; Nicolas et Poirier, 1976). Au contraire, l'olivine des péridotites équigranulaires à gros grain peut ne présenter aucune sous-structure détectable au microscope optique; la recristallisation syntectonique a procédé ici par rotation progressive des sous-joints, ceux-ci évoluant en joints de grains lorsque la désorientation d'un sous-grain à l'autre excède une quinzaine de degrés. Ce mécanisme requiert la migration rapide et la mise en parois des dislocations libres; il nécessite donc une température proche du solidus (Nicolas et Poirier, 1976).

Une restauration parfaite est, malgré tout, assez exceptionnelle; l'olivine des péridotites équigranulaires présente en général une extinction onduleuse plus ou moins forte et des sous-joints d'espacement variable. Le passage progressif d'une restauration parfaite aux sous-structures très serrées des péridotites porphyroclastiques est couramment observé à l'approche des zones de cisaillement (§ 3.2.1.); il suggère que le développement de la sous-structure de l'olivine des péridotites équigranulaires à gros grain a même origine que la structure porphyroclastique. Cette sous-structure de basse température est l'empreinte d'une déformation suffisamment faible que pour n'avoir pu induire la recristallisation dynamique. La déformation minimale en deçà de laquelle la recristallisation ne pourrait s'initier se situerait aux environs de 40 à 60 % (γ de 1 à 2) (Karato et al., 1980).

La qualité de la restauration est un caractère qu'il est difficile de quantifier par simple examen au microscope optique; nous avons donc adopté une échelle qualitative basée sur l'observation des lames minces à faible grossissement; une échelle plus fine n'aurait du reste pas de grande signification vu la maille d'échantillonnage adoptée (§ 3.1.2.2.). On a distingué, au sein de la **microstructure équigranulaire à gros grain**, les 4 classes suivantes (voir légende fig. 3.2.1.1., par exemple):

- absence de sous-structure (photo 1),
- extinction onduleuse distincte mais ténue et pouvant n'affecter qu'une partie des grains ("moderate")
- extinction onduleuse assez forte et généralisée à tous les grains; apparition de sous-joints ("intermediate")
- extinction onduleuse très forte et polygonisation de tous les grains en sous-grains ("strong").

La **microstructure "transitionnelle"** inclut les péridotites où la dualité entre porphyroclastes et grains fins recristallisés commence à apparaître (photo 2). La microstructure est dite **"porphyroclastique"** lorsque les domaines recristallisés entrent en coalescence pour former une matrice individualisant les porphyroclastes, **"sub-mylonitique"** lorsque la proportion entre la matrice et les porphyroclastes est de 50/50 environ, et enfin **"mylonitique"** lorsque les porphyroclastes sont presque entièrement résorbés (photo 5). Nous avons de plus découvert quelques occurrences de péridotites à structure **"ultramylonitique"** (taille du grain recristallisé inférieure à 10 microns) présentant des signes diagnostiques du fluage superplastique (photos 6 et 7).

Cette classification est très simple et peut donc être appliquée en routine lors de l'examen d'un grand nombre de lames minces (un bon millier dans le cadre de ce travail). Son intérêt est d'apporter rapidement une information fondamentale pour l'analyse des structures mantellaires: elle permet de déterminer si l'orientation des structures de déformation plastique reflète un processus de haute température et faible contrainte datant de la formation de l'ophiolite (**déformation 1, "asthénosphérique"**) ou si elle doit être attribuée à un épisode postérieur à l'accrétion (**déformation 2, "lithosphérique"**). En effet, dans les zones où le passage progressif des microstructures à gros grain aux microstructures porphyroclastique et mylonitique est le mieux exprimé, on a pu constater que la microstructure et l'orientation

de la foliation et de la linéation évoluent parallèlement, celles-ci étant d'autant plus perturbées que la sous-structure est serrée. La rotation importante des structures ($\gamma > 1$) coïncide avec l'apparition des microstructures transitionnelles; l'orientation "2" est acquise lorsque la microstructure devient porphyroclastique.

Ce critère permet d'éviter l'interprétation fallacieuse de certaines géométries en terme de flux asthénosphérique lorsqu'elles furent acquises lors de la mise en place et que l'influence de zones de cisaillement ou de la déformation basale n'a pu être mise en évidence sur le terrain.

3.1.2.3.2. Faciès de l'enstatite

Constituant moins d'un cinquième de la composition modale des péridotites mantellaires d'Oman, l'**enstatite** n'influence guère leur comportement mécanique. Elle devrait cependant permettre de préciser les conditions physiques de la déformation plastique; les expériences de déformation expérimentale montrent en effet que le mode de déformation des pyroxènes dépend de façon très sensible de la température (e g. Nicolas et Poirier, 1976; Kirby et Kronenberg, 1984).

En Oman, l'enstatite présente plusieurs habitus distincts:

. l'**enstatite lamellaire** (photo 5); elle est confinée aux microstructures mylonitiques; elle résulte d'une déformation intense par glissement intracristallin et reflète la difficulté à recristalliser à basse température.

. l'**enstatite porphyroclastique** (photo 5); c'est l'habitus le plus commun; on l'observe dans tous les types de microstructures, depuis les mylonites jusqu'aux microstructures équigranulaires à gros grain. Elle se présente sous forme de cristaux trapus, en général assez gros (quelques millimètres à 1 ou 2 centimètres), le plus souvent affectés de pliages (photo 9); la sous-structure est chargée (extinction onduleuse).

. l'**enstatite recristallisée.** Dans les microstructures porphyroclastique à mylonitique, cet habitus est exceptionnel. Les rares occurrences sont clairement liées à des paragenèses hydratées ou ultramylonitiques (photos 6,7 et8). Dans la microstructure équigranulaire à gros grain, c'est un habitus très commun; toutes les transitions existent depuis les péridotites à enstatite porphyroclastique jusqu'aux péridotites à enstatite totalement recristallisée.

Etant donné que la recristallisation "à sec" des pyroxènes nécessite une très haute température (Kirby et Kronenberg, 1984), ce critère microstructural devrait nous permettre d'analyser plus finement la déformation asthénosphérique que ne le permet la seule olivine. Cette analyse resterait néanmoins très qualitative en raison du manque de calibration expérimentale. A priori, une structure à enstatite très recristallisée devrait être le signe d'une déformation intense dans des conditions de température proche du solidus de la péridotite. La recristallisation de l'enstatite pourrait également être le fait d'une circulation de magma plus importante. Le fait que la recristallisation de l'enstatite n'est pas particulièrement plus intense dans les faciès les plus déprimés va à l'encontre de cette interprétation.

3.1.2.3.3. Systèmes de glissement de l'olivine

Le plan et la direction cristallographiques empruntés préférentiellement par les dislocations lors du fluage plastique de l'olivine sont fonction de la température. Une façon de les déterminer consiste à établir la fabrique de réseau de l'olivine (Nicolas et Poirier, 1976). A très haute température ($\sim$ 1200°C), le seul système de glissement activé serait (010) [100]; à plus basse température (900 à 1100°C), le système (0k1) [100] deviendrait dominant et, à des températures encore plus basses, des systèmes tels (001) [100] et (110) [100] . Une telle tendance se reflète en effet dans les fabriques de la figure 3.1.3. (voir aussi Boudier et Coleman, 1981). Cependant, déterminer la fabrique de réseau est une méthode trop lourde pour être appliquée systématiquement à un millier d'échantillons. De plus, elle peut être d'interprétation délicate: comment décider, en effet, si une répartition en couronne des axes [010] et [001] de l'olivine résulte d'une déformation plane avec activation des systèmes de glissement de basse température ou d'une déformation très linéaire de haute température?

3.1.2.3.4. Intensité de la déformation et sens de cisaillement

La sous-structure de l'olivine et son degré de recristallisation en grains fins permet d'estimer qualitativement l'intensité de la déformation lithosphérique (§ 3.1.2.3.1.).

Afin d'estimer l'intensité de la déformation asthénosphérique, nous avons utilisé deux critères microscopiques:

. l'**angle défini par la foliation et le plan de cisaillement**; au cours de la déformation homogène par cisaillement simple, la foliation se rapproche progressivement du plan de cisaillement. La relation entre l'angle α et la déformation γ est reportée figure 3.1.5. Dans le cas des péridotites, assemblages polycristallins possédant un plan de glissement dominant, l'orientation du plan de cisaillement est assimilée à l'orientation moyenne du plan cristallographique (010) de l'olivine (cf. § 3.1.2.1.); elle peut être déterminée précisément à la platine universelle. Une méthode moins précise mais beaucoup plus rapide consiste à déterminer, à l'aide d'une cellule photo-électrique adaptée sur un microscope polarisant, l'extinction maximale d'une lame mince taillée dans un plan XZ; en utilisant un objectif à faible grossissement, la mesure intègre suffisamment de plages cristallines pour être significative; cette méthode nécessite que la déformation soit rigoureusement plane. L'extinction maximale est bien définie (à 1 ou 2° près) ($\gamma > 1$, Etchecopar, 1977) (fig. 3.1.6.) lorsque la déformation est raisonnablement forte, ce qui est le cas pour quasi toutes les péridotites mantellaires. La trace de la foliation peut, en général, être repérée en lame mince ce qui permet de s'affranchir d'éventuelles imprécisions d'orientation inhérentes au façonnage de la lame (taille, collage...).

Le **sens de cisaillement** (sens de la rotation qui ferait coïncider la foliation et le plan de cisaillement) est déterminé au cours de cette opération.

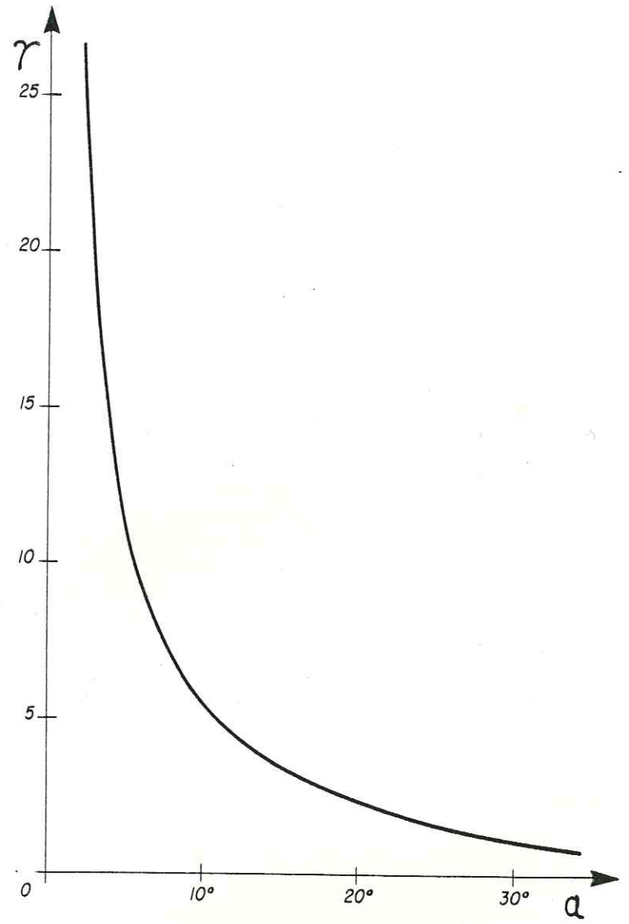


fig. 3.1.5. Relation entre le cisaillement (γ) et l'angle formé par le plan de cisaillement et la foliation (α): $\gamma = 2 \cot g\, 2\alpha$

.**la force de la fabrique de réseau de l'olivine**; la relation entre l'intensité de la déformation et la force de la fabrique de réseau d'un assemblage polycristallin a été établie par Etchecopar (1977) à partir de simulations numériques à deux dimensions. Afin d'appliquer systématiquement ces travaux aux roches il faudrait disposer d'un moyen rapide pour quantifier la force de la fabrique. Pour ce faire, nous avons tenté d'utiliser l'aplatissement (moment d'ordre 4) de la courbe de luminosité (fig. 3.1.6.). Malheureusement, il s'est avéré que l'état d'altération des péridotites différait trop d'un échantillon à l'autre et donc que les caractéristiques de cette courbe ne dépendaient pas uniquement de la force de fabrique. L'oeil se débarrasse plus aisément de ces effets parasites mais ne peut guère qu'estimer la qualité de l'extinction commune. Nous avons adopté une échelle très frustre, distinguant les fabriques modérées, fortes et extrêmes, ces dernières lorsque la roche devient "quasi monocristalline", tant la fabrique est forte.

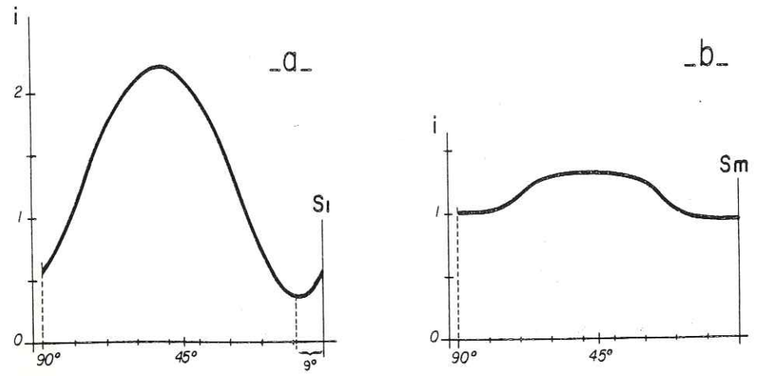


fig. 3.1.6. Intensité (i) de la lumière transmise au travers une section XZ de péridotite (polariseurs croisés) en fonction de l'angle défini par la trace de la foliation et une direction de polarisation du microscope (échelle d'intensité arbitraire).

a. péridotite mantellaire; le maximum d'extinction à 9° de la trace du plan de cisaillement (fabrique correspondante: fig. 3.1.1. a)

b. cumulat dunitique (fabrique correspondante: fig. 3. h. de l'appendice I); Sm: plan d'accumulation magmatique.

Une façon plus classique de mesurer la déformation finie consiste à analyser la forme de marqueurs macroscopiques dont la forme initiale est connue. Nous avons appliqué cette méthode à des nodules d'olivine inclus dans des pods de chromite concordants (appendice I). On trouve un maximum de 3 dans une région où l'obliquité S1/plan de cisaillement de la péridotite avoisinante est comprise entre 5 et 11° (γ compris entre 11 et 5). La concordance de ces valeurs est satisfaisante considérant (1) la faible ductilité de la chromite par rapport à celle de l'olivine et (2) le fait que le pod n'a enregistré la déformation

plastique qu'à partir du moment où la chromite a cristallisé, ce qui peut être relativement tard dans l'histoire de la déformation de la péridotite. Etant donné la rareté des pods de chromite, cette méthode est d'emploi limité.

3.1.2.3.5. Nature pétrologique de la section mantellaire

La signification du contenu en enstatite des péridotites mantellaires a été discutée ci-dessus (§ 3.1.2.2.4.). Outre l'olivine, l'enstatite et le spinelle, les péridotites d'Oman peuvent contenir du diopside et du plagioclase. Le diopside peut se présenter sous trois faciès distincts:

. en lamelles d'exsolution dans l'enstatite (photo 9);

. en cristaux individuels, sub-automorphes, parfois déformés; ils sont toujours associés à l'enstatite recristallisée; on a pu montrer qu'ils se développaient à partir du diopside contenu en lamelles d'exsolution dans l'enstatite lors de la recristallisation de celle-ci (photo 9);

. en cristaux individuels, xénomorphes, interstitiels, non déformés, associés indifféremment à l'olivine et à l'enstatite mais plus fréquents dans les faciès déprimés à dunitiques; il adopte souvent un habitus poecilitique et peut former des cristaux de grande taille (plusieurs décimètres) englobant l'olivine et l'enstatite déformés plastiquement (photo 10).

Dans les parties les plus superficielles de la section mantellaire (quelques centaines de mètres sous le paléo-Moho) le plagioclase accompagne généralement le diopside interstitiel. Sous cet habitus, le diopside et le plagioclase sont les reliques de magmas basiques ayant percolé vers la surface à travers la section mantellaire. Sur le terrain, on a pu observer localement (zone de Maqsad, § 3.2.7.) des phénomènes de "collecte" de magma, les liquides interstitiels s'étant concentrés dans des zones d'imprégnation plus importante (photo 11) où prennent naissance des filons gabbroïques ou troctolitiques qui drainent l'excédant de magma vers la surface. Inversément, l'alimentation de poches d'imprégnation à partir de filons a également été observée.

3.1.2.3.6. Altération hydrothermale de l'enstatite

L'enstatite est fréquemment altérée, à des degrés divers, en une amphibole de la famille des actinotes-trémolites et en talc (Augé, 1982). Cette altération progresse de la périférie vers le centre des grains ou affecte des portions de grains à partir de micro-fractures (photo 12). Elle est totalement indépendante de l'altération de l'olivine en serpentines de basse température (<300°C) mais, au contraire, corrélée avec la présence de veines d'antigorite, épaisses de quelques millimètres à plusieurs mètres, recoupant les péridotites mantellaires. Ce sont les traces de circulations hydrothermales à des températures

inférieures ou égales à 500°C. Nous avons noté systématiquement l'état d'altération de l'enstatite afin de mettre en évidence les relations entre cette circulation hydrothermale et l'histoire structurale de la section mantellaire. Nous avons distingué cinq degrés d'altération: (1) absence d'altération détectable optiquement, (2) chaque grain d'enstatite est entouré d'un fin et d'un (3) épais liseré de talc et d'amphibole, (4) une partie et (5) la totalité de grains d'enstatite sont remplacés par la paragenèse hydratée.

3.1.2.4. Présentation des résultats

Dans la mesure du possible, nous avons consigné nos observations sous forme de cartes, leur répartition spatiale étant une information très précieuse. Lorsqu'un caractère fit l'objet de cartes extrapolées, nous y avons joint la carte des données brutes afin de permettre au lecteur de juger du degré d'extrapolation.

Pour la représentation statistique des orientations de plans et de lignes, nous avons utilisé la méthode mise au point par Bouchez (1977). Tous les diagrammes stéréographiques présentés (canevas de Schmidt) sont des projections sur l'hémisphère inférieur.

3.2. Etude par massif

3.2 1. Massif de Fizh et de Hilti

Nous décrivons ces deux massifs dans le même paragraphe en raison de la continuité de leurs structures internes de part et d'autre de la zone du wadi Jizi (se référer aux cartes 3.2.1.4. et 3.2.1.22 pour la localisation des wadi).

3.2.1.1. Structure générale (fig. 3.2.1.22)

Limités au Sud par l'accident du wadi Ahin et au Nord par celui du wadi Hatta, ces deux grands massifs s'allongent selon un axe NNW-SSE sur plus de 100 kilomètres. Leur largeur varie de 30 à 40 km. Ils présentent deux versants symétriques; la ligne de partage des eaux se situe au niveau de la section mantellaire, à une altitude moyenne de 1.500 mètres. Les contacts lithologiques ont un azimut moyen parallèle l'allongement des massifs et un pendage modéré vers l'Est si bien que, traversant ces massifs d'Est en Ouest, on s'enfonce de plus en plus profondément dans la section ophiolitique.

Le massif de Fizh est haché de grands accidents WNW-ESE induisant des décalages apparents des contacts lithologiques en majorité sénestres. On verra que ces accidents peuvent avoir une origine précoce. Les grands accidents cassants ont une orientation NNW-SSE à NNE-SSW et ESE-WNW à E-W; ils sont responsables d'une structuration en horst et graben; les plus spectaculaires de ces structures sont situées au niveau du wadi Jizi et de la zone de Alley.

Les semelles métamorphiques affleurent dans deux structures antiformes: la fenêtre de Sumeini, au Nord, et la fenêtre d'Asjudi, au Sud. Elles apparaissent également dans le horst du wadi Jizi et celui du wadi Ahin. Ailleurs, le contact basal est camouflé sous les dépôts quaternaires de piedmont ou oblitéré par des écaillages tardifs au front des nappes (petite zone de redoublement à l'Ouest du wadi Jizi, par exemple).

A l'Est, des sédiments pélagiques et mélanges du groupe de Hawasina coiffent les formations crustales de l'ophiolite. La position inhabituelle de ces formations sédimentaires au toit de la nappe de Semail résulterait d'un rétrocharriage contemporain du plissement de la fenêtre de Hawasina (M. Beurrier, com. pers.) et non de remobilisations syn-mise en place de matériel sédimentaire sub-ophiolitique comme l'ont proposé Woodcock et Robertson (1982 a et b) et Robertson et Woodcock (1983 a et b).

3.2.1.2. Structures crustales

La section crustale a une épaisseur assez constante de ∿4 kilomètres comptée depuis les cumulats de base jusqu'aux sédiments pélagiques et terres d'ombre coiffant les laves tholéiitiques. Le paléo-Moho a un pendage d'une dizaine de degrés vers l'Est, sauf dans les parties les plus septentrionales du

massif de Fizh où il se redresse progressivement en une dizaine de kilomètres: il adopte une pente de 45° vers l'Est au niveau du wadi Ragmi et devient subvertical au niveau du wadi Fayd. Cette rotation affecte la partie supérieure de la section mantellaire et les niveaux inférieurs de la section crustale sur une épaisseur maximale de 5 km; la verticalisation est clairement postérieure à la formation de la croûte puisqu'elle affecte des structures de sédimentation magmatique dans les gabbros.

La section cumulative a une épaisseur variant de 1 à 2 kilomètres. Le **litage des cumulats de base** est sub-parallèle au paléo-Moho (fig. 3.2.1.5. b, 3.2.1.6. d et f) sauf lorsqu'il est perturbé par des failles comme c'est le cas en certains affleurements du wadi Fizh (fig. 3.2.1.6. b). La **linéation magmatique** est remarquablement bien réglée autour d'une direction NW-SE, depuis le wadi Hilti jusqu'au wadi Fizh (fig. 3.2.1.5. c et 3.2.1.3); plus au Nord, à partir du wadi Ragmi, elle adopte un azimut N-S (pendage sub-horizontal sur des plans de litage verticaux, dans le wadi Fayd).

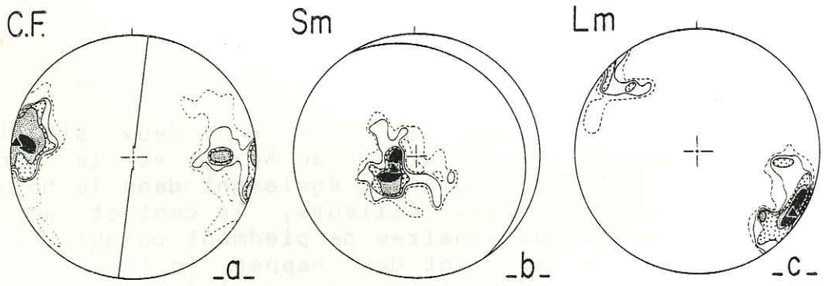


Fig. 3.2 1.5. Massif de Hilti: orientation des structures crustales

a. Complexe filonien
   231 mesures; contours: 1.3, 2.6, 4.3, 10.4, 18.2%
   filon moyen: **007 W 89**

b. Litage magmatique des cumulats de base
   46 mesures; contours: 2, 4, 6, 8, 10%
   Sm moyen: **148 NE 17**

c. Linéation magmatique des cumulats de base
   45 mesures; contours: 2, 4, 6, 8, 10%
   Lm moyenne: **123 SE 07**

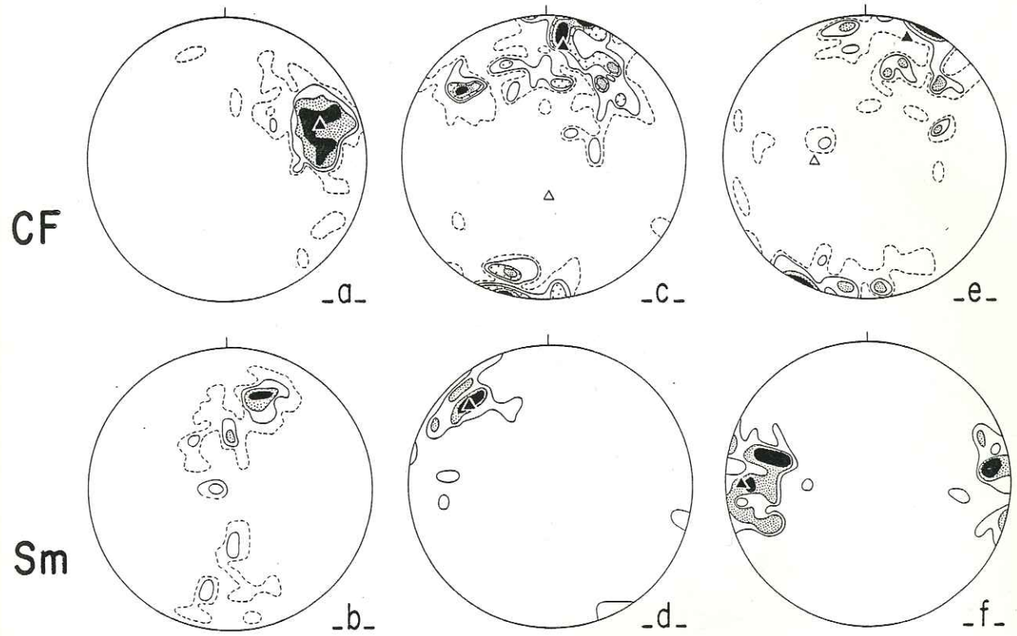


Fig. 3.2.1.6. Massif de Fizh: orientation des structures crustales (mesures: M. Ernewein et I. Reuber)

a. Wadi Fizh: complexe filonien
   67 mesures; contours: 1.5, 3, 6, 10%
   filon moyen: **161 W 60**

b. Wadi Fizh: litage magmatique des cumulats de base
   42 mesures; contours: 2, 4, 6, 8%
   Sm moyen: **101 S 52**

c. Wadi Ragmi: complexe filonien
   99 mesures; contours: 1, 2, 3, 4, 5%
   filon moyen: **099 S 68**

d. Wadi Ragmi: litage magmatique des cumulats de base
   16 mesures; contours: 6, 12, 18%
   Sm moyen: **042 SE 76**

e. Wadi Fayd: complexe filonien
   62 mesures; contours: 1.5, 3, 4.5, 6%
   filon moyen: **109 S 78**

f. Wadi Fayd: litage magmatique des cumulats de base
   39 mesures; contours: 3, 6, 9%
   Sm moyen: **000 E 78**

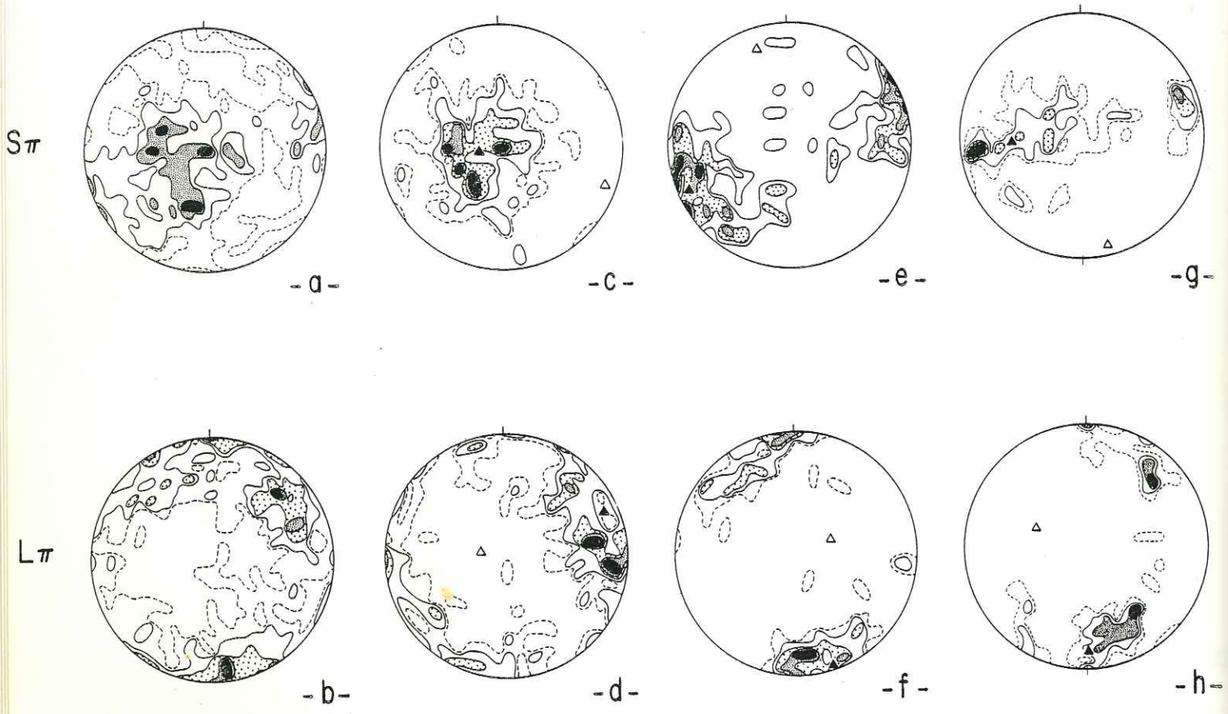


Fig. 3.2.1.7. Orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a-f: Massifs de Hilti et Fizh-Sud

a. foliations (toutes mesures de terrain)
528 mesures; contours: 0.5, 1.25, 2, 3%

b. linéations (toutes mesures de terrain)
403 mesures; contours: 0.5, 1.2, 2.0, 2.7, 3.5%

c. foliations asthénosphériques
184 mesures; contours: 0.5, 1.6, 2.7, 3.8, 4.4%
S1 moyenne: **169 E 14**; axe couronne: 112 E 12

d. linéations asthénosphériques
173 mesures; contours: 0.6, 1.7, 2.9, 3.5, 5.2%
L1 moyenne: **067 E 15**; axe couronne: 098 W 73

e. foliations lithosphériques
96 mesures; contours: 1, 2, 3, 4%
S2 moyenne: **169 E 79**; axe couronne: 163 N 22

f. linéations lithosphériques
103 mesures; contours: 1, 3, 5, 8, 10%
L2 moyenne: **163 S 02**; axe couronne: 069 E 66

g-h: Massif de Fizh-Nord

g. foliations asthénosphériques
85 mesures; contours: 1.2, 2 4, 3.5, 4.7, 7.1%
S1 moyenne: **176 E 42**; axe couronne: 168 S 08

h. linéations asthénosphérique
61 mesures; contours: 1.6, 3.3, 4 9, 6.6%
L1 moyenne: **000 S 15**: axe couronne: 111 W 53

Les **structures de déformation plastique** dans les cumulats de base sont rares et ténues (légère extinction onduleuse de l'olivine, plagioclase présentant parfois des mâcles en fuseau); elles sont cantonées aux premiers bancs de werhlites et de gabbros surmontant les péridotites mantellaires qui présentent, quant à elles, une déformation extrème à ce niveau.

Les **structures sédimentaires** dans les cumulats sont assez rares mis à part les granoclassements. Dans le wadi Fayd, on observe toutefois de nombreuses structures témoignant de conditions très dynamiques au plancher de la chambre: ravinements, slumps, stratifications entrecroisées,... dont la polarité indique que ces massifs proviennent du flancs Est de la paléo-dorsale.

Le **complexe filonien** conserve une orientation moyenne perpendiculaire au paléo-Moho (azimut N-S et fort pendage vers l'Ouest) depuis le wadi Ahin jusqu'au wadi Fizh (fig. 3.2.1.5. a, 3.2.1.6. a et 3.2.1.22). Au niveau du wadi Ragmi et du wadi Fayd, il adopte une attitude E-W à ENE-WSW et un pendage moyen à fort vers le Sud (fig. 3.2.1.6. c et e; fig. 3.2.1.22). Nous n'avons pu mettre en évidence de polarité préférentielle des épontes figées statistiquement significative.

Des **zones de cisaillement ductiles** centimétriques à décimétriques recoupent les structures magmatiques dans la région du wadi Ragmi; elles induisent la recristallisation des gabbros en amphibolites de basse température et sont contemporaines de nombreuses injections de filons picritiques (Smewing, 1980). Elles s'organisent en un système conjugué de bandes dextres N-S et de bandes sénestres NNW-SSE à NW-SE (Bartholomew, 1983).

3.2.1.3. Structures des péridotites mantellaires

Les microstructures, l'orientation des structures planaires et linéaires, et les sens de cisaillement sont reportés point par point sur les cartes 3.2.1.1. à 3.2.1.4. Ce sont les données brutes qui servirent à l'élaboration de la carte structurale de la section mantellaire (fig. 3.2.1.22.).

On peut, sur la base des microstructures et des structures, diviser la section mantellaire en trois domaines dont les limites, mal définies à petite échelle, sont plus ou moins parallèles au paléo-moho (fig. 3.2.1.1.):

1. la zone des péridotites basales, épaisse de quelques centaines de mètres, au contact avec les semelles métamorphiques; elle a enregistré la cinématique du charriage intra-océanique;

2. une partie médiane, épaisse de 2 à 3 kilomètres, où les structures asthénosphériques sont intensément perturbées par des zones de cisaillement ductiles subverticales; notons dès à présent que ces zones de cisaillement sont essentiellement parallèles au complexe filonien et passent progressivement aux péridotites de base, elles ne datent donc pas de la formation de l'ophiolite (traces d'éventuelles failles transformantes) mais sont les déformations internes subies par la lithosphère lors de l'initiation du charriage intra-océanique; leur étude permet de préciser la cinématique de cet événement.

3. une partie sommitale, épaisse de 2 à 4 kilomètres où les structures asthénosphériques ne sont guères affectées par la déformation lithosphérique; seule cette zone permet d'étudier la géométrie du flux mantellaire sous un centre d'expansion océanique.

L'orientation des structures de déformation plastique reste très homogène et régulière à grande échelle (fig. 3.2.1.7. a et b). Dans le massif de Hilti et la portion du massif de Fizh située au Sud du wadi Ragmi, les plans se répartissent selon deux orientations préférentielles. L'une, sub-horizontale, correspond essentiellement aux déformations asthénosphériques (fig. 3.2.1.7. c) et, dans une moindre mesure, aux déformations lithosphériques dans les péridotites basales (fig. 3.2.1.7. e). L'autre, N-S à NW-SE sub-verticale, correspond aux déformations lithosphériques dans les zones de cisaillement (fig. 3.2.1.7.e).

La S1, asthénosphérique, a une orientation moyenne 000 E 15; les lignes correspondantes sont orientées, pour la plupart, dans le secteur E-W à SW-NE (fig. 3.2.1.7. d). Dans la partie nord du massif de Fizh (wadi Ragmi et wadi Fayd), les foliations asthénosphériques se disposent en zone autour d'un axe N-S et peuvent être très pentées (fig. 3.2.1.7. g); elles portent une linéation sub-horizontale orientée dans le secteur NNW-SSE à NNE-SSW (fig. 3.2.1.7. h).

La S2, dans les péridotites basales, est d'azimut E-W et de pendage faible, essentiellement Nord. Dans les zones de cisaillement et dans les péridotites basales, la L2 est sub-horizontale et orientée dans le secteur N-S à NNW-SSE (fig. 3.2.1.7. f).

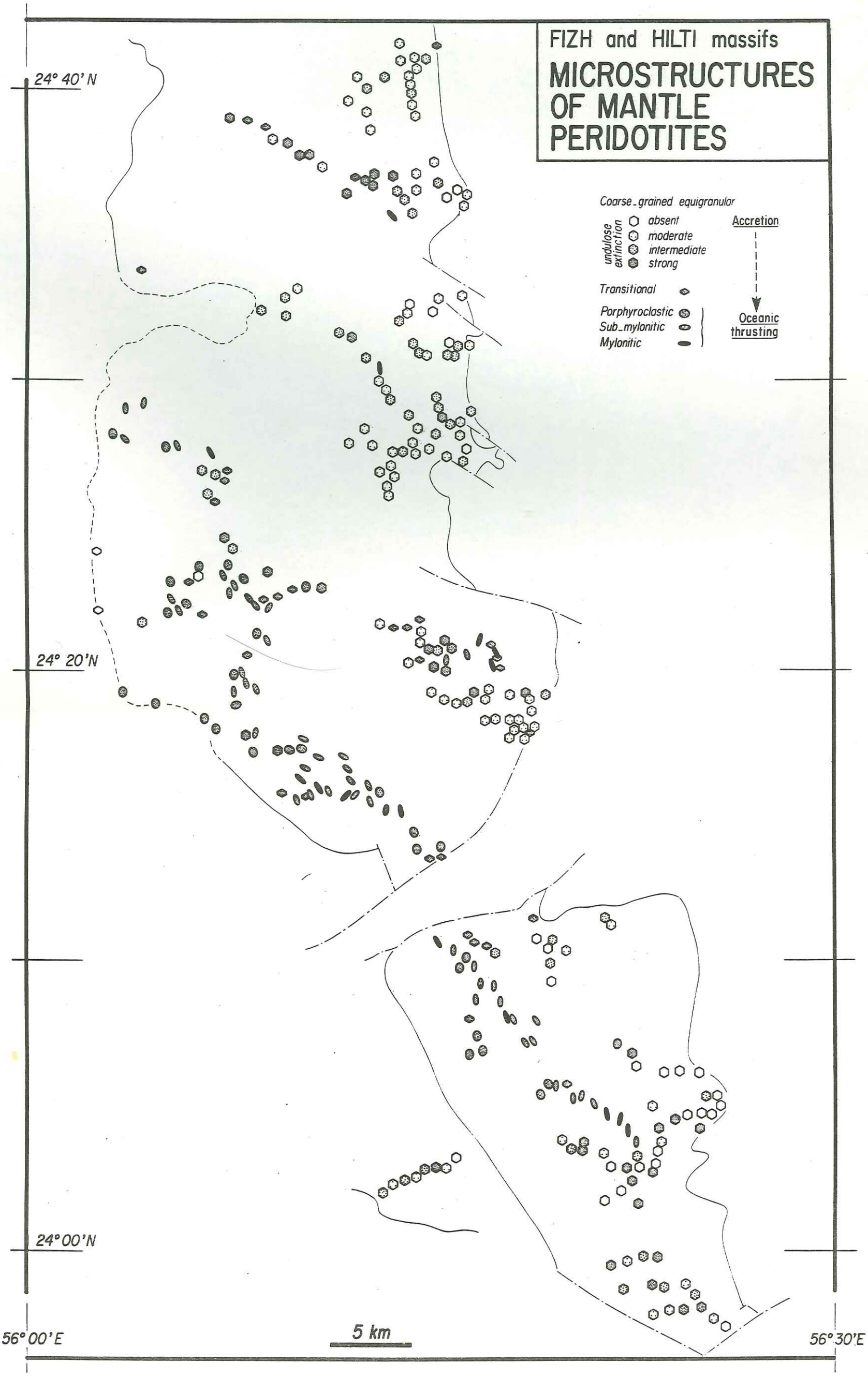


Fig. 3.2.1.1. Massifs de Fizh et de Hilti: microstructure des péridotites mantellaires.

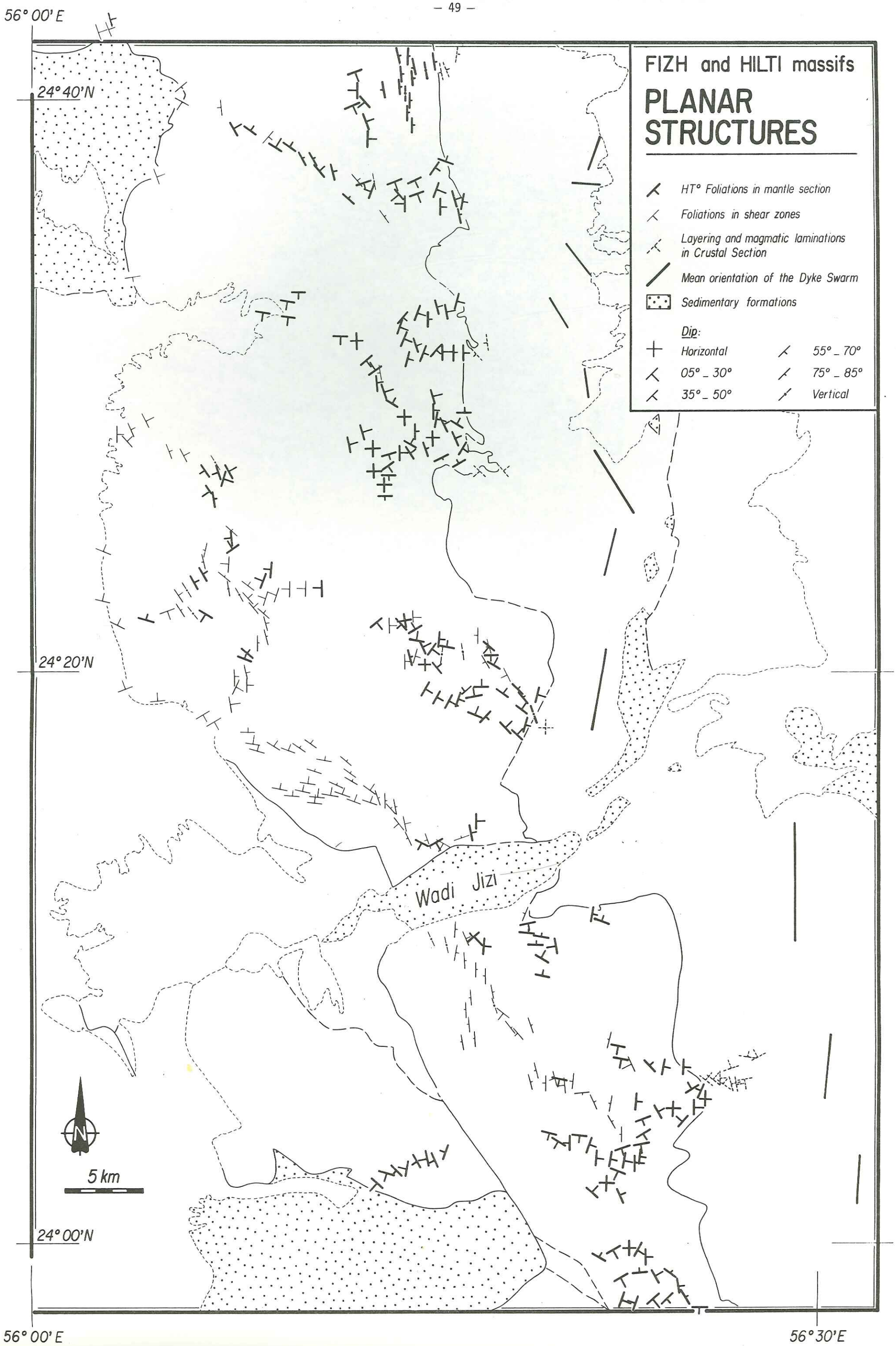


Fig. 3.2.1.2. Massifs de Fizh et de Hilti: structures planaires.

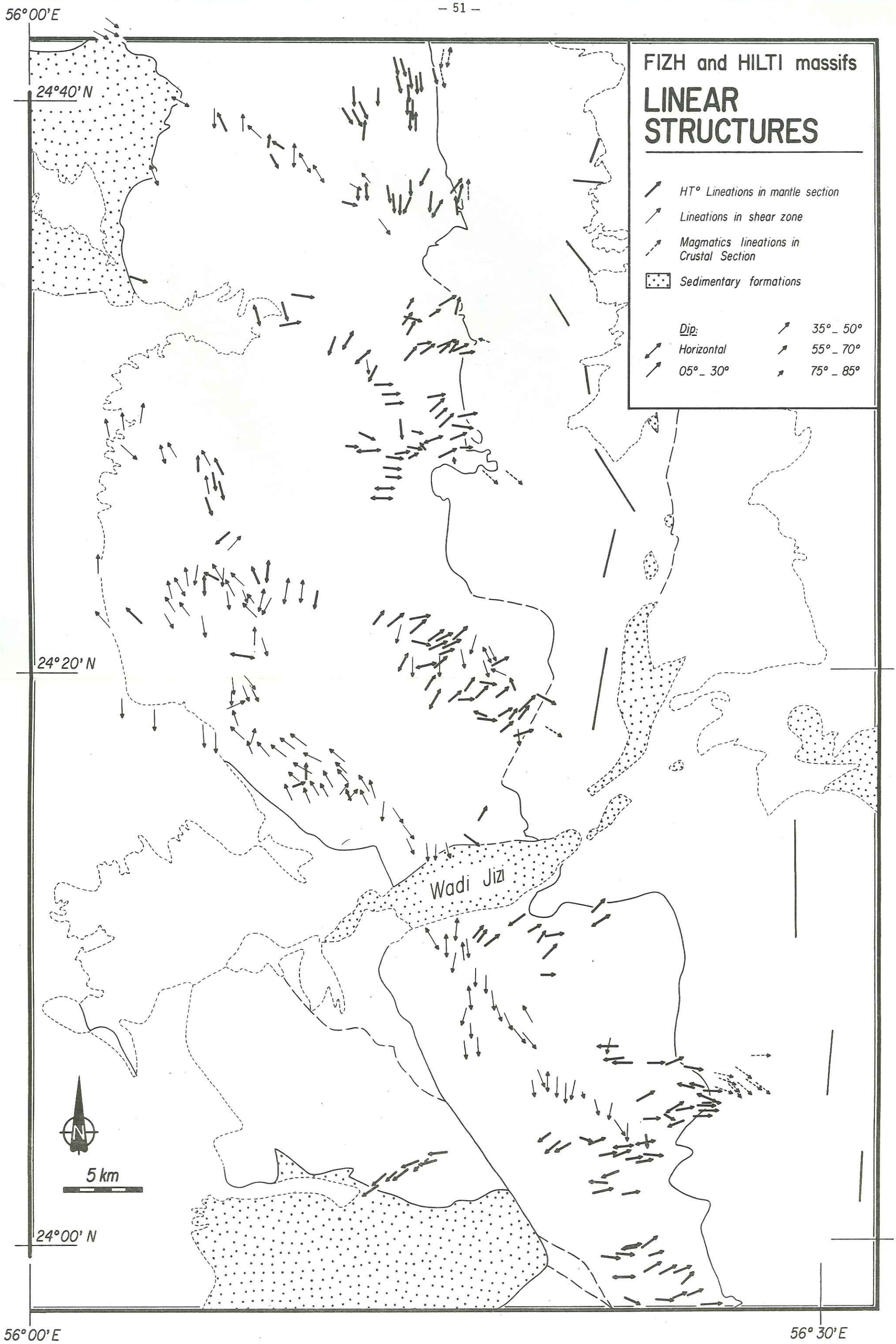


Fig. 3.2.1.3. Massifs de Fizh et de Hilti: structures linéaires.

56° 00'E

24° 40'N

24° 20'N

24° 00'N

56° 30'E

Sumeini

W. Fayd

W. Ragmi

W. Zabin

W. Fizh

W. Kudayra

W. Masah

W. Musaylik

W. Hayl

W. Gayl

W. Hayl Ada

Wadi Jizi

W. Al Wasit

W. Sahban

W. Hilti

W. Sudum

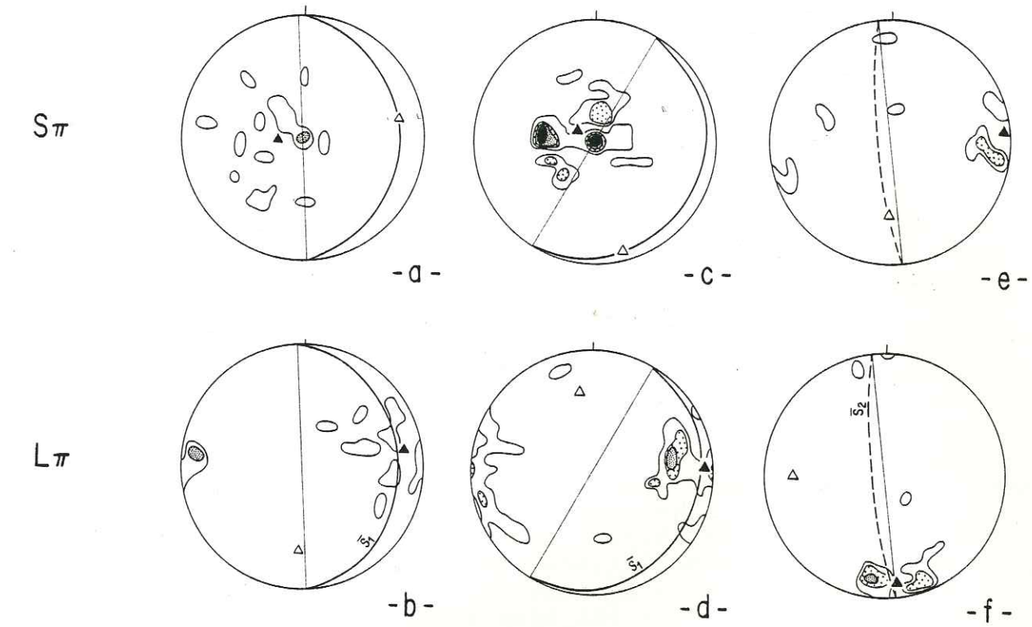
W. Alqar

FIZH and HILTI massifs

SENSES OF SHEAR

- HT° shear flow, flat lying foliations, movement of the upper part
- HT° shear flow, steeply dipping foliations
- Basal peridotites, movement of the upper bloc
- Shear zones
- Limit of sense of shear inversion

Fig. 2.2.1.A. Massifs de Fizh et de Hilti: sens de cisaillement



3.2.1.8. Orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a-b: Wadi Al Qar

a. foliation asthénosphérique
17 mesures; contours: 1, 2%
S1 moyenne: **176 E 23**; axe couronne: 078 E 23

b. linéation asthénosphérique
17 mesures; contours: 1, 2%
L1 moyenne: **079 E 19**; axe couronne: 001 S 33

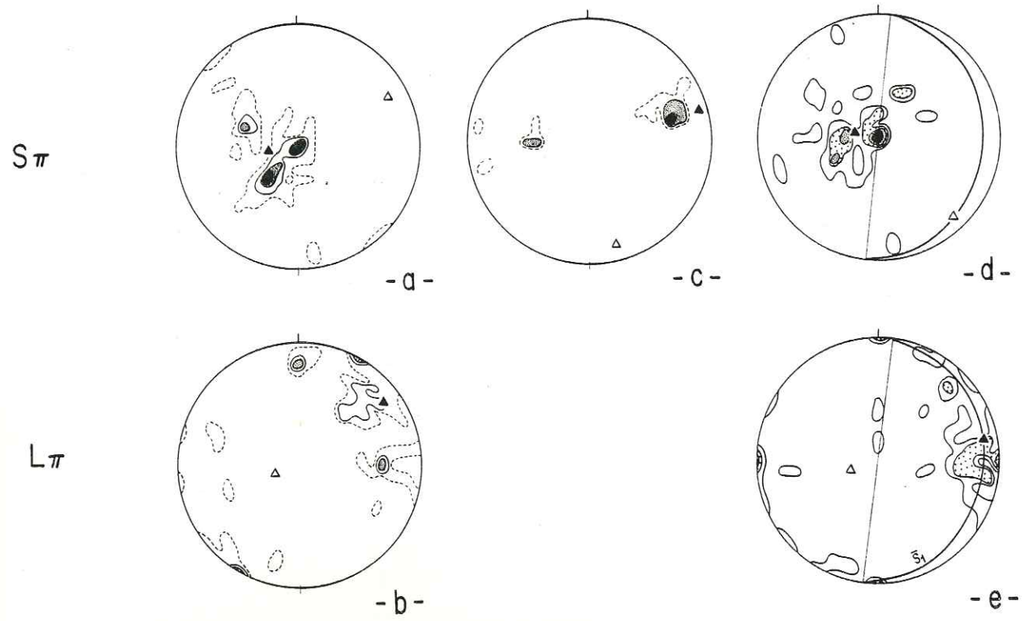
c-f: Wadi Hilti

c. foliations asthénosphériques
32 mesures; contours: 3, 6, 9, 12%
S1 moyenne: **030 NE 13**; axe couronne: 164 S 10

d. linéations asthénosphériques
32 mesures; contours: 2, 4, 6%
L1 moyenne: **086 E 08**; axe couronne: 170 N 34

e. foliations lithosphériques
12 mesures; contours: 1, 2%
S2 moyenne: **173 W 82**; axe couronne: 000 S 40

f. linéations lithosphériques (mesures échantillons)
12 mesures; contours: 1, 2, 3%
L2 moyenne: **173 S 14**; axe couronne: 090 W 26



3.2.1.9. Orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a-c: Wadi Hayl

a. foliations asthénosphériques
39 mesures; contours: 2.6, 5.1, 7.7, 12.0%
S1 moyenne: **173 E 20**; axe couronne: 061 E 18

b. linéations asthénosphériques
38 mesures; contours: 2.6, 5.1, 7.7%
L1 moyenne: **053 NE 16**; axe couronne: 173 N 73

c. foliations lithosphériques
11 mesures; contours: 10, 20, 30%
S2 moyenne: **164 W 81**; axe couronne: 167 S 16

d-e: Wadi Fizh

d. foliations asthénosphériques
35 mesures; contours: 1, 2, 3, 4%
S1 moyenne: **006 E 15**

e. linéations asthénosphériques
29 mesures; contours: 1, 2, 3%
L1 moyenne: 077 E 18

3.2.1.3.1.Péridotites de base et semelles métamorphiques

Au niveau du piedmont ouest du massif de Fizh et dans la partie sud-ouest des wadi Gayl et Hayl Ada, l'orientation de la foliation S2 et de la linéation L2 sont conformes à l'orientation générale décrite ci-dessus pour les péridotites de base (cf. fig. 2 de l'appendice II); les sens de cisaillement indiquent que la nappe ophiolitique s'est déplacée vers le Sud lors du charriage intra-océanique.

Au niveau de la fenêtre de Sumeini, la configuration est sensiblement différente: sur le terrain, on y a mesuré quelques linéations orientées dans le secteur E-W à ESE-WNW; en raison de la mauvaise qualité des affleurements, il a fallu attendre l'examen des échantillons décolorés pour se rendre compte que ces linéations étaient en fait portées par de petites zones de cisaillement ("S3") ultramylonitiques sub-horizontales épaisses de quelques millimètres à quelques centimètres, rebroussant la foliation S2; dans ce secteur, celle-ci adopte une orientation nord-sud à fort pendage et porte une linéation sub-horizontale, à l'instar des zones de cisaillement (photo, 16; fig. 3.2.1 2. et 3.2.1.22.). Le sens de cisaillement associé à cette déformation "3" a pu être déterminé pour deux de ces zones et indique un mouvement vers l'Ouest du bloc supérieur.

Les semelles métamorphiques de Sumeini et d'Asjudi portent une linéation minérale orientée dans le secteur N-S à NNW-SSE (fig. 2 de l'appendice II). Les sens de cisaillement déterminés sur les quartzites interlitées dans les amphibolites de Sumeini indiquent également un mouvement de la nappe du Nord vers le Sud (Cannat, 1983).

3.2.1.3.2. Zones de cisaillement

Leur épaisseur varie de quelques décimètres, dans les parties les plus superficielles de la section mantellaire, à quelques kilomètres, dans les parties les plus profondes.

Les zones orientées dans le secteur N-S à NW-SE sont les plus larges et les plus abondantes; leur jeu est principalement dextre. Les zones orientées dans le secteur NW-SE à WNW-ESE sont moins importantes et jouèrent en décrochements essentiellement sénestres. Les sens de cisaillement déterminés en lame mince sont cohérents avec ceux déduits de la rotation des structures au voisinage de ces zones.

Les relations d'intersection montrent que ces deux systèmes sont contemporains, qu'il s'agit donc d'un système conjugué de zones dextres et sénestres. Cette disposition traduit un champ de contrainte régional à composante compressive. L'orientation de ces zones de cisaillement indique que la contrainte principale maximale était orientée dans le secteur WSW-ENE (Ramsay, 1980). C'est au niveau des wadi Masah et Musaylik que ces relations sont le plus clairement exprimées (fig. 3.2.1.2., 3.2.1.4. et 3.2.1.22.): une zone sénestre N 120° E recoupe et décale une zone dextre N-S; deux kilomètres au Sud, cette dernière rebrousse à son tour une zone sénestre parallèle à la précédente. Dans ce

3.2.1.10. Orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a-b: Wadi Zabin

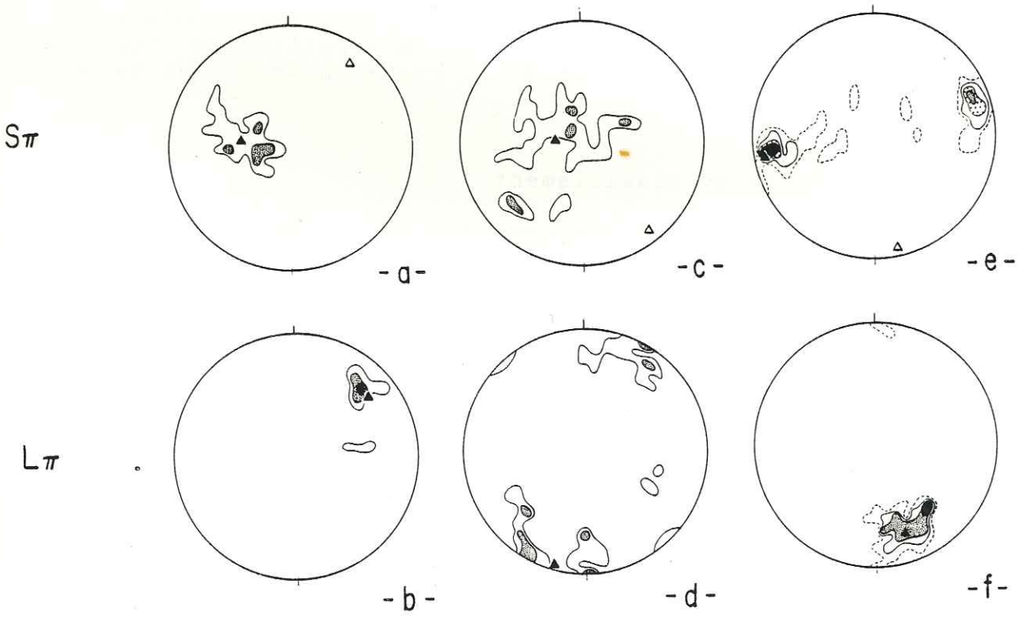
a. foliations asthénosphériques
16 mesures; contours : 6, 12%
S1 moyenne: 009 E 55; axe couronne: 035 NE 16

b. linéations asthénosphériques
8 mesures; contours: 12.5, 37.5%
L1 moyenne: 051 NE 26

c-d: Wadi Ragmi

c. foliations asthénosphériques
30 mesures; contours 3, 6%
S1 moyenne: 008 E 18; axe couronne: 143 SE 13

d. linéations asthénosphériques
26 mesures; contours: 4, 8%
L1 moyenne: 007 S 06



e-f: Wadi Fayd

e. foliations asthénosphériques
39 mesures; contours: 2.6, 5.1, 7.7, 10.3, 15.4%
S1 moyenne: 009 E 82; axe couronne: 168 S 07

f. linéations asthénosphériques
27 mesures; contours: 4, 8, 12, 16%
L1 moyenne: 162 S 25

secteur, les structures asthénosphériques sont préservées à l'état de reliques dans des lentilles délimitées par les zones de cisaillement; l'orientation des structures asthénosphériques y est passablement perturbée et la sous structure dans les péridotites en général très serrée. Une disposition analogue, quoique moins démonstrative, a été observée dans les wadi Hayl Ada, Al Wasit et Hilti: une zone de cisaillement dextre N-S, épaisse de deux kilomètres, a été suivie sur 20 kilomètres de part et d'autre du horst du wadi Jizi, dans les wadi Hayl Ada et Al Wasit: une autre zone de cisaillement identique occupe la partie centrale du wadi Hilti, dix kilomètres plus à l'Est; ces deux zones défléchissent une zone de cisaillement sénestre NW-SE située à cheval sur l'extrémité ouest du wadi Hilti et l'extrémité sud-est du wadi Al Wasit.

Dans le wadi Hayl Ada, on observe le passage progressif des zones de cisaillement sub-verticales aux péridotites basales, où le mouvement de coulissage se transforme en un mouvement de charriage.

Dans les parties les plus superficielles de la section mantellaire, on peut observer que les grands accidents WNW-ESE traversant indifféremment la section mantellaire et la section crustale rebroussent les structures asthénosphériques. Cette situation est la mieux exprimée au niveau du wadi Fizh où les structures asthénosphériques sub-horizontales se verticalisent et adoptent une orientation WNW-ESE au voisinage de ces accidents; la rotation est clairement sénestre. On notera que les structures asthénosphériques les plus désorientées sont également celles qui présentent les sous-structures les plus serrées (comparer la carte 3.2.1.1. et la carte 3.2.1.2 ou 3.2.1.22). Cette observation nous porte à croire que ces grands accidents, avant d'être envahis par les serpentinites qui leur donne leur apparence actuelle, furent des zones de cisaillement ductiles au même titre que celles observées plus bas dans la séquence.

De manière générale, les zones de cisaillement sont contemporaines d'injections de filons de gabbros. Nous renvoyons le lecteur à l'appendice IV pour la description et l'interprétation de ce phénomène.

3.2.1.3.3. Structures asthénosphériques

Sur une longueur de 80 kilomètres mesurée parallèlement à l'axe de la paléo-dorsale, depuis le wadi Al Qar, au Sud, jusqu'au wadi Fizh, au Nord, l'orientation des structures asthénosphériques reste très homogène: la S1 a, en moyenne, un azimut N-S et est pentée vers l'Est de 10 à 25° (fig. 3.2.1.2., 3.2.1.8. a et c, 3.2.1.9. a et d); le pendage de la foliation a tendance à croître légèrement vers les niveaux plus profonds de la section mantellaire (fig. 3.2.1.2.). Les linéations s'orientent préférentiellement dans le secteur WSW-ENE (fig. 3.2.1.3., 3.2.1.8. b et d, 3.2.1.9. b et e). Les écarts à cette disposition générale sont dus aux zones de cisaillement au voisinage desquelles la S1 adopte une orientation plutôt E-W et un pendage plus élevé, et la L1 une orientation SW-NE à N-S. Cet effet "perturbateur" des zones de cisaillement mylonitiques est

particulièrement clair dans le wadi Hayl.

Les **sens de cisaillement** correspondant à la déformation asthénosphérique indiquent que les parties les plus superficielles du manteau fluaient vers l'Est par rapport aux parties les plus profondes. Une inversion de sens de cisaillement est observée 500 mètres environ sous le paléo-Moho (fig. 3.2.1.4.). Dans le wadi Hilti, où le contact entre la section crustale et la section mantellaire est non faillé et particulièrement bien exposé, elle a pu être mise en évidence sans ambigüité grâce à un échantillonnage serré dans la zone critique. On remarque de plus (fig. 3.2.1.4.) que, dans la partie la plus superficielle de la section mantellaire (quelques dizaines de mètres sous le paléo-moho) le sens de cisaillement redevient conforme au sens observé dans les parties profondes.

Plus au Nord, au niveau du wadi Zabin, la foliation asthénosphérique devient plus pentée vers l'Est et la ligne s'oriente franchement dans le secteur NE (fig. 3.2.1.2., 3.2.1.3, 3.2.1.10 a et b).

Plus au Nord encore, la S1, dans les niveaux superficiels de la section mantellaire, est redressée au même titre que le paléo-Moho sur une épaisseur de quelques centaines de mètres dans le wadi Ragmi et de quatre kilomètres dans le wadi Fayd; dans les niveaux plus profonds, elle reste sub-horizontale (fig. 3.2.1.2. et 3.2.1.10. c et e). Dans toute la zone nord du massif de Fizh, la linéation adopte une orientation N-S (léger pendage vers le Sud dans les zones à foliations redressées). Le sens de cisaillement est dextre, tel que les parties supérieures fluaient vers le Sud dans les zones à foliation sub-horizontale. Aucune inversion de sens de cisaillement n'a été observée à l'approche du paléo-Moho dans la zone à flux asthéno_sphérique N-S, aussi serré qu'ait été notre échantillonnage (fig. 3.2.1.4.).

La **taille du grain recristallisé** est sensiblement plus faible dans cette zone ($\backsim$ 1 mm, correspondant à une contrainte de 80 à 100 bars) que dans les zones plus méridionales de ces massifs ($\backsim$ 4 à 5 mm, correspondant à une contrainte de 20 à 50 bars); (données non reportées en carte).

L'**obliquité** entre la fabrique de réseau et la fabrique de forme des péridotites mantellaires varie de façon très abrupte d'un point à l'autre (fig. 3.2.1.12.). La seule tendance qui se dégage de cette carte est l'absence de forte obliquité (supérieure à 10°) à proximité du paléo-Moho. Dans une zone épaisse de quelques centaines de mètres à un kilomètre sous le paléo-Moho, l'obliquité moyenne est de $\backsim$ 5°, ce qui correspond à un cisaillement de l'ordre de 10 (fig. 3.1.5.). Dans les parties plus profondes, les fortes et faibles obliquités semblent réparties de façon aléatoire; l'obliquité dépasse rarement 25° (δ de 1.5) et a une valeur moyenne de 16° (γ moyen de $\backsim$ 3).

La **fabrique de réseau**, en général très forte près du contact péridotites / gabbros, forte à modérée dans les parties plus profondes de la section mantellaire, confirme cette zonation (fig. 3.2.1.11.).

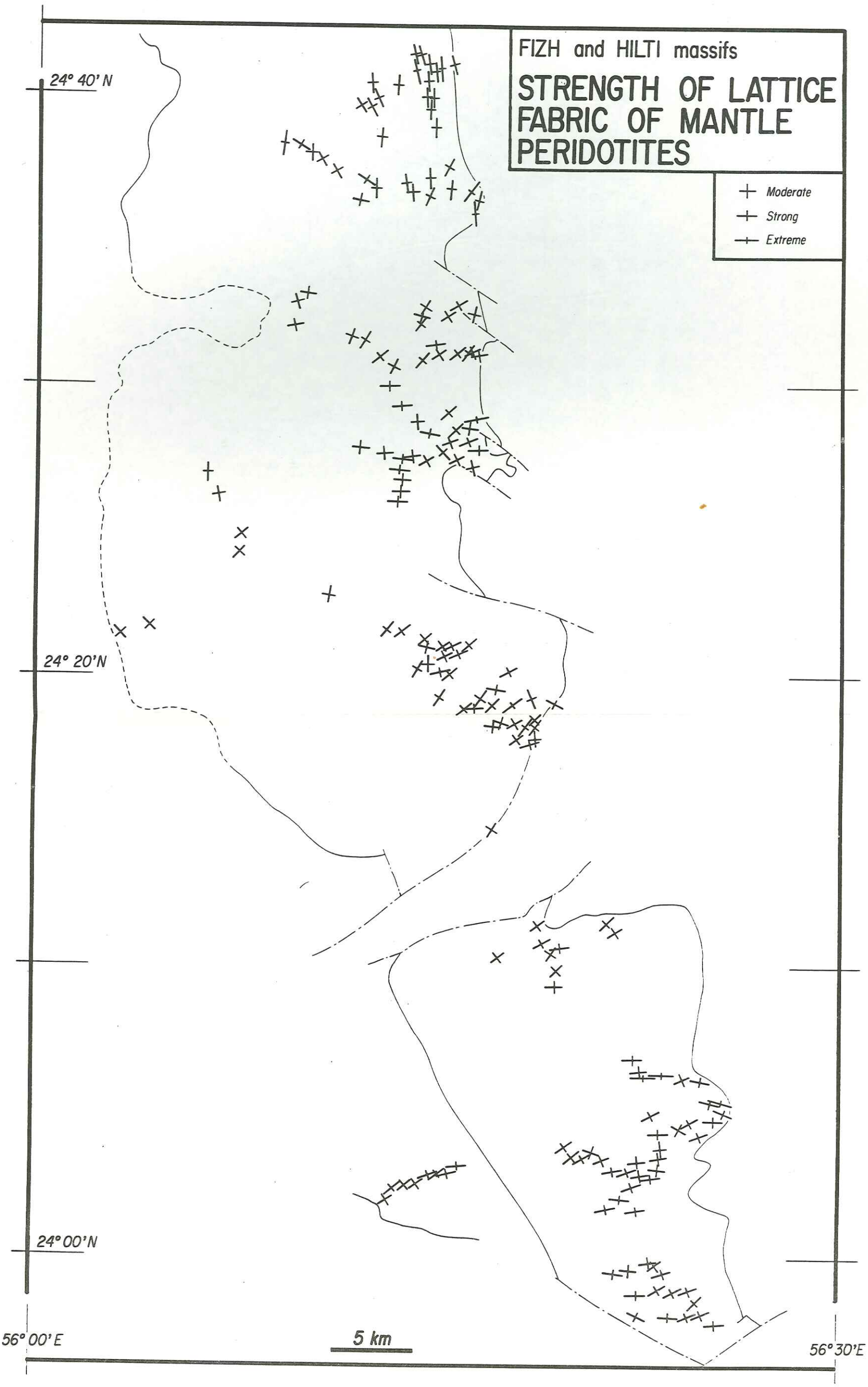


Fig. 3.2.1.11. Massifs de Fizh et de Hilti: intensité de la fabrique de réseau de l'olivine mantellaire.

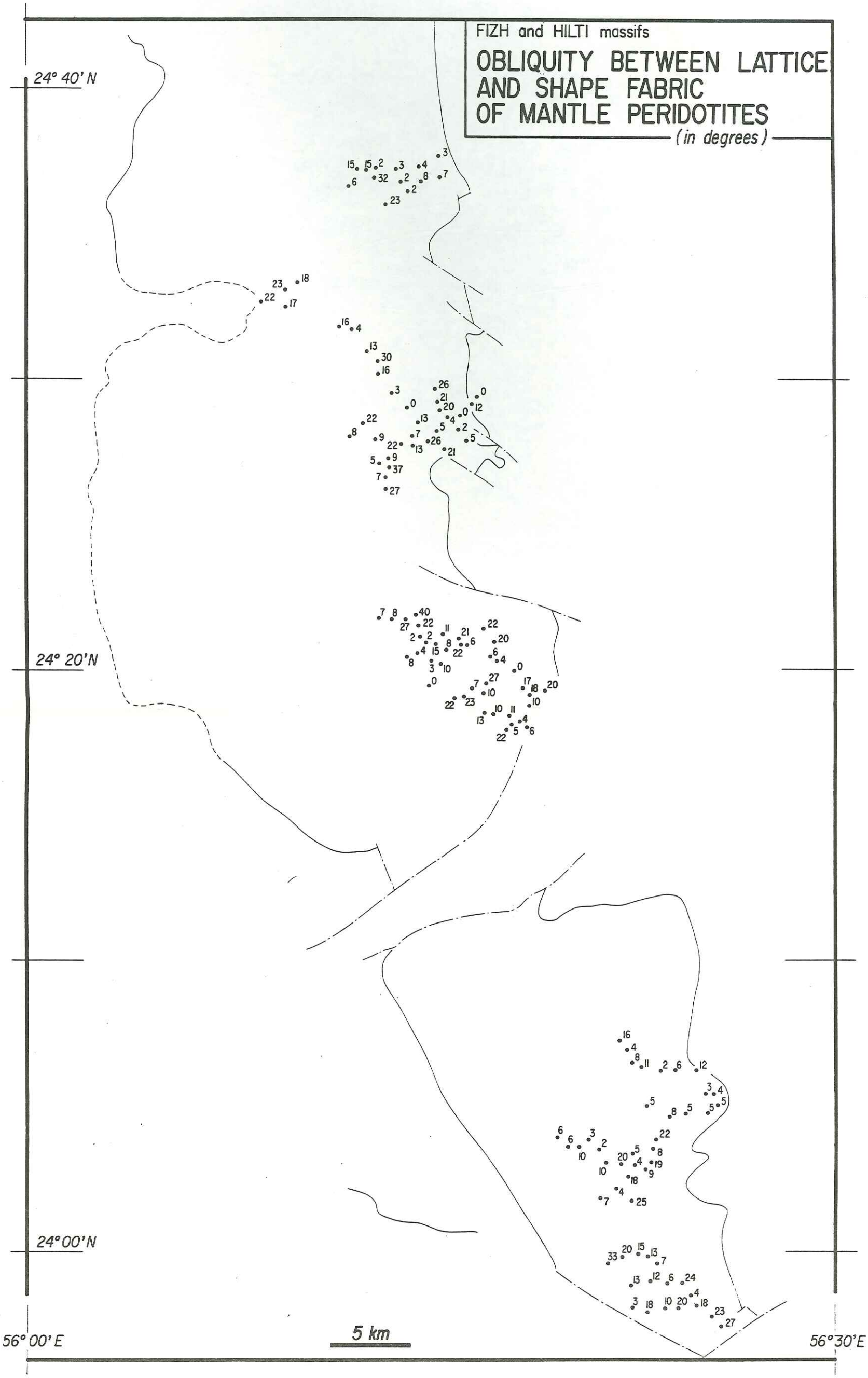


Fig. 3.2.1.12. Massifs de Fizh et de Hilti: obliquité entre la fabrique de réseau de l'olivine et la fabrique de forme des péridotites mantellaires.

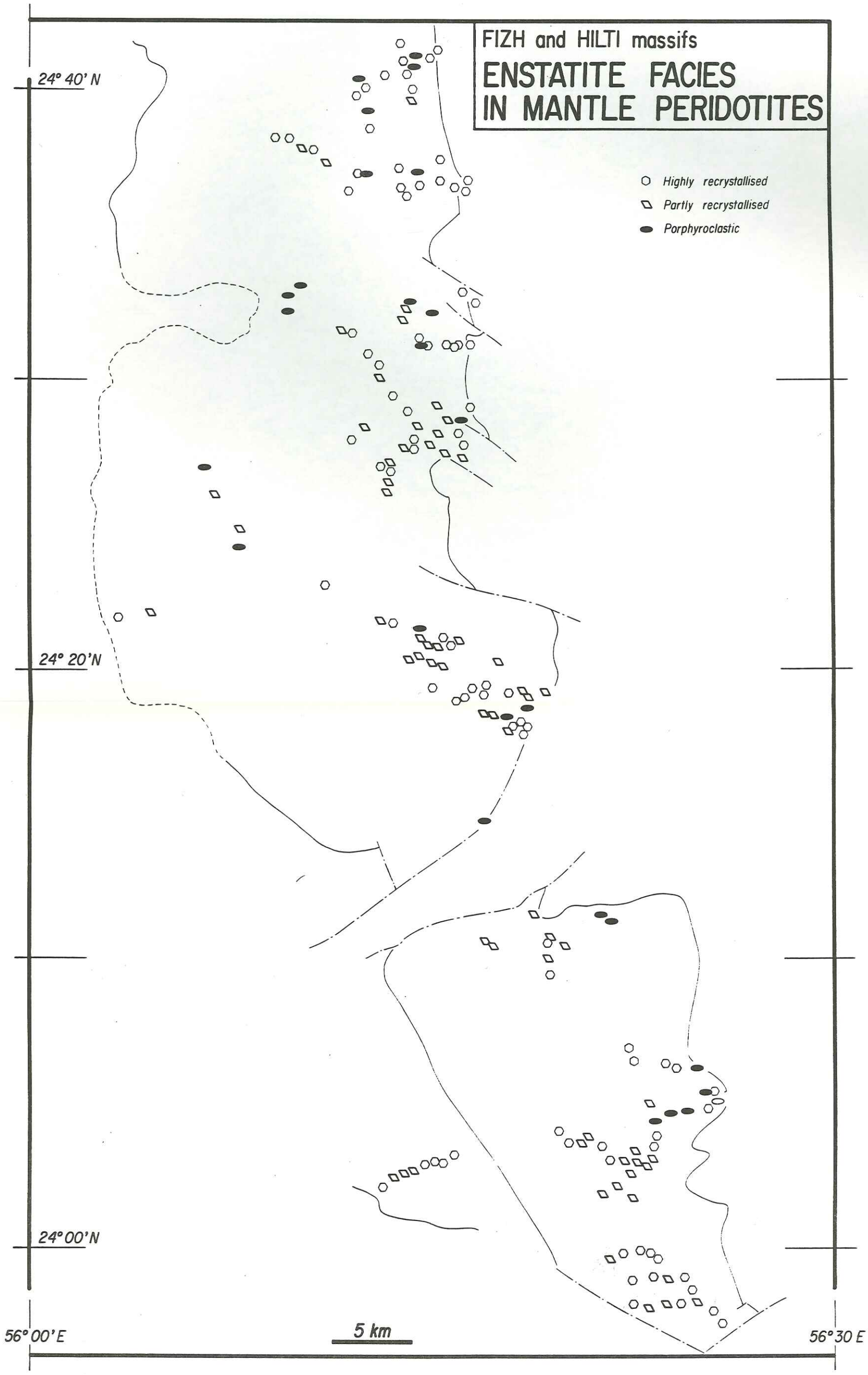


Fig. 3.2.1.13. Massifs de Fizh et de Hilti: faciès de l'enstatite dans les péridotites mantellaires.

Dans les péridotites à structure asthénosphérique, l'**enstatite** se présente rarement sous un faciès entièrement porphyroclastique mais sous un faciès partiellement à totalement recristallisé (fig. 3.2.1.13.). On note la recristallisation très importante de l'enstatite dans la zone nord du massif de Fizh ayant enregistré une direction de flux mantellaire parallèle à la dorsale.

La pente moyenne du plan de fluage plastique par rapport au paléo-Moho (fig. 3.2.1.23.) peut-être déduite des données précédentes (orientation de la foliation, obliquités et sens de cisaillement). Dans les niveaux profonds de la section mantellaire, elle est d'une vingtaine de degrés vers l'Est; dans les niveaux superficiels, les angles envisagés sont très faibles par rapport à la dispersion des valeurs des pendages de S1 et des obliquités; les pentes moyennes reportées sur la figure 3.2.1.23. ne sont probablement pas très significatives; la seule information fiable est que, dans ces niveaux superficiels à très forte déformation plastique, le plan de cisaillement est sub-parallèle au paléo-moho. On discutera de la signification de ces données dans le paragraphe 6.2.

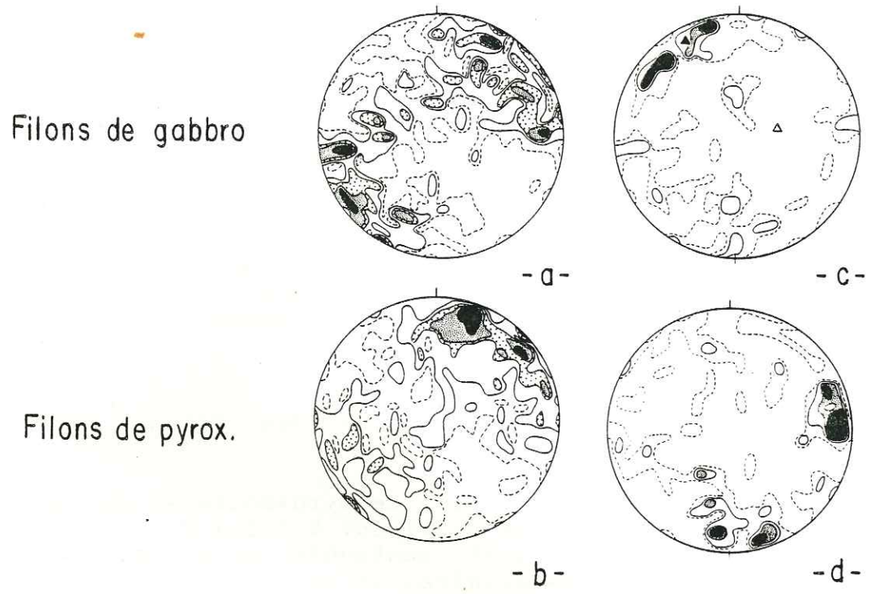
3.2.1.4. Répartition et orientation des filons dans la section mantellaire

Les données relatives aux filons de pyroxénite et de gabbro sont consignées dans les figures 3.2.1.16. à 3.2.1.21.

Les filons de gabbro sont cantonnés dans les parties supérieures de la section mantellaire; on ne les observe que très rarement à une profondeur inférieure à $\backsim$ 2 km sous le paléo-Moho. Leur nombre croît assez régulièrement vers le haut pour atteindre une abondance maximale au niveau du paléo-moho lui-même (fig. 3.2.1.16. et 21). Ce sont des gabbros plus ou moins riches en olivine; les troctolites et les gabbros-norites sont exceptionnelles. Dans les niveaux profonds, les faciès à gros grain ou pegmatitiques sont les plus communs; à l'approche du paléo-Moho, la taille du grain diminue rapidement et on observe parfois des faciès doléritiques; les filons correspondant évoluent en diabases en pénétrant dans la section crustale. Les filons hydratés à pargasite et à hornblende-trémolite sont confinés aux zones de cisaillement.

Les filons de pyroxénite sont cantonnés dans les niveaux plus profonds de la section mantellaire; ils n'atteignent qu'exceptionnellement les profondeurs inférieures à $\backsim$ 700 mètres sous le paléo-Moho. Leur abondance est maximale à des profondeurs intermédiaires ($\backsim$ 1 à $\backsim$ 3 kilomètres) (fig. 3.2.1.17. et 21). Ce sont, pour la plupart, des orthopyroxénites plus ou moins riches en clinopyroxènes.

L'épaisseur des filons varie de quelques millimètres à quelques décimètres, et atteint exceptionnellement quelques mètres.



3.2.1.18. Orientation des filons dans la section mantellaire

a-b: Massifs de Hilti et Fizh-Sud

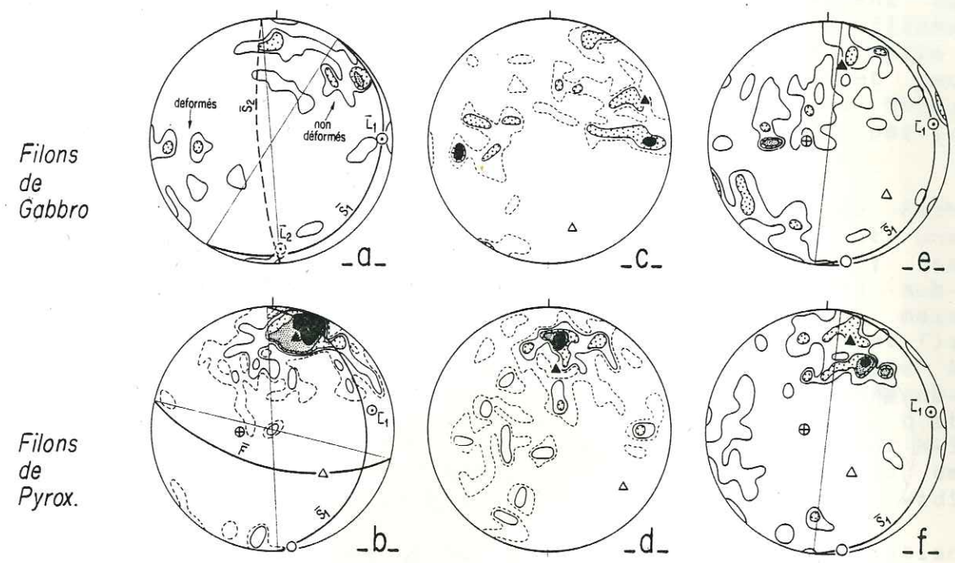
a. filons de gabbro
227 mesures; contours: 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5%

b. filons de pyroxénites
516 mesures; contours: 0.4, 1, 2, 3, 4%

c-d: Massif de Fizh-Nord

c. filons de gabbro
87 mesures; contours: 1.2, 2.3, 3.4, 4.6, 5.8%
filon moyen: **062 S 81**; axe couronne: 079 E 62

d. filons de pyroxénite
93 mesures; contours: 1.1, 2.2, 3.2, 4.3, 5.4%



3.2.1.19. Orientation des filons dans la section mantellaire

a: Wadi Hilti

a. filons de gabbro
37 mesures; contours: 3, 6, 9%

b: Wadi Al Qar

b. filons de pyroxénite
99 mesures; contours: 1, 2, 3, 4, 5%
filon moyen: **103 S 65**

c-d: Wadi Hayl

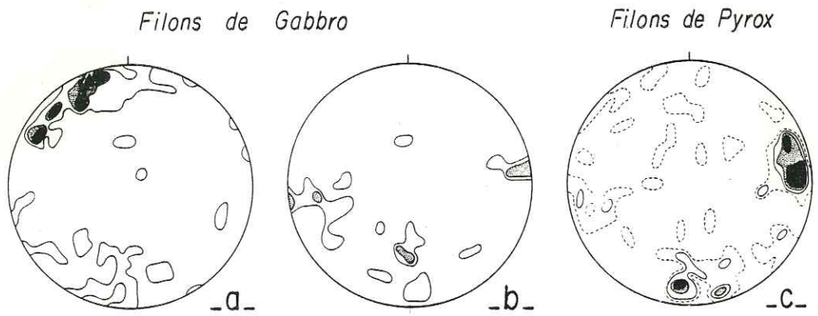
c. filons de gabbro
65 mesures; contours: 1.5, 3.1, 6.2%
filon moyen: **156 SW 74**

d. filons de pyroxénite
99 mesures; contours: 1, 2, 3, 4, 5%
filon moyen: **095 S 41**; axe couronne: 128 E 49

e-f: Wadi Fizh

e. filons de gabbro
57 mesures; contours: 2, 4, 6%
filon moyen: **099 S 55**

f. filons de pyroxénites
50 mesures; contours: 2, 4, 6, 8%
filon moyen: **104 S 65**; axe couronne: 149 E 56



3.2.1.20. Orientation des filons dans la section mantellaire

a: Wadi Ragmi

a. filons de gabbro
42 mesures; contours: 2, 4, 6%
filon moyen: 071 S 83

b-c: Wadi Fayd

b. filons de gabbro
25 mesures; contours: 4, 8%
filon moyen: **144 NE 62**; axe couronne: 005 N 51

c. filons de pyroxénite
73 mesures; contours: 1.4, 2.7, 4.1, 5.5, 6.9%

Selon une coupe longitudinale (parallèle à l'axe de la paléo-dorsale), l'abondance et la nature des filons présentent de grandes variations (fig. 3.2.1.21.): par exemple, les filons intrusifs de pyroxénites sont excessivement abondants et épais (décimétriques à métriques) dans le wadi Al Qar, rares et peu épais dans le wadi Hilti, quelques kilomètres plus au Nord; d'autre part, les filons in situ n'abondent que dans la partie Nord du massif de Fizh (wadi Ragmi et wadi Fayd).

Dans le massif de Hilti et la partie du massif de Fizh située au Sud du wadi Ragmi, les filons de pyroxénites ont une orientation dominante WNW-ESE à fort pendage Sud en moyenne; les filons orientés dans le secteur N-S à NW-SE et les filons sub-horizontaux constituent deux familles moins fournies mais omniprésentes (fig. 3.2.1.17; 3.2.1.18. b; 3.2.1.19. b, d et f); les filons de gabbro montrent une tendance plus marquée à s'orienter en zone autour d'un axe 150 NW 20. Les pendages sub-verticaux dominent (fig. 3.2.1.16; 3.2.1.18 a; 3.2.1.19. a, c et e). Dans certains secteurs, les filons sub-verticaux d'azimut N-S correspondent aux filons déformés rabattus dans les zones de cisaillement (wadi Al Wasit, Hayl, partie occidentale du wadi Hilti).

Dans le wadi Ragmi, les filons de gabbro ont une orientation moyenne WSW-ENE à fort pendage Sud (fig. 3.2.1.16; 3.2.1.20. a). Dans le wadi Fayd, les filons de gabbro et de pyroxénite présentent clairement deux orientations préférentielles: N-S et E-W sub-verticales (fig. 3.2.1.16. et 17; 3.2.1.20. b et c).

3.2.1.5. Nature pétrologique de la section mantellaire

La section mantellaire des massifs de Fizh et de Hilti a une **composition modale** moyenne comprise entre la harzburgite et la harzburgite déprimée (fig. 3.2.1.14. et 21). La répartition des faciès déprimés et non déprimés n'est pas aléatoire; leur alternance définit un "méga-rubanement" parallèle aux structures de déformation plastique. Les dunites sont omniprésentes dans la zone de transition entre la section mantellaire et la section crustale; elles forment un niveau de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur de roches intensément déformées plastiquement où les phénomènes d'imprégnation magmatique sont particulièrement abondants. Localement (wadi Fayd), ces dunites sont emvahies de sills de gabbros non déformés; cette zone est couramment et abusivement confondue avec les premiers bancs de la section cumulative. Plus bas dans la section mantellaire, les dunites se présentent le plus souvent sous forme de veines centimétriques à métriques rabattues ou non par la déformation plastique ainsi que de corps irréguliers métriques à décamétriques, non cartographiables à l'échelle de la figure 3.2.1.21. Dans les péridotites de base, ces corps dunitiques sont très déformés et définissent un rubanement spectaculaire parallèle à la S2.

Les variations longitudinales de la composition modale de la section mantellaire sont beaucoup plus importantes que les variations transversales (fig. 3.2.1.21.): parcourant ces massifs

du Sud vers le Nord, on rencontre une zone très déprimée où les filons de pyroxénite abondent (wadi Al Qar), une zone très peu déprimée, se singularisant, au contraire, par l'abondance des rubanements pyroxénitiques et la rareté des filons (wadi Hilti), une zone sans caractéristique pétrologique dominante (depuis le wadi Hayl Ada jusqu'au wadi Zabin) et, enfin, une zone où les faciès déprimés dominent à nouveau, où les rubanements sont essentiellement dunitiques, les filons abondants et souvent du type in situ, et qui renferme l'un des plus importants districts chromifères d'Oman (wadi Ragmi et wadi Fayd).

De la carte de l'**altération hydrothermale de l'enstatite** (fig. 3.2.1.15.) plusieurs tendances se dégagent: (1) les niveaux les plus superficiels de la section mantellaire sont les plus altérés, (2) l'altération hydrothermale est plus importante au voisinage des zones de cisaillement et affecte de préférence les péridotites à structure lithosphérique, (3) la zone nord du massif de Fizh semble avoir été épargnée par la circulation hydrothermale.

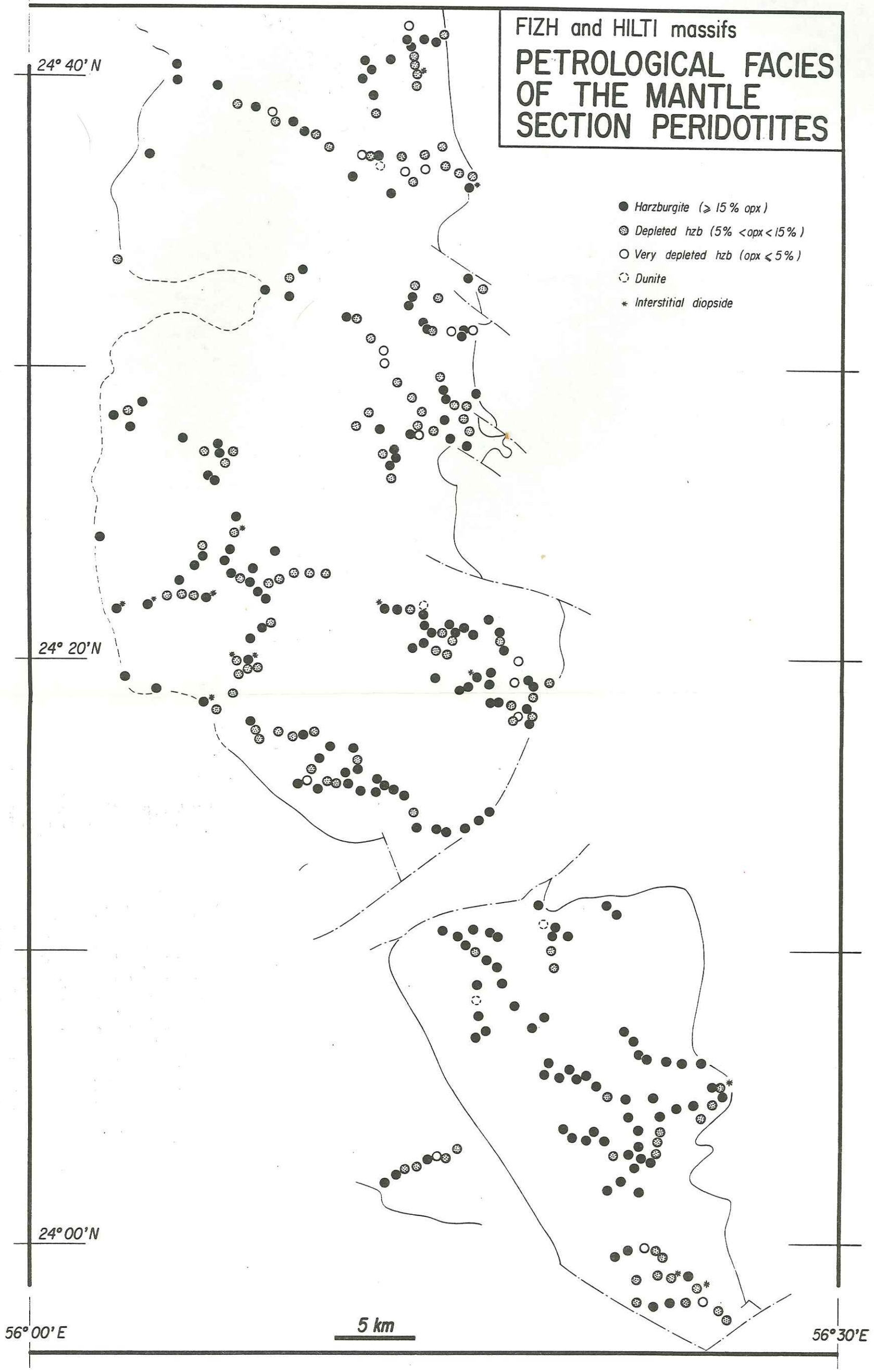


Fig. 3.2.1.14. Massifs de Fizh et de Hilti: faciès pétrologique des péridotites mantellaires.

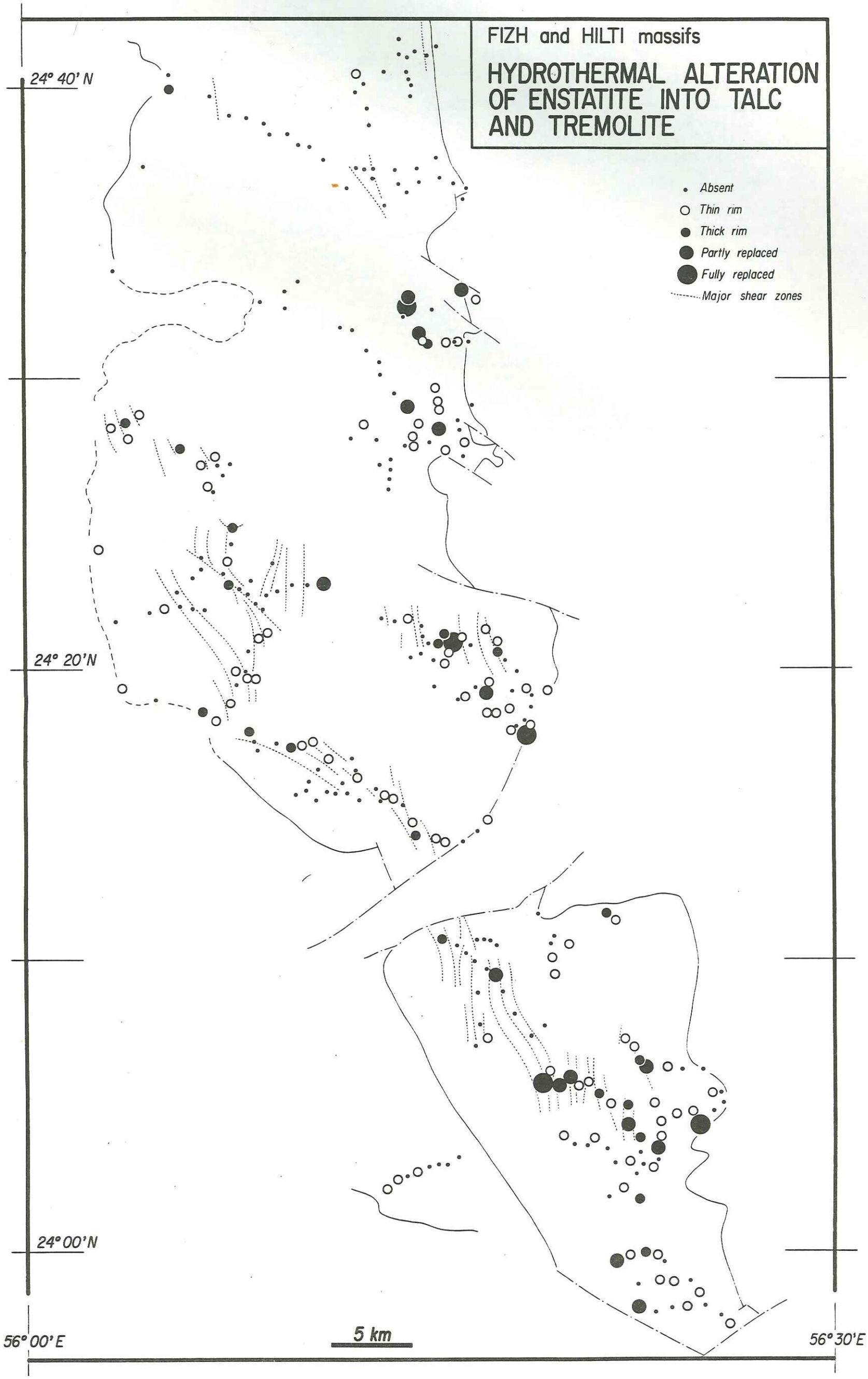


Fig. 3.2.1.15. Massifs de Fizh et de Hilti: altération de l'enstatite mantellaire en talc et trémolite.

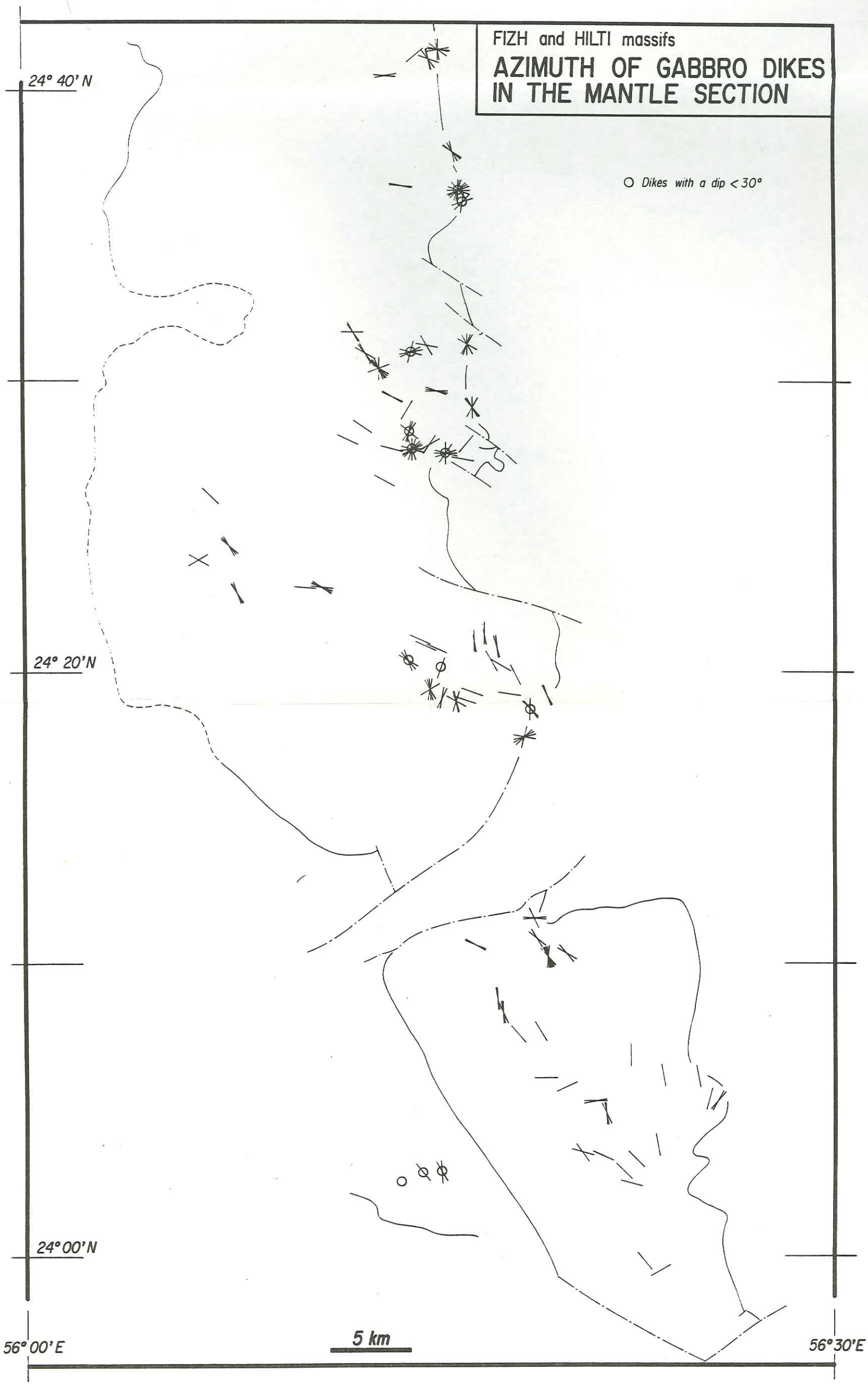


Fig. 3.2.1.16. Massifs de Fizh et de Hilti: azimut des filons de gabbro dans la section mantellaire.

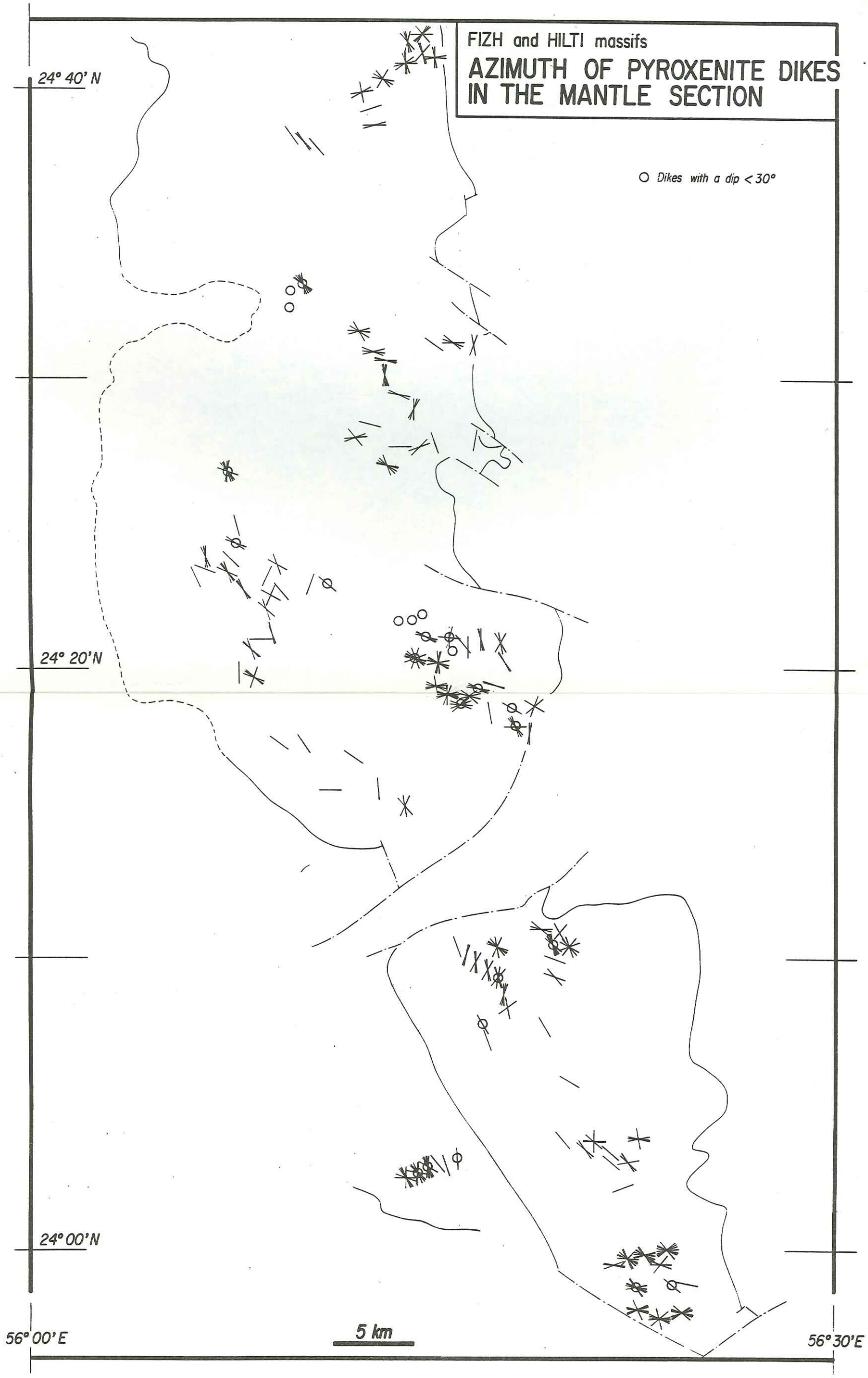


Fig. 3.2.1.17. Massifs de Fizh et de Hilti; azimut des filons de pyroxénite dans la section mantellaire.

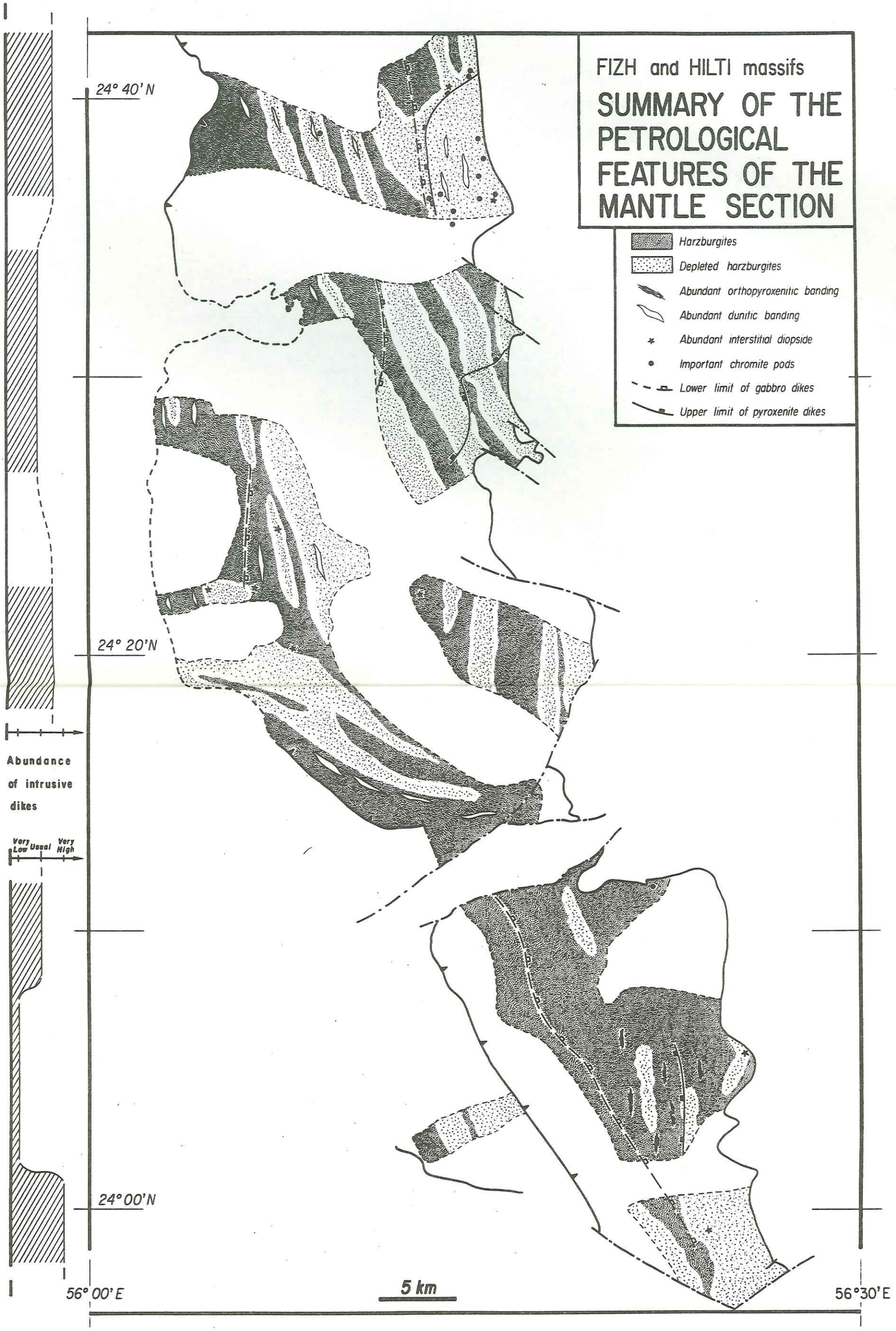


Fig. 3.2.1.21. Massifs de Fizh et de Hilti: résumé des caractères pétrologiques de la section mantellaire.

FIZH and HILTI massifs

STRUCTURAL MAP OF THE MANTLE SECTION

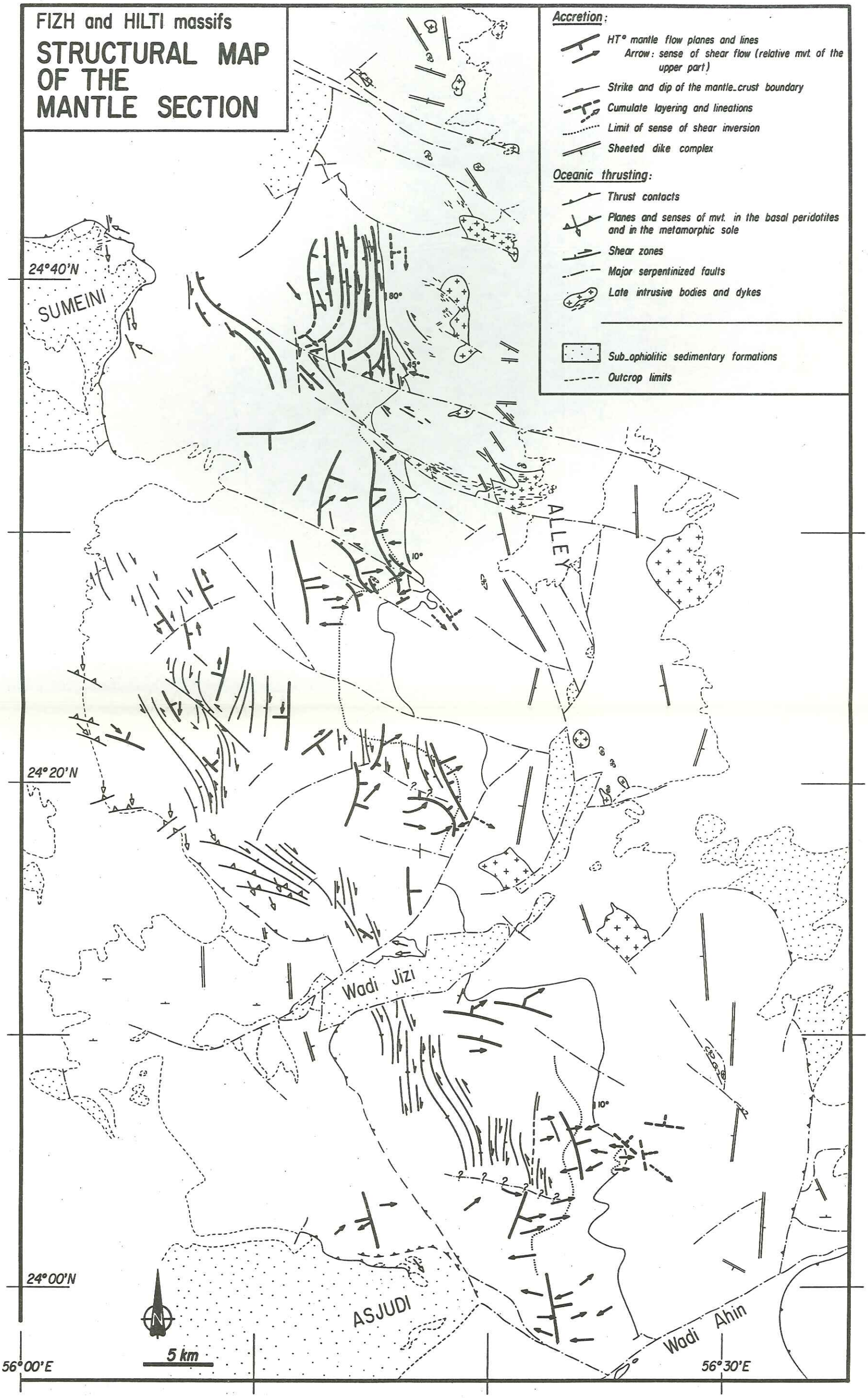


Fig. 3.2.1.22. Massifs de Fizh et de Hilti: carte structurale de la section mantellaire.

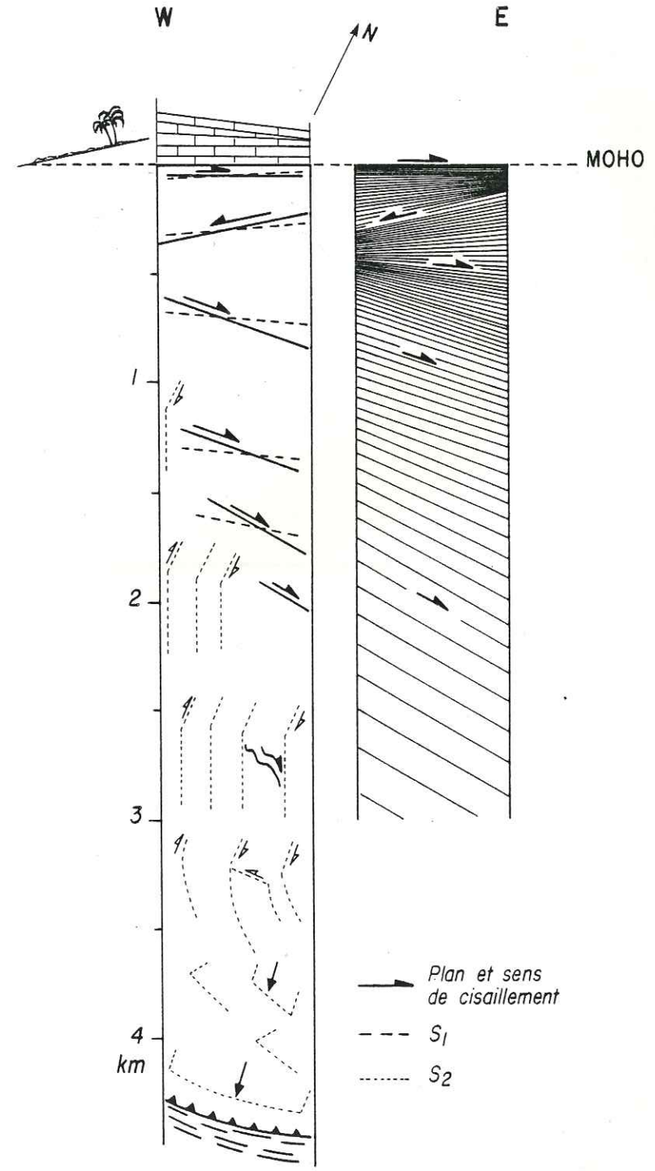


Fig. 3.2.1.23. Section idéalisée dans les péridotites du massif de Hilti.

3.2.2. Massif de Sarami

3.2.2.1. Structure générale

Long d'une cinquantaine de kilomètres, d'une largeur variant de 20 kilomètres, au Nord-Ouest, à 5 kilomètres, au Sud-Est, ce petit massif s'étire entre l'accident du wadi Ahin, au Nord-Ouest, et celui du wadi Hawasina, au Sud-Est. Au Sud-Ouest et au Sud, il repose sur les formations sédimentaires du groupe de Hawasina et les volcanites alcalines triasiques de Haybi via une mince interface de roches métamorphiques et de serpentinites. Au Nord-Est, il s'ennoie progressivement sous le piedmont de la Batinah.

Le **paléo-Moho**, d'azimut NW-SE, adopte un pendage moyen de 45° vers l'Est. En raison d'écaillages tardifs provoquant des redoublements internes, on ne peut effectuer aucune coupe complète dans la section crustale. Les cumulats ont une épaisseur maximale de 1 kilomètres; à la base de la séquence, le litage magmatique est parallèle au paléo-Moho.

Le **complexe filonien** est d'azimut moyen NW-SE. La section mantellaire a une épaisseur maximale de 7 kilomètres; elle s'amincit vers le Sud-Est et est tronquée par le charriage basal qui monte jusqu'au niveau de la section crustale en bordure orientale du massif (fig. 3.2.2.14.).

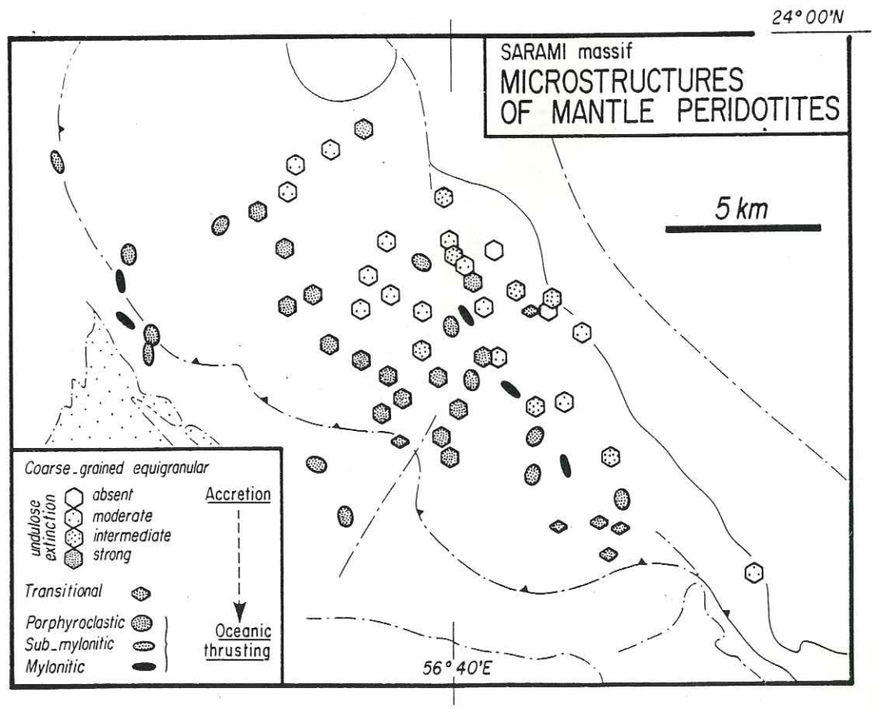


Fig. 3.2.2.1. Massif de Sarami: microstructure des péridotites mantellaires

3.2.2 2. Structures mantellaires

Les **structures purement asthénosphériques** sont confinées dans les parties superficielles de la section mantellaire (fig. 3.2.2.1.). La foliation S1 est sub-parallèle au paléo-Moho (fig. 3.2.2.2. et 3.2.2.5.a) et porte une linéation orientée dans le secteur E-W à WSW-ENE, sub-perpendiculaire au complexe filonien (fig. 3.2.2.3. et 3.2.2.5.b).

Dans les parties plus profondes, S1 adopte une orientation SW-NE à pendage moyen vers le Nord et L1 un azimut SW-NE. Etant donné que cette rotation des structures va de paire avec une évolution de la microstructure vers des sous-structures plus serrées (comparer la fig. 3.2.2.1. et la fig. 3.2.2.2.), on ne peut l'interpréter uniquement en terme de flux asthénosphérique. D'autre part, la rotation des plans semble trop importante, considérant la modicité de la déformation de basse température, pour être attribuée à l'influence directe d'éventuelles zones de cisaillement. Elle pourrait résulter d'un plissement à grand rayon de courbure, d'axe NE-SW, ayant affecté le massif lors du charriage intra-océanique vers le SE. De tels plis ont été clairement mis en évidence dans le massif de Haylayn (Boudier et al., 1983).

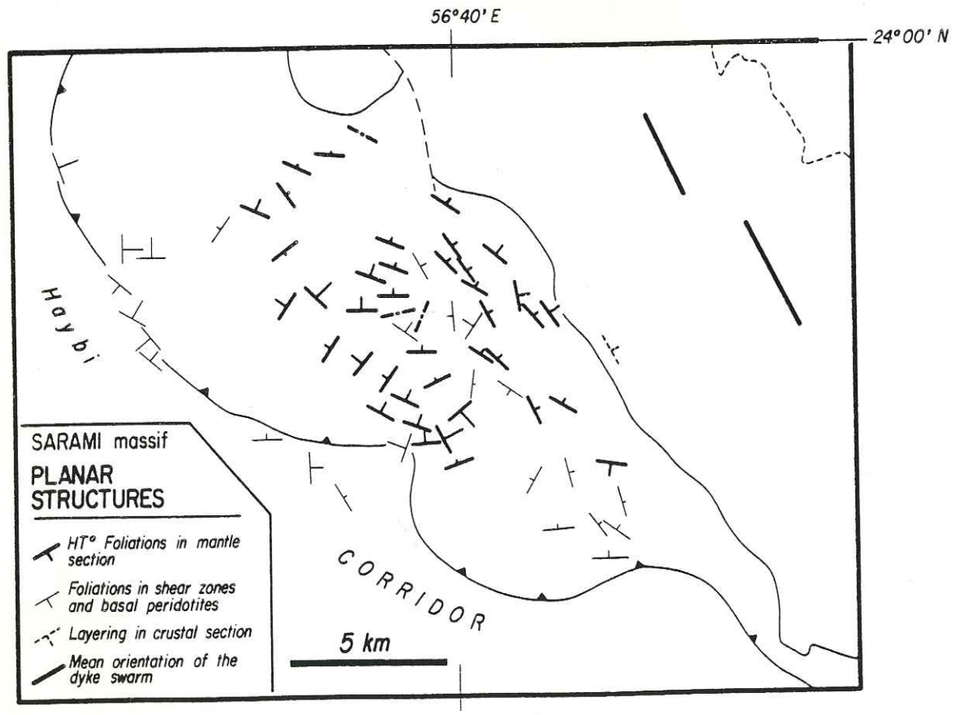


Fig. 3.2.2.2. Massif de Sarami: structures planaires

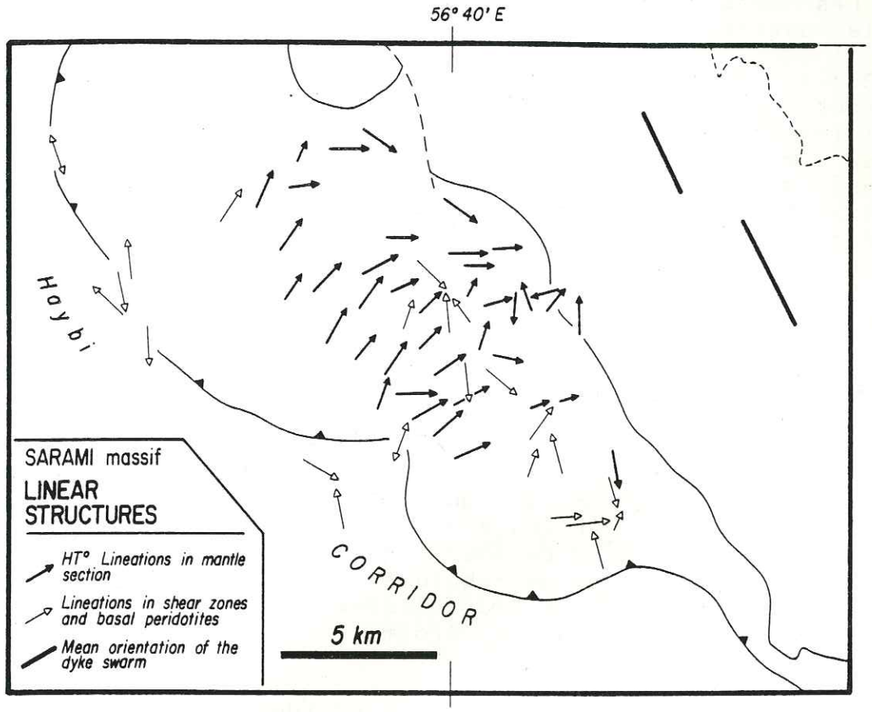


Fig. 3.2.2.3. Massif de Sarami: structures linéaires

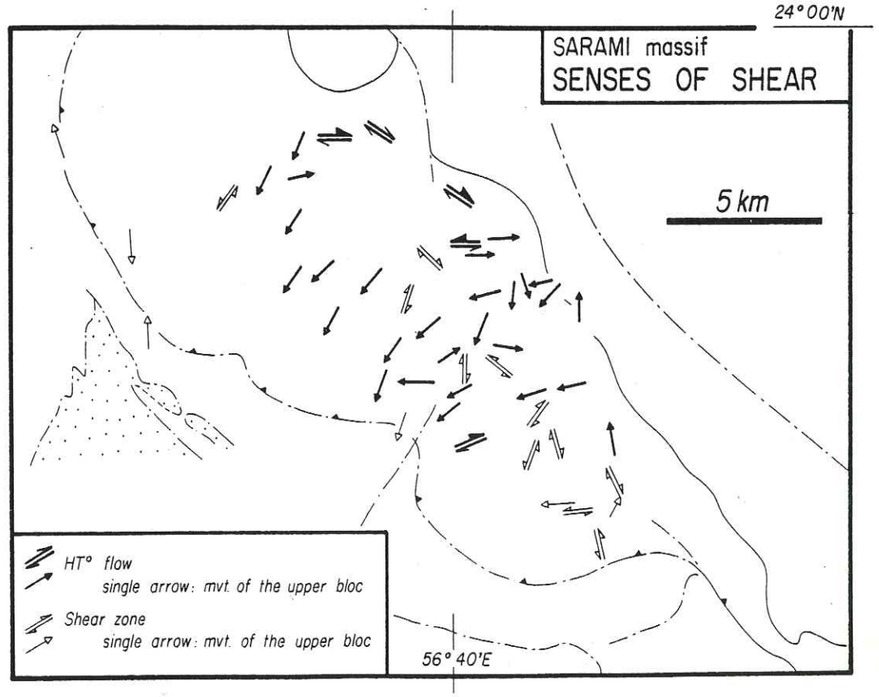


Fig. 3.2.2.4. Massif de Sarami: sens de cisaillement

Les sens de cisaillement indiquent de façon très cohérente que les parties superficielles de la section mantellaire ont flué vers l'Ouest par rapport aux parties plus profondes (fig. 3.2.2.4.); quelques mesures effectuées à proximité du paléo-Moho laissent supposer l'existence d'une inversion de sens de cisaillement au sommet de la section mantellaire. La fabrique de réseau est uniformément forte (fig. 3.2.2.6.); l'obliquité moyenne est de 10° (fig. 3.2.2.7.), correspondant à un γ de 5. L'enstatite se présente presque exclusivement sous son habitus porphyroclastique (fig. 3.2.2.8.).

La **structure lithosphérique** la plus importante, au sein de la section mantellaire, est une **zone de cisaillement** mylonitique NW-SE traversant le massif sur toute sa longueur (fig. 3.2.2.1. à 4 et 3.2.2.14.). Elle recoupe les structures asthénosphériques, à l'Ouest, et s'amortit dans les péridotites à structure de haute température vers le Nord-Ouest; vers le Sud-Est, au contraire, elle rejoint progressivement les péridotites basales. Elle est de jeu essentiellement dextre. Elle est jalonnée de filons et d'intrusions de gabbros plus ou moins amphibolitisés (amphiboles brunes) pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur; c'est dans ce massif que les relations d'intersections entre les filons de gabbro à amphibole et la foliation mylonitique indiquent le plus clairement la contemporanéité du magmatisme hydraté et de la déformation lithosphérique (photo 14 et Annexe IV).

L'**altération hydrothermale** des péridotites est particulièrement importante au voisinage de cette zone de cisaillement: outre la transformation de l'enstatite en talc et trémolite (fig. 3.2.2.10.), la section mantellaire est localement serpentinisée en antigorite, serpentine métamorphique, sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, par exemple sous le paléo-Moho dans la partie SE du massif (fig. 3.2.2.14.).

La foliation S2 dans les **péridotites basales** est subhorizontale à moyennement pentée vers le Nord-Est (fig. 3.2.2.2.); elle porte une linéation N-S à NW-SE (fig. 3.2.2.3.); les quelques sens de cisaillement déterminés n'indiquent pas de déplacement préférentiel vers le Sud ou le Nord (fig. 3.2.2.4.).

La linéation minérale dans la **semelle amphibolitique** est orientée préférentiellement dans le secteur NNW-SSE, à l'instar des péridotites basales; des linéations E-W ont également été observées, quoique dans une proportion moindre (fig. 2-24) de l'appendice II).

Un grand accident SW-NE à N-S traverse toute la section mantellaire, depuis les péridotites basales et la semelle amphibolitique jusqu'au paléo-Moho; il décale et rebrousse la grande zone de cisaillement NW-SE (fig. 3.2.2.14); il est clairement de jeu dextre.

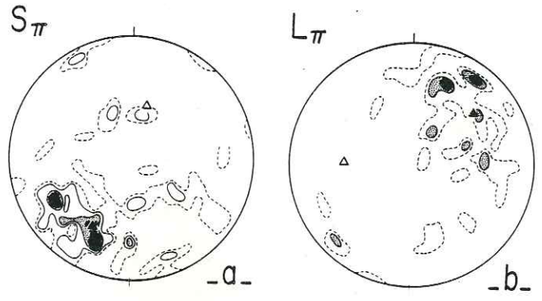


Fig. 3.2.2.5. Massif de Sarami: orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a. foliations asthénosphériques
70 mesures; contours: 1.4, 2.8, 4.3, 5.7%
S1 moyenne: **120 NE 54**; axe couronne: 013 N 53

b. linéations asthénosphériques
43 mesures; contours: 2.3, 4.7, 7.0%
L1 moyenne: **048 NE 35**; axe couronne: 093 W 45

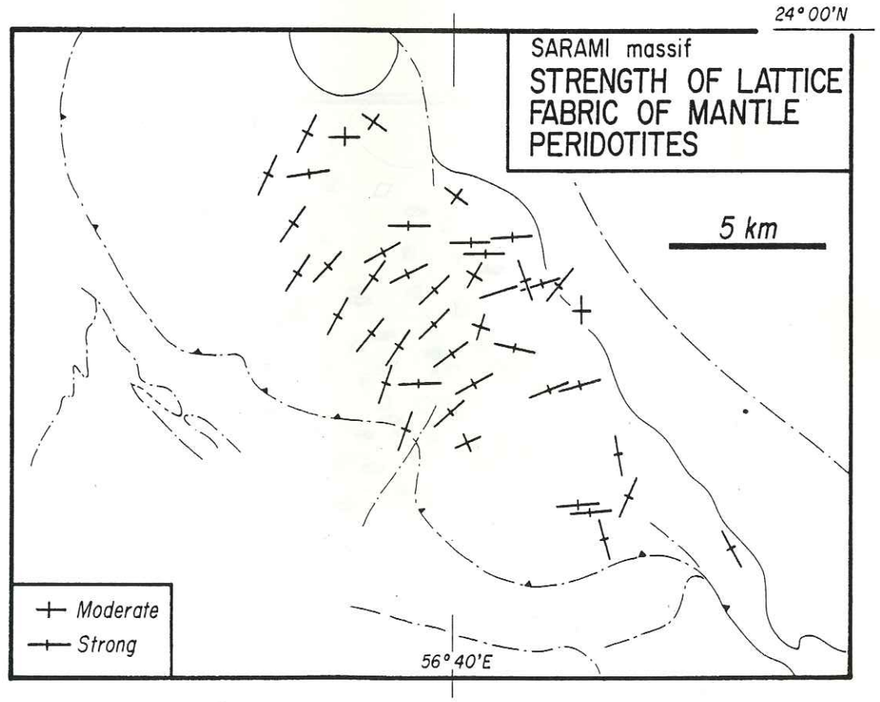


Fig. 3.2.2.6. Massif de Sarami: intensité de la fabrique de réseau de l'olivine mantellaire

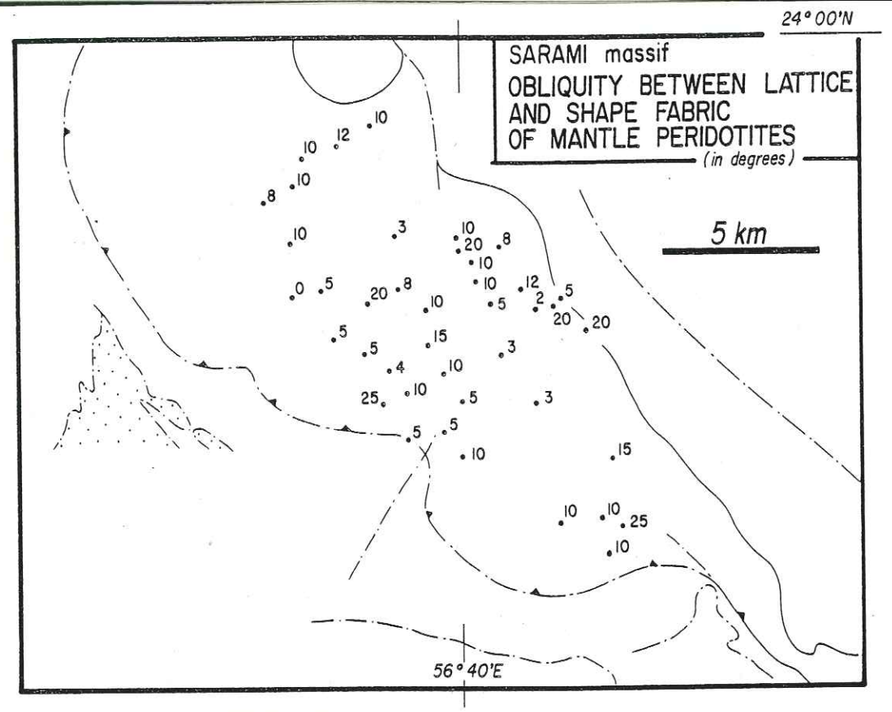


Fig. 3.2.2.7. Massif de Sarami: obliquité entre la fabrique de réseau de l'olivine et la fabrique de forme des péridotites mantellaires

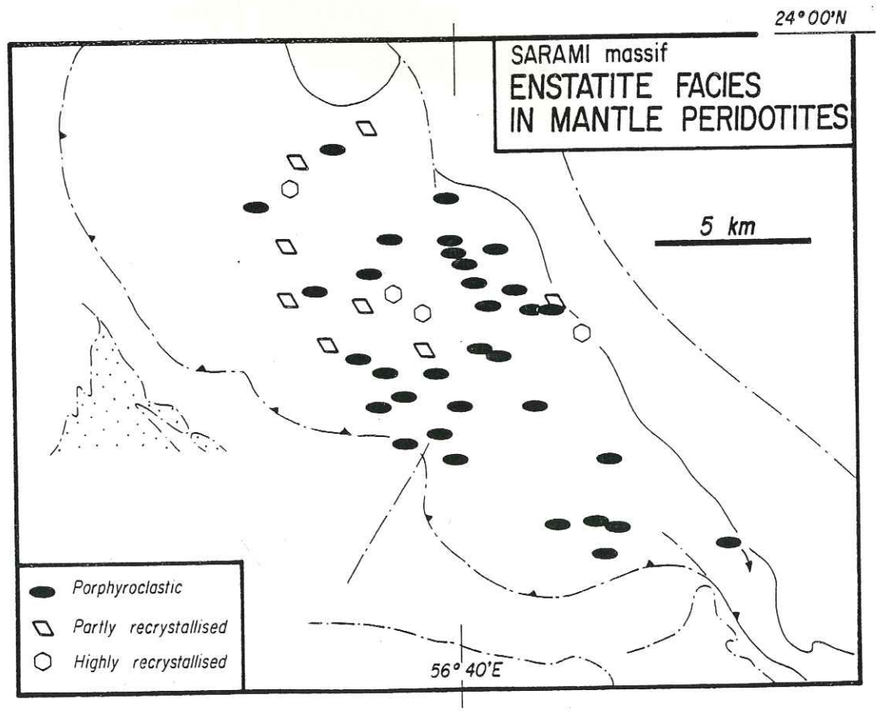


Fig. 3.2.2.8. Massif de Sarami: recristallisation de l'enstatite mantellaire

3.2.2.3. Faciès pétrologique de la section mantellaire

La section mantellaire du massif de Sarami est de **composition modale** particulièrement peu déprimée (fig. 3.2.2.9).

Les **filons de pyroxénite et de gabbro** (non hydratés) intrusifs dans les péridotites sont très abondants. La zonation verticale est clairement marquée, les pyroxénites restant en deçà de la partie la plus superficielle de la section mantellaire (v 1,5 kilomètres sous le paléo-Moho), les gabbros n'étant jamais observés à des profondeurs supérieures à 4 Kilomètres sous le paléo-Moho (fig. 3.2.2.9.). Le diopside d'imprégnation est assez répandu et semble ubiquiste (fig. 3.2.2.9.).

La majorité des filons est orientée en zone autour d'un axe NW-SE horizontal (fig. 3.2.2. 11 à 13), parallèle à l'azimut moyen du complexe filonien.

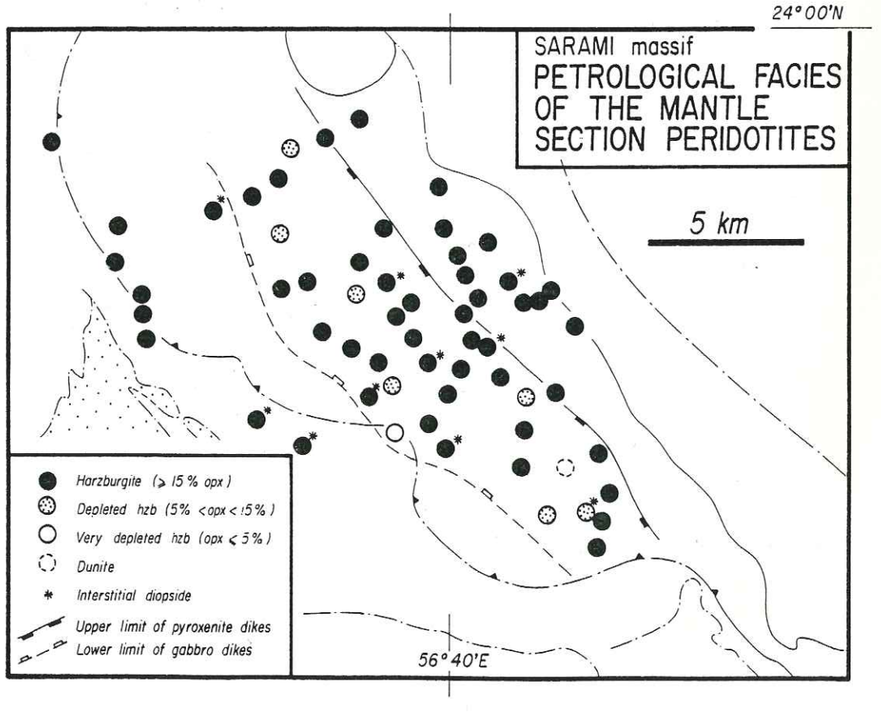


Fig. 3.2.2.9. Massif de Sarami: faciès pétrologique des péridotites mantellaires

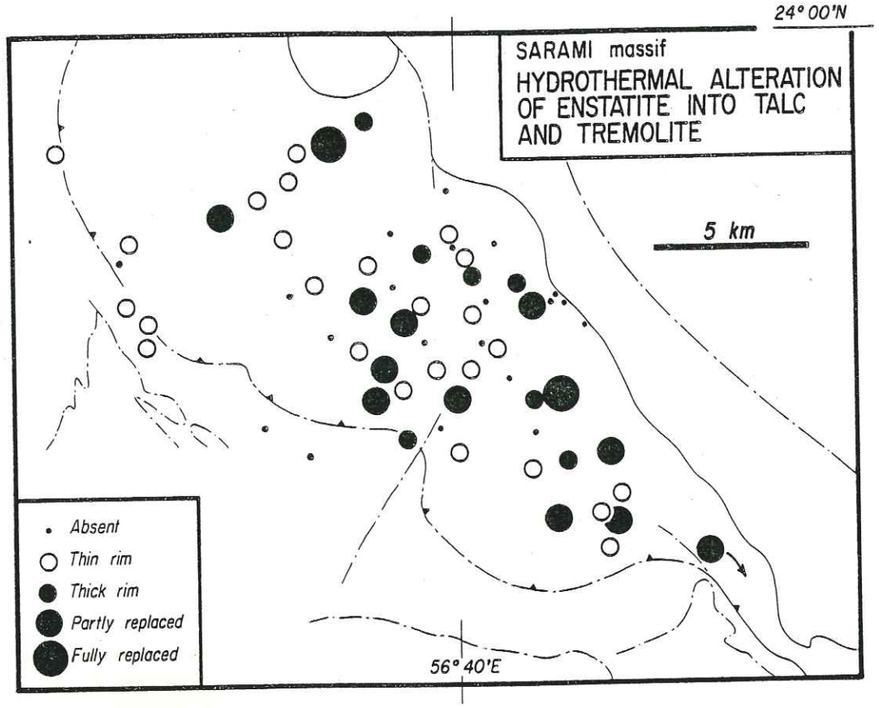


Fig. 3.2.2.10. Massif de Sarami: altération de l'enstatite mantellaire en talc et trémolite

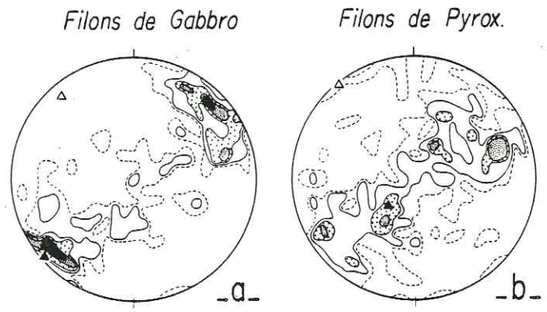


Fig. 3.2.2.13. Massif de Sarami: orientation des filons dans la section mantellaire

a. filons de gabbro
118 mesures; contours: 0.85, 1.7, 2.5, 3.4, 5.0%
filon moyen: **139 NE 88**; axe couronne: 140 NW 11

b. filons de pyroxénite
196 mesures; contours: 0.5, 1.25, 2.25, 3.5%
filon moyen: **134 NE 25**; axe couronne: 142 NW 04

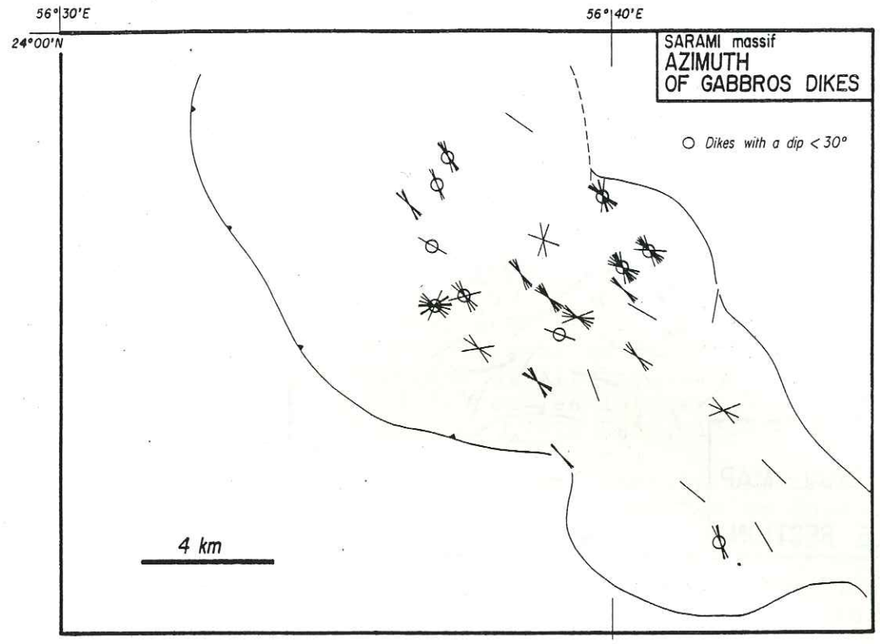


Fig. 3.2.2.11. Massif de Sarami: azimut des filons de gabbro dans la section mantellaire

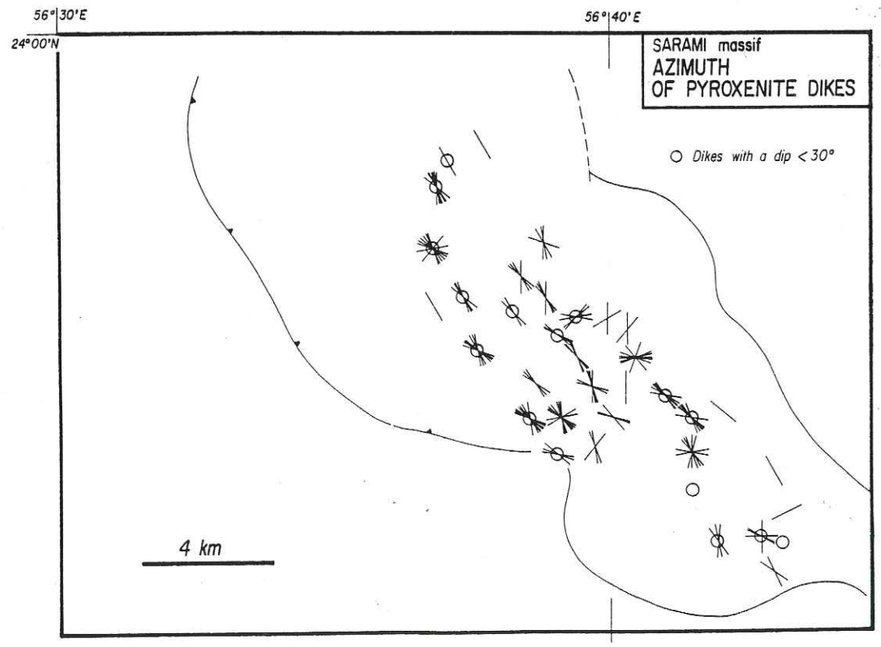


Fig. 3.2.2.12. Massif de Sarami: azimut des filons de pyroxénites dans la section mantellaire

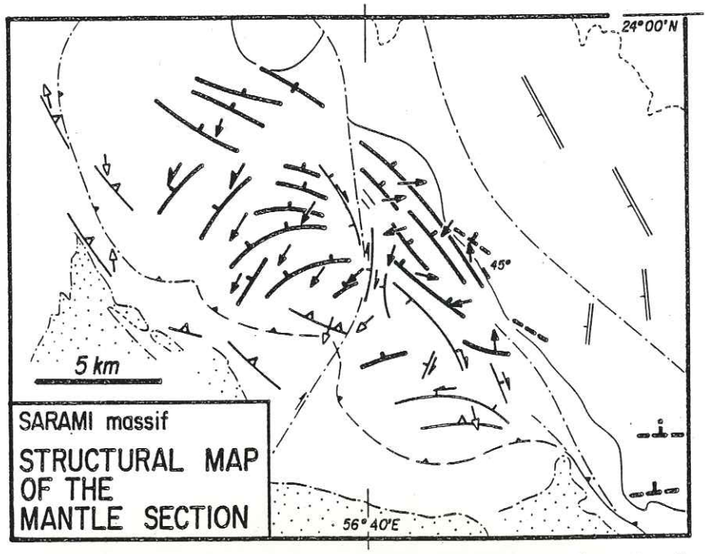


Fig. 3.2.2.14. Massif de Sarami: carte structurale de la section mantellaire

Accretion:

- *HT° mantle flow planes and lines*
- *Arrow: sense of shear flow (relative mvt. of the upper part)*
- *Strike and dip of the mantle-crust boundary*
- *Cumulate layering*
- *Sheeted dike complex*

Oceanic thrusting:

- *Thrust contacts*
- *Planes and senses of mvt. in the basal peridotites and in the metamorphic sole*
- *Shear zones*
- *Major serpentinized faults*
- *Antiform axis*
- *Synform axis*
- *Late intrusive dikes*

- *Autochthonous*
- *Sub-ophiolitic sedimentary formations*
- *Outcrop limits*

3.2.3. Massif de Haylayn

Reposant sur le flanc NE de la fenêtre de Hawasina et sur la retombée septentrionale du Djebel Akhdar, le massif de Haylayn affleure sur une longeur de 50 kilomètres et une largeur d'une vingtaine de kilomètres depuis l'accident du wadi Hawasina, au Nord-Ouest, jusqu'au wadi Sahtan, au Sud-Est. La transition entre les péridotites et les formations sédimentaires sub-ophiolitiques est soulignée par une bande discontinue de roches métamorphiques de la semelle. Le **complexe filonien**, d'azimut moyen N 150°E, (fig. 3.2.3.2.), parallèle à l'allongement de la chaîne. Une direction secondaire N 060° E a également été observée (Boudier et al., 1983.). Le **paléo-Moho** est moyennement à fortement penté vers le NE et très souvent affecté par des accidents WNW-ESE à NNW-SSE (fig. 3.2.3.9.); ceux-ci ont probablement une origine précoce vu les déformations qu'ils induisent dans la section mantellaire (fig. 3.2.3.1.) et les intrusions différenciées qui leur sont associées (Browning, 1982; Dahl, 1984).

La **carte structurale de la section mantellaire** (fig. 3.2.3.9.) a été établie à partir des données de Boudier et al.; (1983) et des données présentées dans les figures 3.2.3.1. à 3.2.3.5. ci-dessous.

Les **structures asthénosphériques** indemnes de toute influence lithosphérique sont assez rares (fig. 3.2.3.1.); la disposition actuelle des structures de déformation plastique doit être attribuée principalement à l'épisode de mise en place. Le flux asthénosphérique semble avoir adopté l'orientation "classique" mise en évidence dans les massifs de Fizh et de Hilti (§ 3.2.1.): S1 sub-parallèle au paléo-Moho et L1 sub-perpendiculaire au complexe filonien; le **sens de cisaillement** dominant est tel que les parties les plus superficielles de la section mantellaire ont flué vers le Sud-Ouest par rapport aux parties plus profondes. Ce sont à peu près les seules informations relatives à l'épisode d'accrétion que l'on puisse encore déchiffrer dans ce massif.

Les **structures lithosphériques**, développées lors du charriage intra-océanique, sont beaucoup plus informatives. La moitié inférieure de la section mantellaire fut affectée par la **déformation basale**; la foliation S2 y est faiblement pentée vers le NE, la linéation est d'azimut dominant N-S et les sens de cisaillement indiquent un mouvement de charriage vers le Sud, en bonne concordance avec la déformation des semelles métamorphiques (Boudier et al., 1983). Dans le Nord du massif, cette déformation peut évoluer en **cisaillements dextres** sub-verticaux (fig. 3.2.3.9.). La partie médiane de la section mantellaire est affectée par une **bande mylonitique sénestre** NNW-SSE recoupant et rebroussant les structures asthénosphériques (fig. 3.2.3.9.); actuellement fortement pentée vers l'Est, comme le paléo-Moho, ce devait être à l'origine un cisaillement plat accomodant un mouvement de charriage vers le NNW. Cette bande de cisaillement rejoint, en effet, vers le SE, une zone où les péridotites basales ont enregistré, contrairement à la tendance générale, un mouvement de charriage vers le NNW. La cinématique de mise en place du massif de Haylayn est donc relativement complexe: un

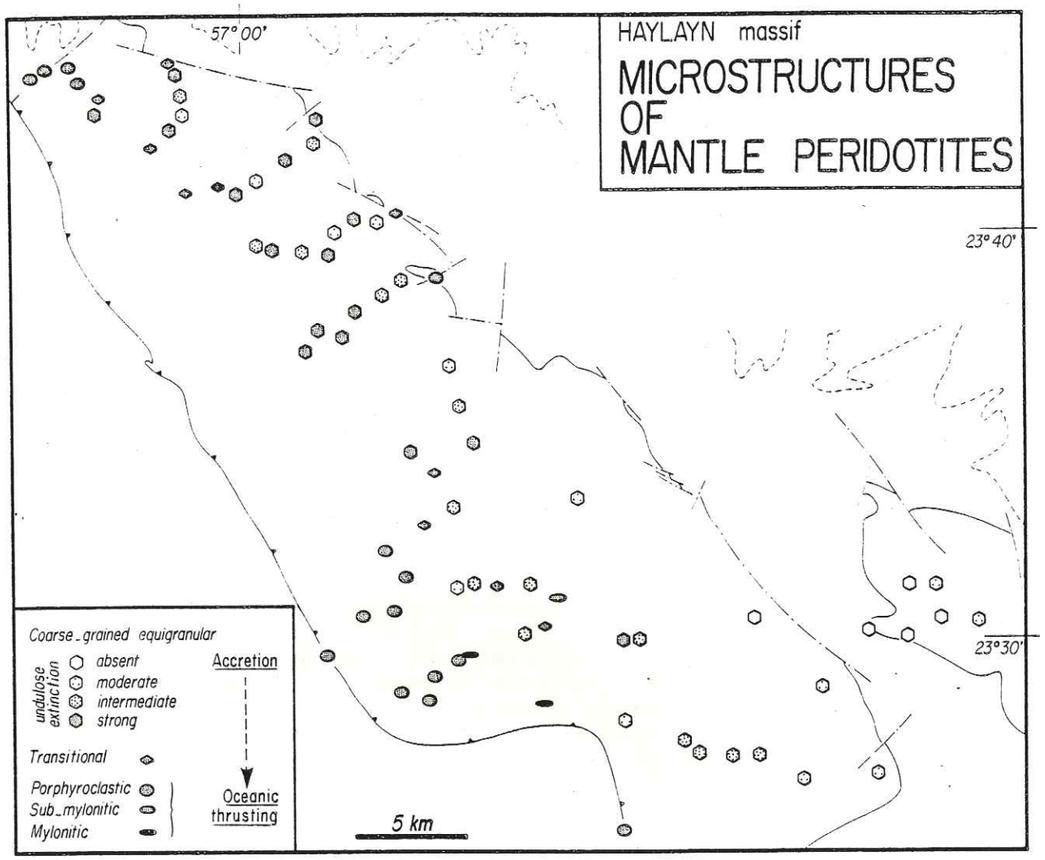


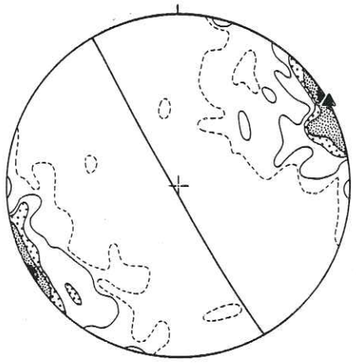
Fig. 3.2.3.1. Massif de Haylayn: microstructure des péridotites mantellaires

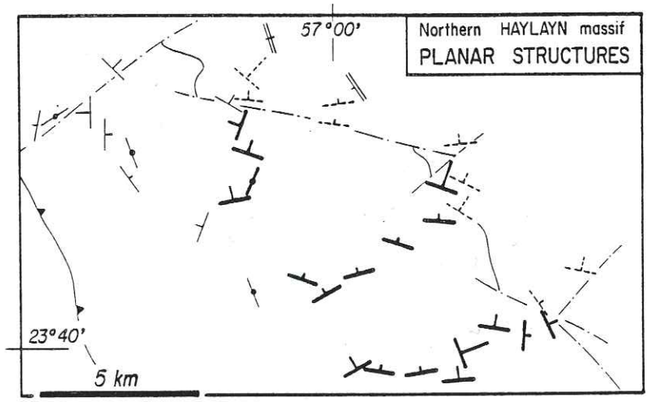
Fig. 3.2.3.2. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: orientation du complexe filonien.

208 mesures; contours:

1, 2.9, 4.3, 8.2, 20.2%

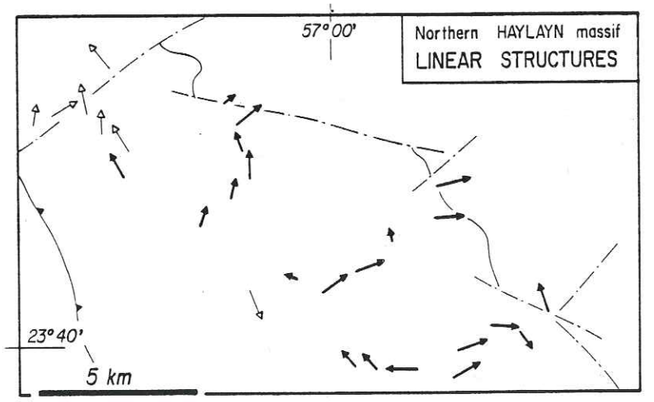
filon moyen: **150 SW 88**





HT° Foliations in the mantle sequence
Foliations in shear zones
Sheeted dyke complex
Cumulate layering

Fig 3.2.3.3. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: structures planaires



HT° Lineations in the mantle sequence
Lineations in shear zones

Fig. 3.2.3.4. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: structures linéaires

050 035981 8

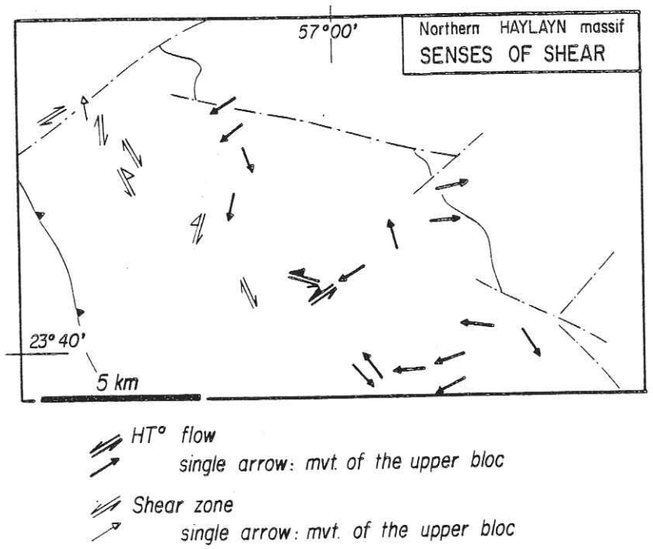


Fig. 3.2.3.5. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: sens de cisaillement

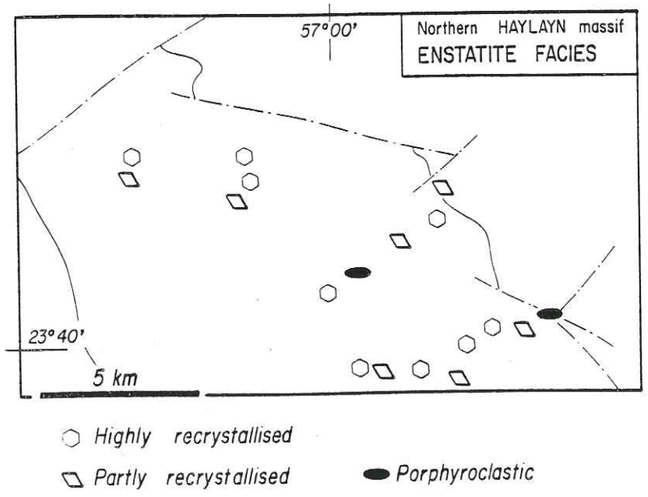


Fig. 3.2.3.6. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: faciès de l'enstatite mantellaire

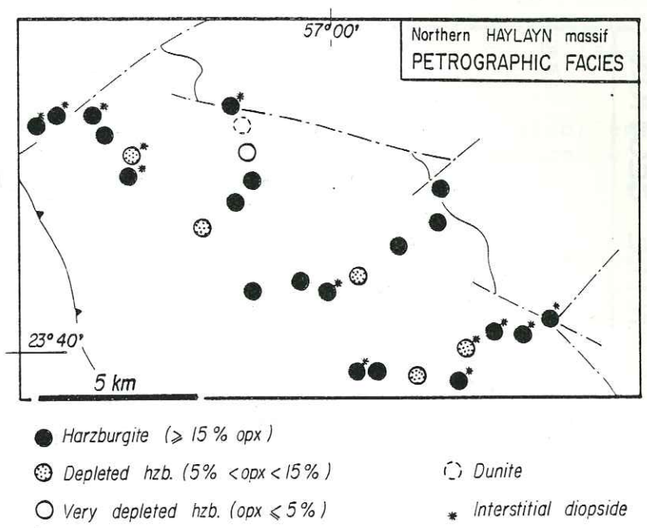


Fig. 3.2.3.7. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: faciès pétrographique des péridotites mantellaires

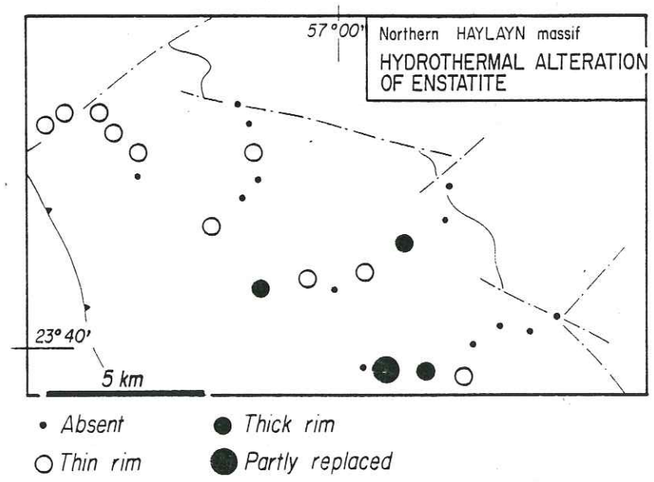


Fig. 3.2.3.8. Partie nord-ouest du massif de Haylayn: altération de l'enstatite mantellaire en talc et trémolite

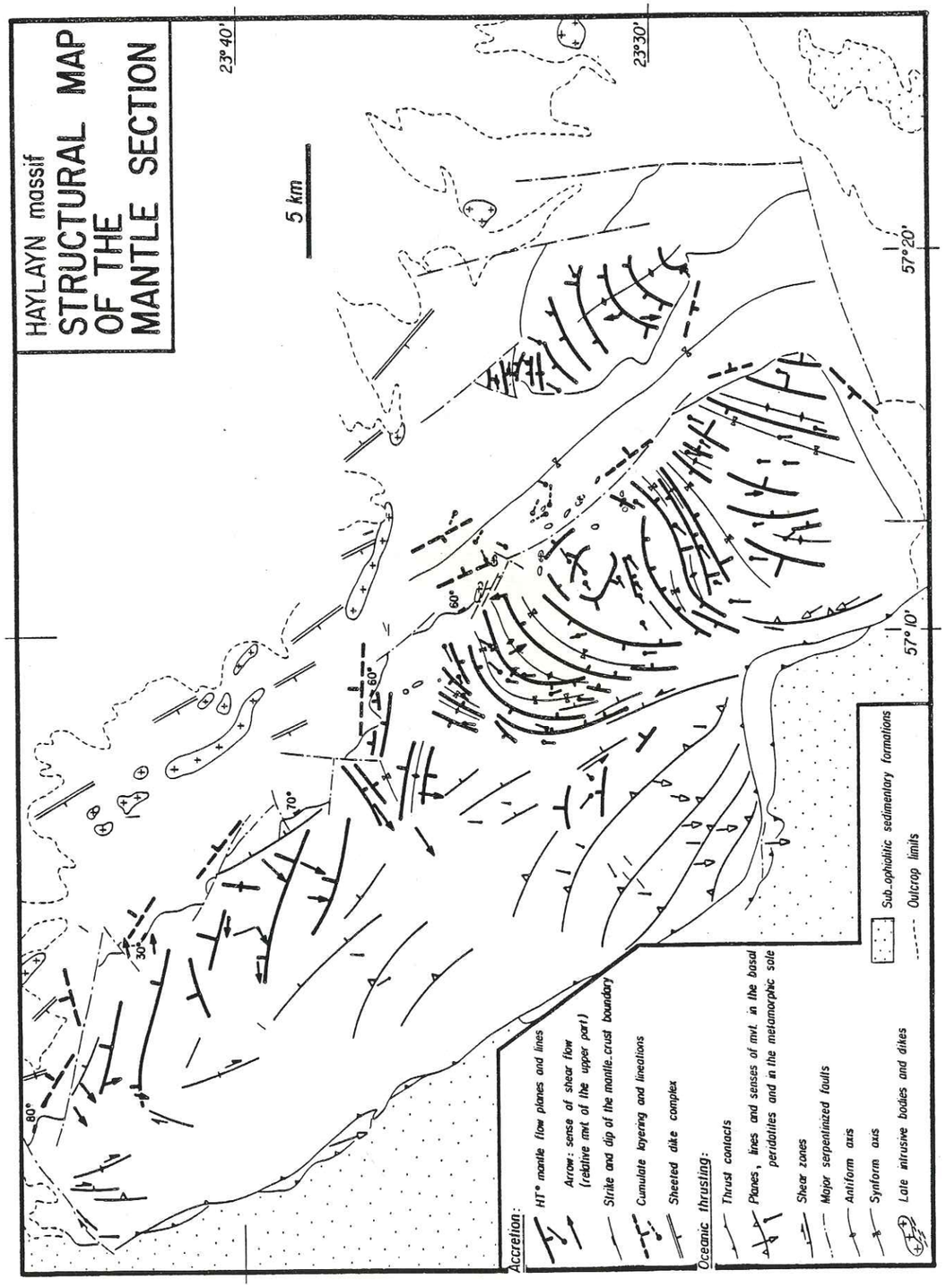


Fig. 3.2.3.9. Massif de Haylayn: carte structurale de la section mantellaire (pro parte d'après les données de Boudier et al, 1983)

premier mouvement de charriage et de coulissage vers le Sud est suivi du rétrocharriage vers le Nord de la partie sommitale du massif occasionnant un découplage au sein de la section mantellaire; cette phase est contemporaine du plissement des structures asthénosphériques selon des axes NW-SE.

Les péridotites du massif de Haylayn ont, globalement, une **composition modale** fort peu déprimée; la présence de quelques pourcents de diopside est très fréquente (fig. 3.2.3.7. et Boudier et al., 1983).

Les **filons** recoupant les péridotites sont peu abondants dans le Nord du massif et deviennent plus abondants vers le SE; ils sont orientés en zone autour de l'azimut du complexe filonien (Boudier et al., 1983).

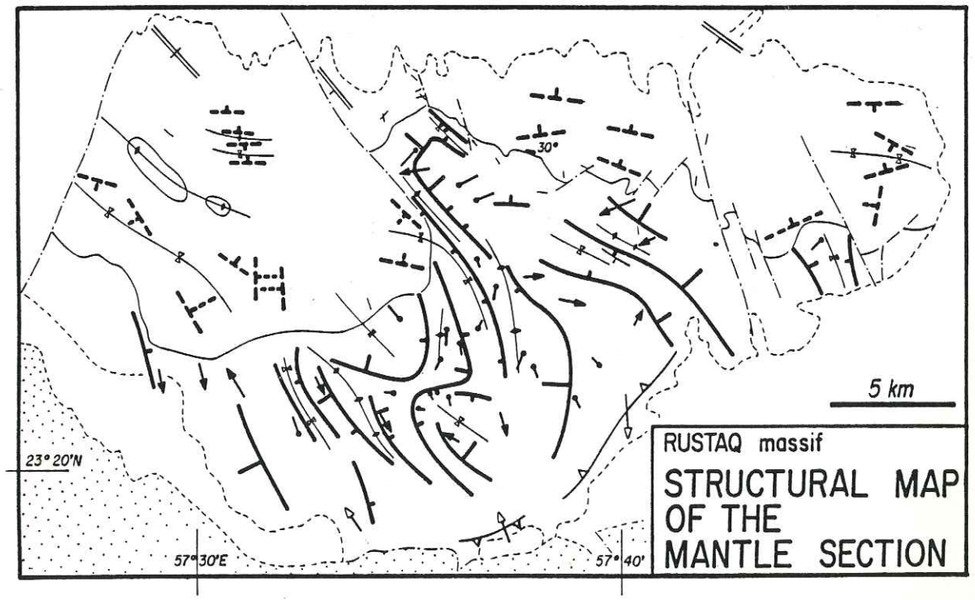
La section crustale est le siège d'abondantes **intrusions différenciées** (voir appendice IV); des plagioclasites ont également été observées jusque dans les parties basales de la section mantellaire.

3.2.4. Massif de Rustaq

Long de 35 kilomètres et large de 20, il est situé dans le prolongement oriental du massif de Haylayn, par delà la zone du wadi Sahtan; il repose sur la retombée septentrionale du Djebel Akhdar. Les dépôts de piedmont oblitèrent de toute part les contacts entre ce massif et les formations avoisinantes; en particulier, on n'observe aucun affleurement de la semelle métamorphique associée à ce massif. Le **paléo-Moho** est moyennement penté vers le Nord. Comme dans le massif de Haylayn, on a relevé deux orientations de **complexe filonien**, une NW-SE et une WNW-ESE. La carte de la section mantellaire (fig. 3.2.4.2.) a été établie à partir des données de Boudier et al. (1983).

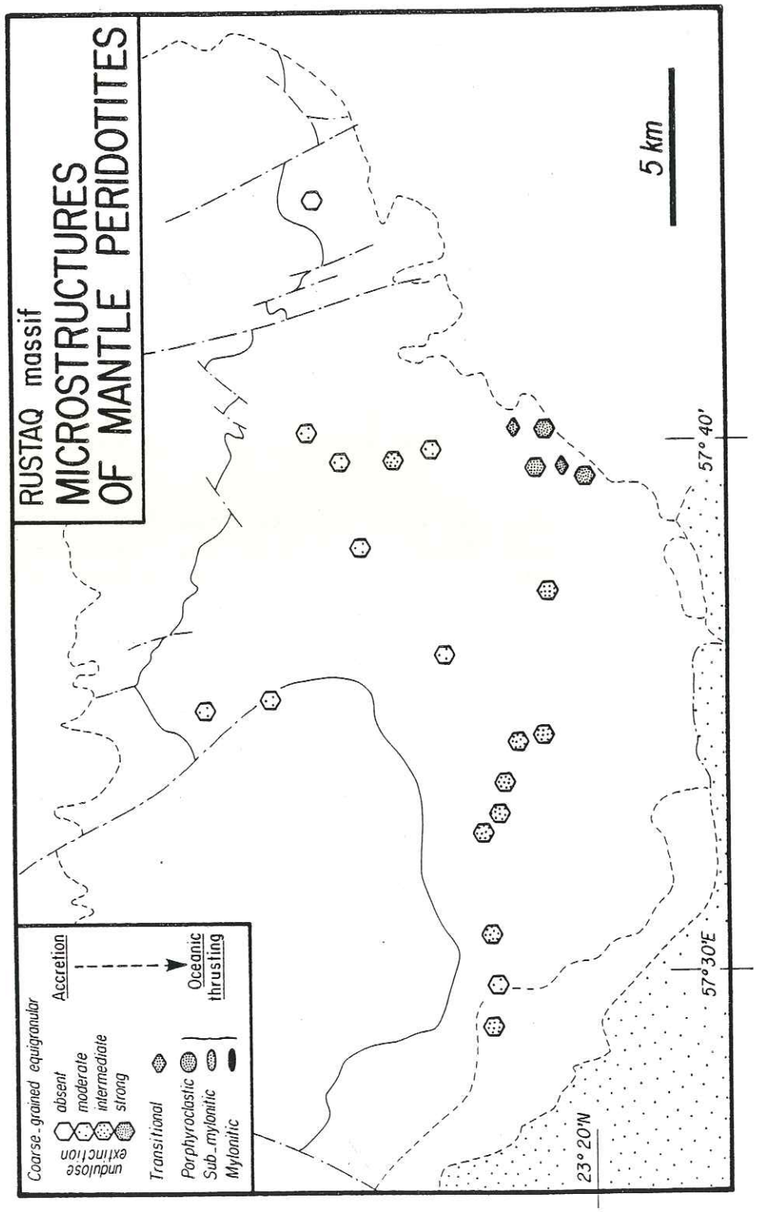
Les **structures asthénosphériques**, sans être parfaitement restaurées, sont en moyenne moins perturbées par la déformation lithosphérique que celles du massif de Haylayn (fig. 3.2.4.1.). Les **péridotites basales** affleurent dans la frange SE de la section mantellaire; la S2 est sub-horizontale, légèrement pentée vers le NW; la direction de transport est orientée NS à NNW-SSE. Les structures asthénosphériques sont affectées par des plis d'axe NW-SE (fig. 3.2.4.2.), au même titre que la section crustale; leur disposition originelle par rapport au référentiel crustal semble être identique à celle décrite pour le massif de Haylayn.

Sur le plan pétrologique, on note que ce massif abrite un gisement de chromite important (Boudier et Nicolas, rapport non publié au Ministère des Mines omanais) et est le siège d'une activité filonienne relativement abondante; la zonation verticale des filons de pyroxénite et de gabbro est très bien marquée, les premiers étant confinés dans les parties profondes de la section mantellaire, les seconds dans les parties plus superficielles.



3.2.4.2. Massif de Rustaq: carte structurale de la section mantellaire (d'après les données de Boudier et al, 1983)

Légende: voir fig. 3.2.2.14.



3.2.4.1. Massif de Rustaq: microstructure des péridotites mantellaires

3.2.5. Massif de Bahla

Ce petit massif s'appuie sur la retombée méridionale du Djebel Akhdar, au front de la nappe de Semail. Profondément ennoyé sous le reg, ses contours sont diffus et les bons affleurements relativement rares. La section crustale est incomplète et limitée à la séquence cumulative; l'absence de complexe filonien empêche une bonne interprétation des structures internes de ce massif.

A proximité des formations autochtones, dans le Nord du massif, la section mantellaire est affectée par la **déformation basale** comme l'attestent de spectaculaires rubanements dunitiques. Ceux-ci, parallèles à la S2, sont sub-horizontaux; la linéation et les sens de cisaillement associés indiquent clairement un mouvement de charriage vers le SSE (fig. 3.2.5.4.).

Les **structures asthénosphériques** affleurent dans les parties méridionales du massif; elles sont recoupées par une bande de cisaillement dextre NW-SE. Comme la section crustale, elles sont perturbées par un plis à grand rayon de courbure d'axe NW-SE à WNW-ESE (fig. 3.2.5.4.). Les linéations sont en majorité orientées dans le secteur SW-NE, les sens de cisaillement indiquent que les parties les plus superficielles de la section mantellaire fluaient vers le SW par rapport aux parties plus profondes.

La **composition modale** des péridotites mantellaires est relativement peu déprimée; les **filons** recoupant la section mantellaire sont rares.

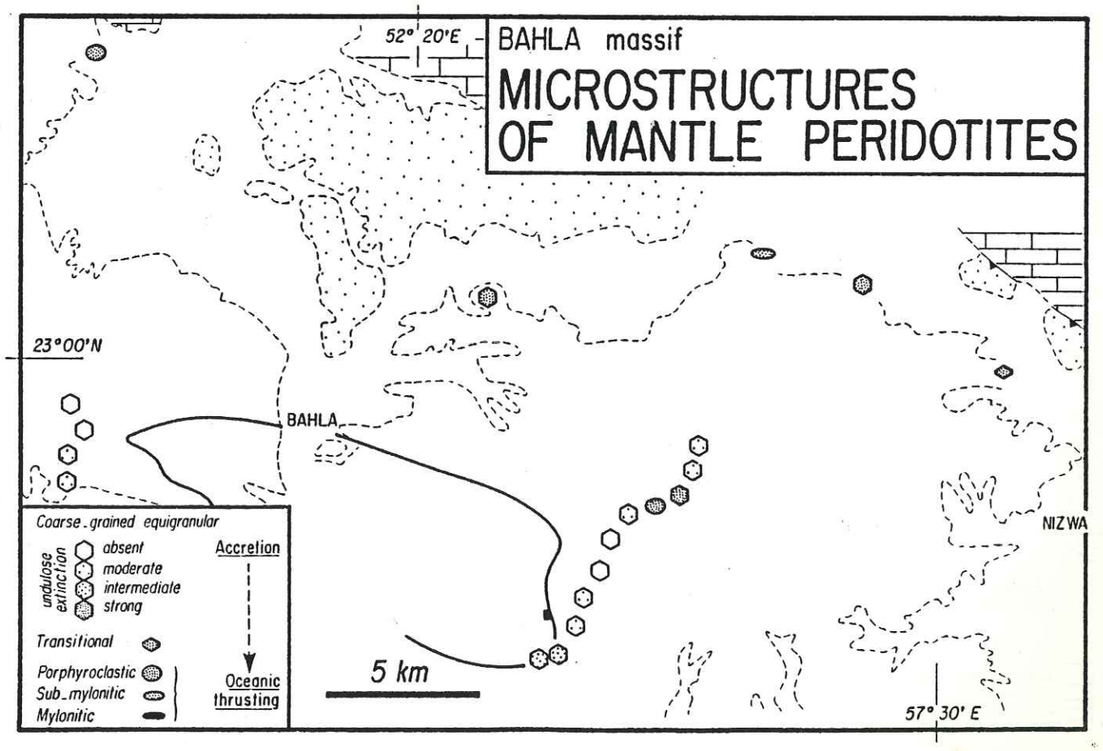
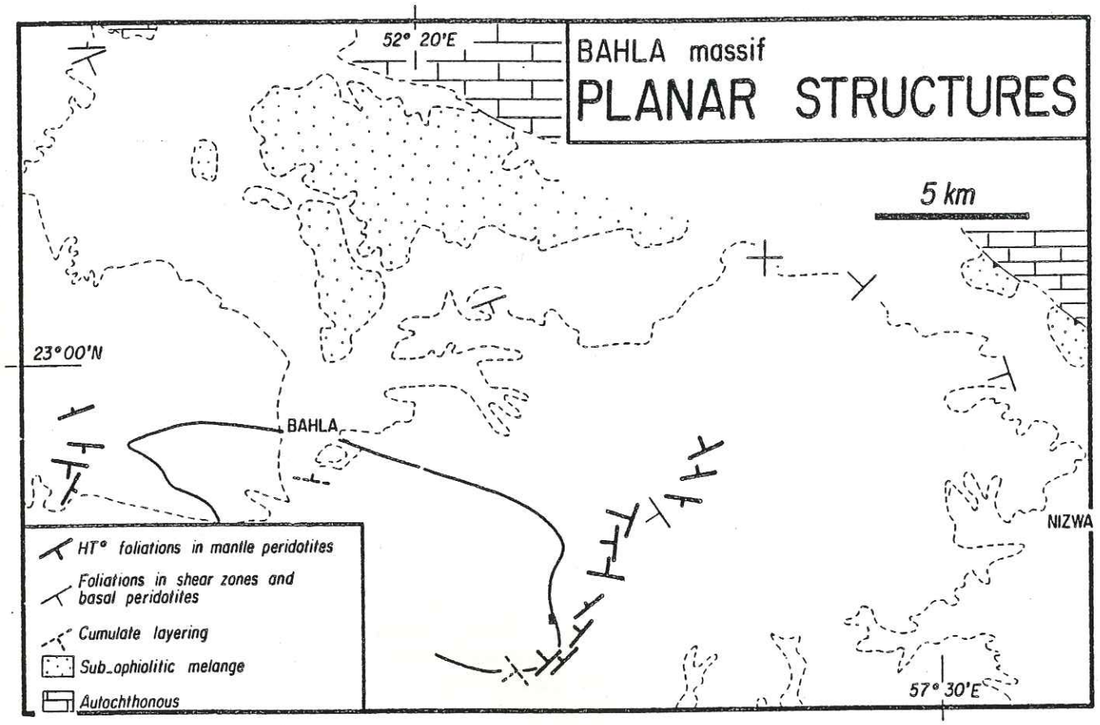
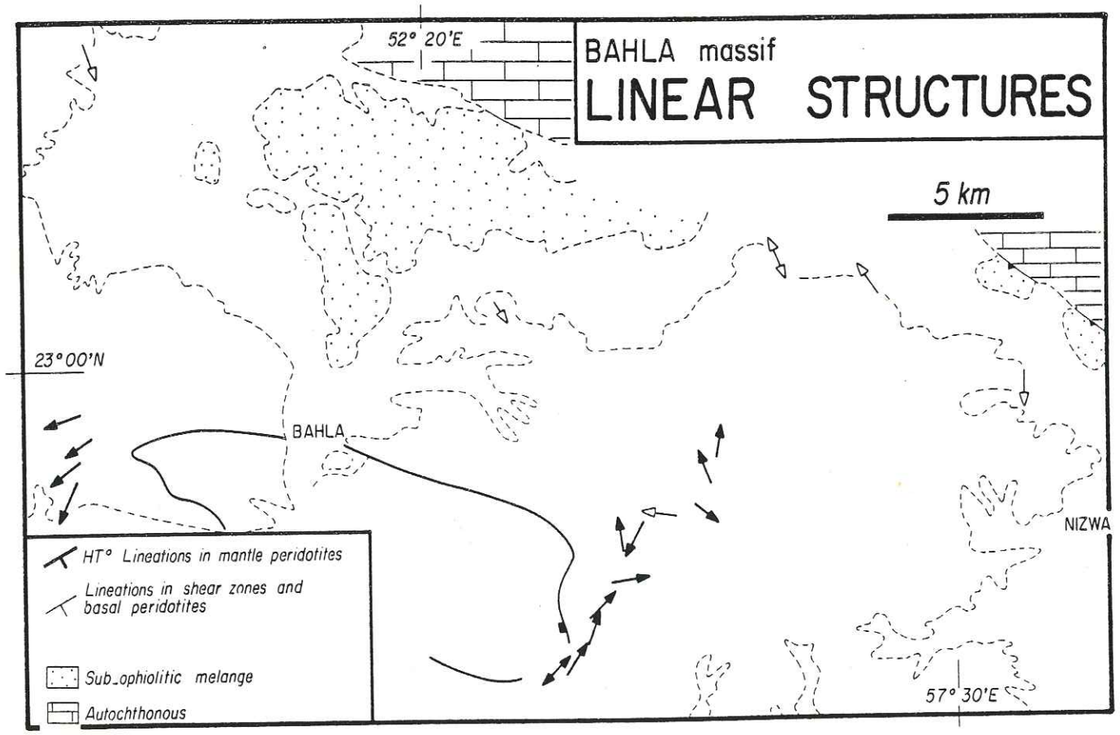


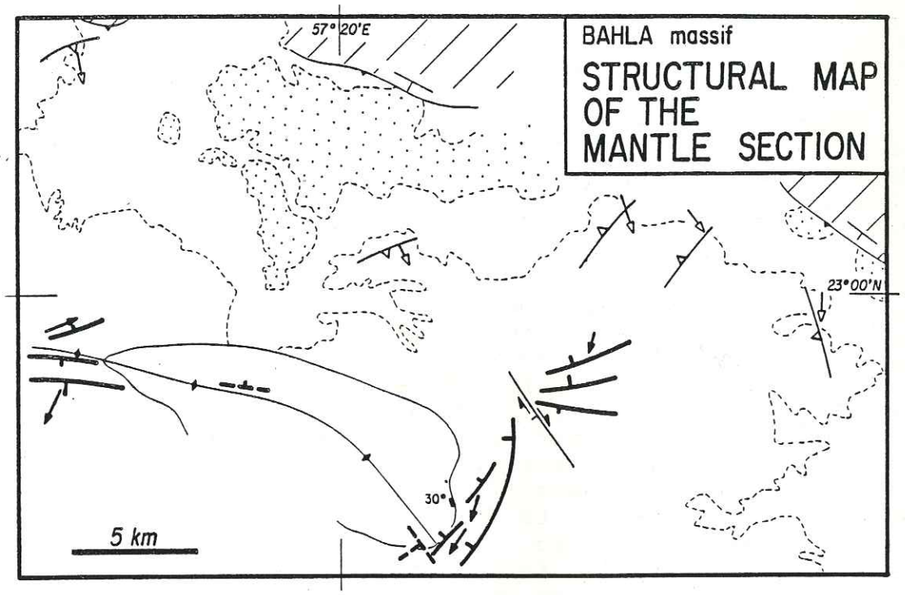
Fig. 3.2.5.1. Massif de Bahla: microstructure des péridotites mantellaires



3.2.5.2. Massif de Bahla: structures planaires



3.2.5.3. Massif de Bahla: structures linéaires



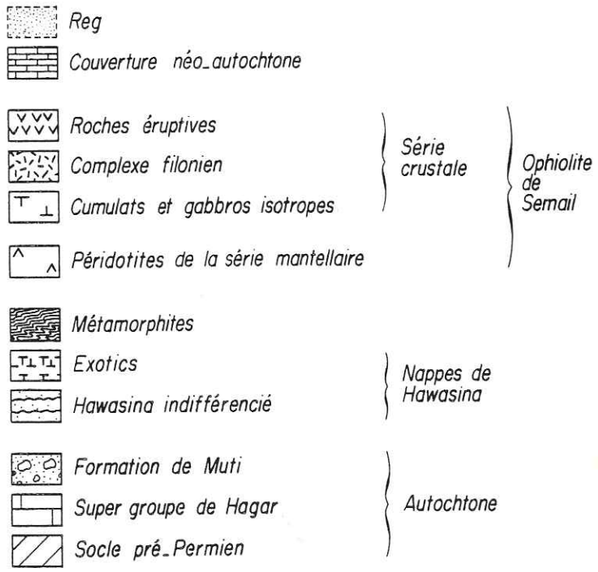
3.2.5.4. Massif de Bahla: carte structurale de la section mantellaire

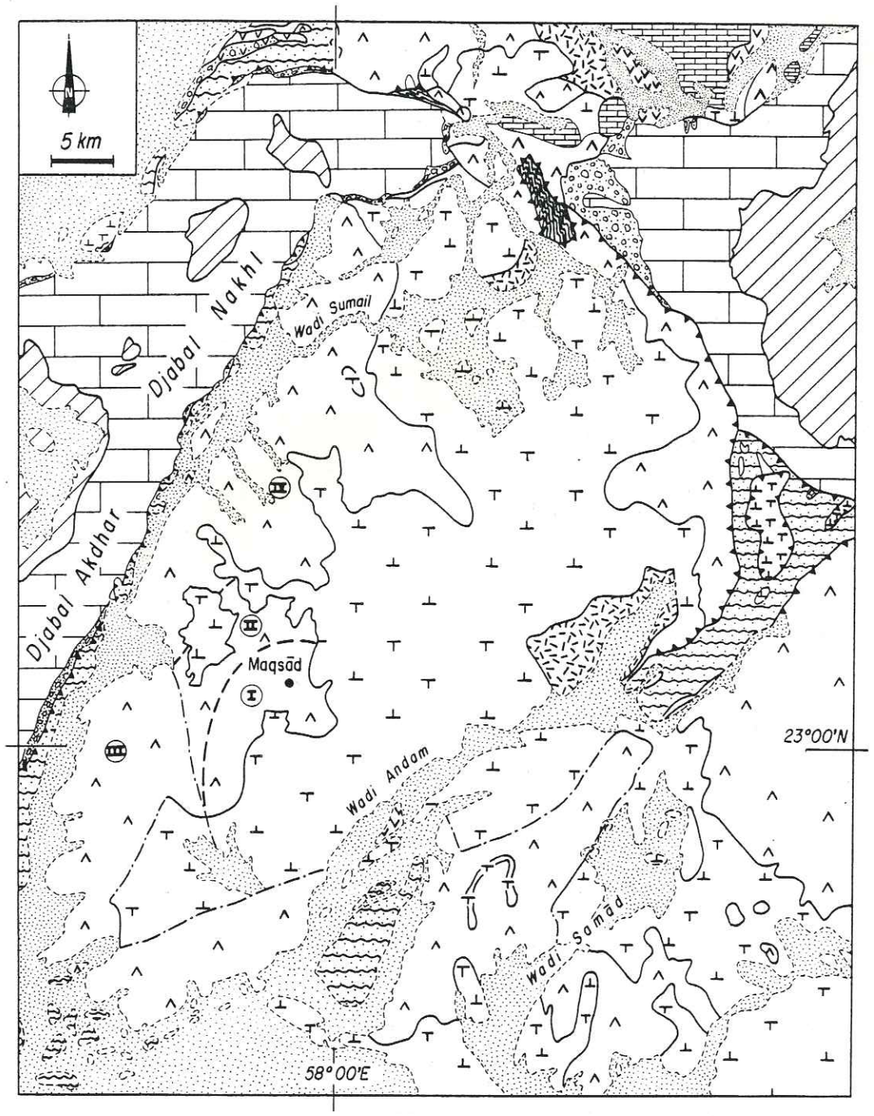
Légende: voir fig. 3.2.2.14.

3.2.6. Massif de Sumail

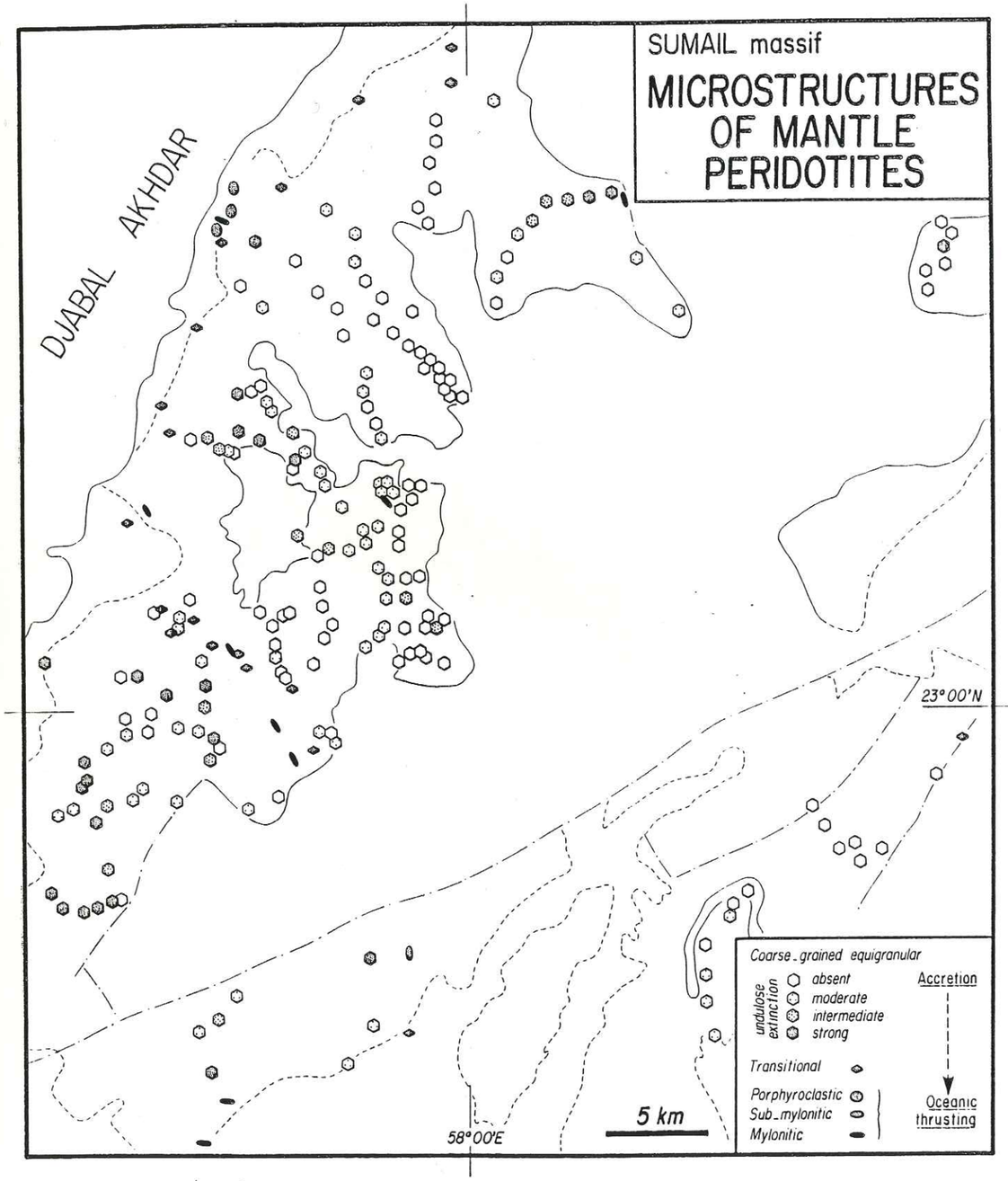
3.2.6.1. Structure générale (fig. 3.2.6.0.)

Long de 70 kilomètres et large de 40, le massif de Sumail occupe une cuvette synclinale dessinée par la retombée orientale du Djebel Akhdar et la retombée sud-ouest du Saih Hatat. Le "Sumail Gap", grand accident SW-NE constituant la bordure occidentale du massif, oblitère le contact originel entre les formations autochtones et les péridotites; il est jalonné de mélanges incluant des fragments ophiolitiques et des roches sédimentaires provenant des formations de Hawasina. En plus d'un rejeu vertical, il accomoda un mouvement décrochant sénestre comme il ressort de l'examen des photos aériennes (I. Reuber, com. pers.). La bordure SE du massif est également un grand accident tardif: la faille du wadi Andam, séparant le massif de Sumail du petit massif de Samad; la présence d'affleurements d'Hawasina le long de cette faille et la rotation du complexe filonien à son voisinage (fig. 3.2.6.2.) attestent d'importants mouvements verticaux. La bordure septentrionale du massif est la plus intéressante car la transition entre les formations ophiolitiques et les formations sédimentaires sous-jacentes se fait par l'intermédiaire de la semelle métamorphique.

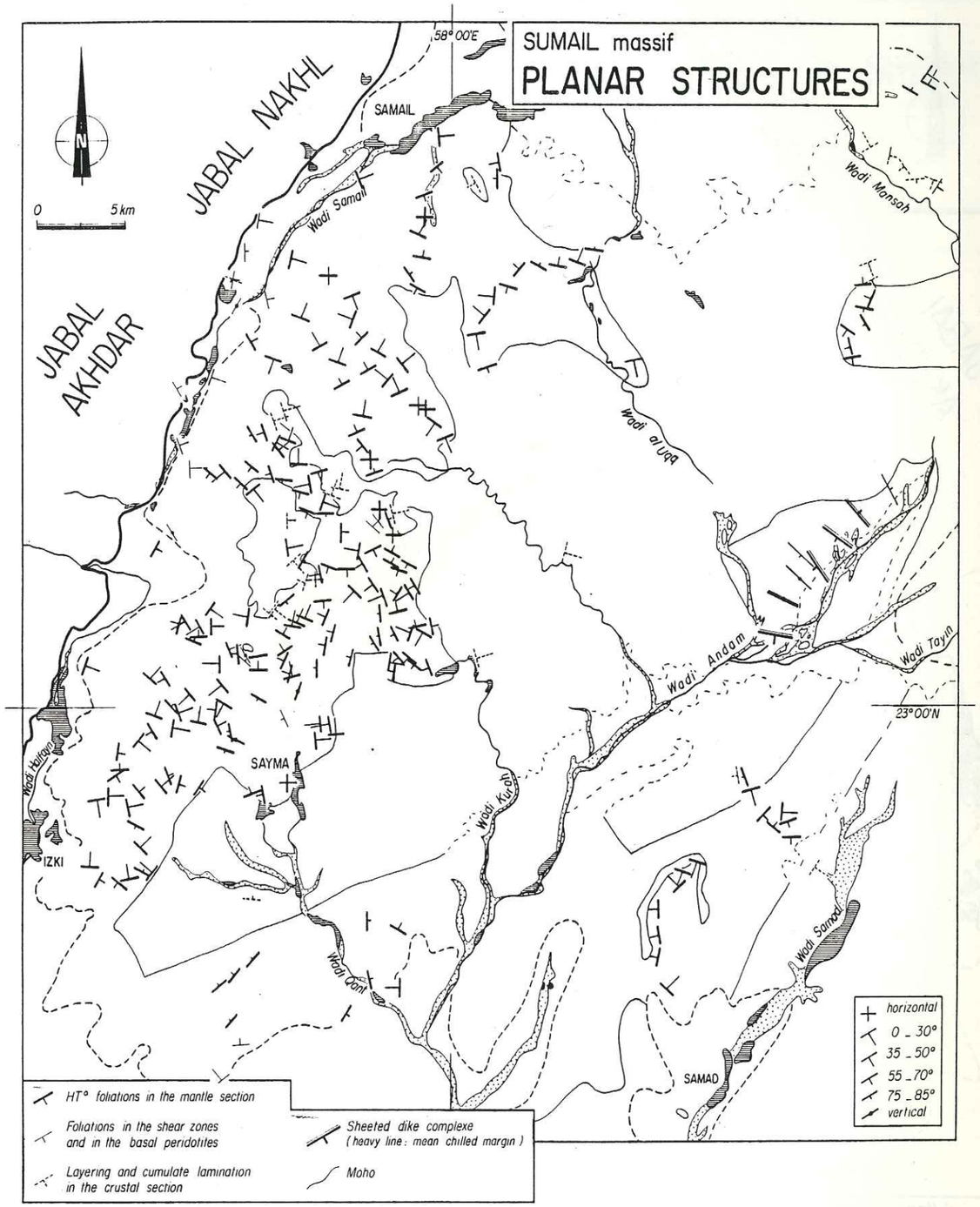




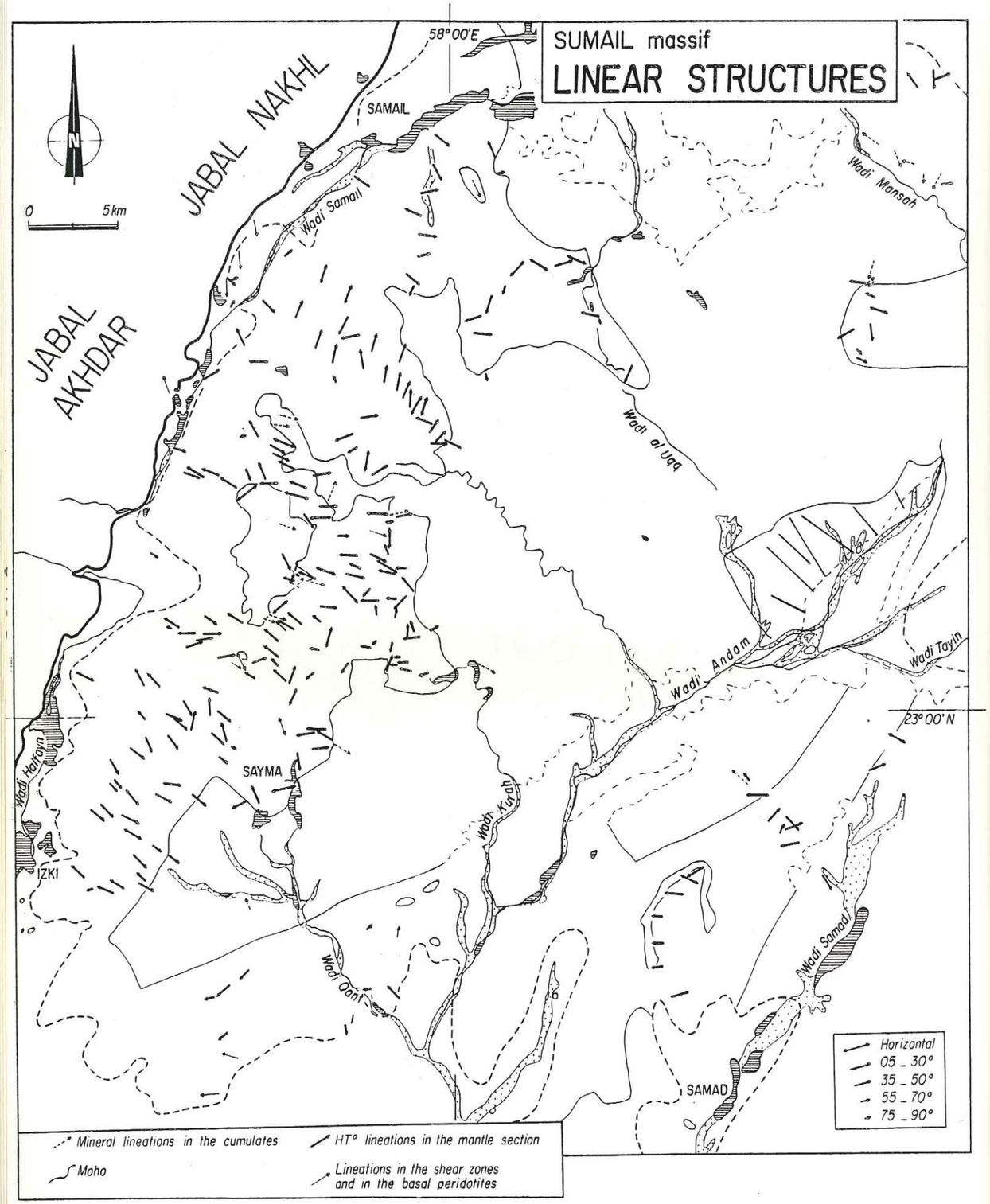
3.2.6.0. Massifs de Sumail et Samad (les chiffres romains font référence à des zones décrites dans le texte).



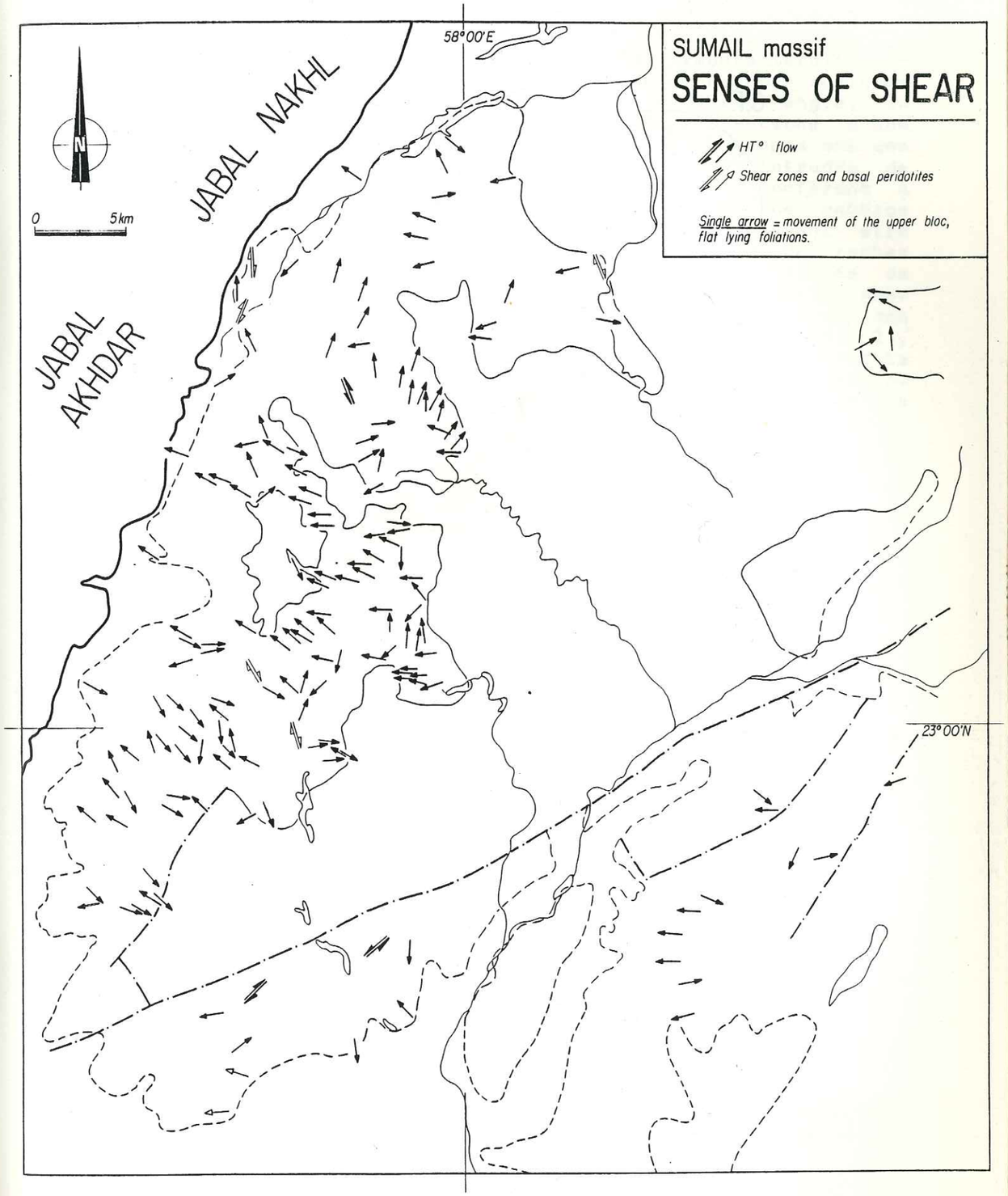
3.2.6.1. Massif de Sumail: microstructure des péridotites mantellaires



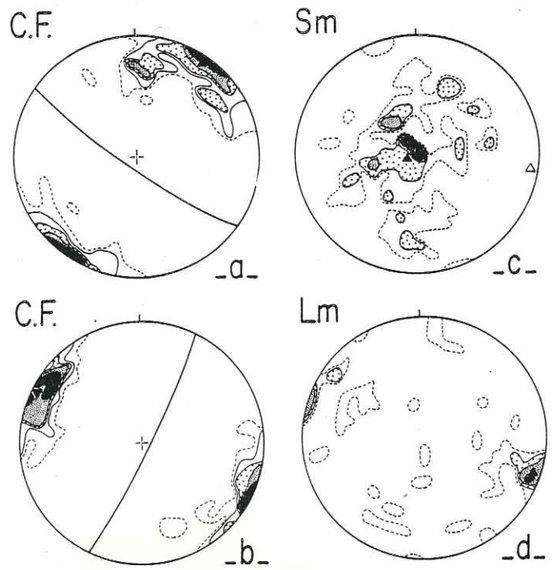
3.2.6.2. Massif de Sumail: structures planaires



3.2.6.3. Massif de Sumail: structures linéaires



3.2.6.4. Massif de Sumail: sens de cisaillement



3.2.6.5. Massif de Sumail: orientation des structures crustales

a. Complexe filonien du Wadi Andam
177 mesures; contours: 1.13, 2.26, 4.52, 8.47, 14.69%
filon moyen: **125 SW 82**

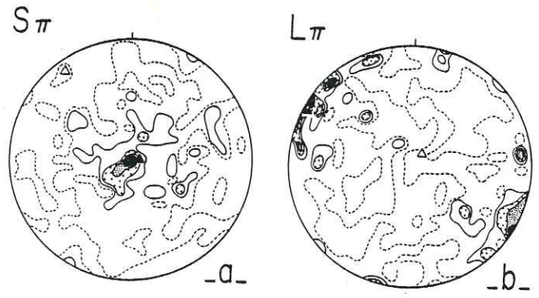
b. Complexe filonien du Wadi Mansah
126 mesures; contours: 1.59, 3.17, 5.56, 9.52, 17.46%
filon moyen: **027 SE 85**

c. Litage magmatique des cumulats de base
80 mesures; contours: 1.25, 2.50, 3.75, 5.00%
Sm moyen: **164 E 08**

d. Linéation magmatique des cumulats de base
39 mesures; contours: 2.6, 5.1, 7.7, 10.3%
Lm moyenne: **111 E 07**

3.2.6.2. **Structures crustales**

Lorsqu'il n'est pas affecté par des décollements tardifs, le **paléo-Moho** est sub-horizontal, penté en moyenne de quelques degrés vers l'Est. En raison de la faible de cet angle, le calcul de l'épaisseur des différentes unités est entaché d'une grande imprécision. Les cumulats et les gabbros isotropes ont une épaisseur approximative de 2 kilomètres; ils sont intrudés de très nombreux corps de dunites et werhlites qui confèrent à l'ensemble un aspect parfois chaotique, des blocs de gabbros lités larges de plusieurs dizaines de mètres pouvant être basculés et totalement englobés dans une matrice de roches ultrabasiques. La section crustale est également intrudée de nombreux filons de diabase d'orientation dominante NW-SE sub-verticale. En dehors de ces zones, le **litage magmatique** des cumulats de base est sub-parallèle au paléo-Moho (fig. 3.2.6.2., 3.2.6.5. c); la linéation magmatique est d'orientation dominante WNW-ESE (fig. 3.2.6.3., 3.2.6.5. d). Le déversement des slumps vers le SW indique que ces formations dérivent du flanc NE de la dorsale.

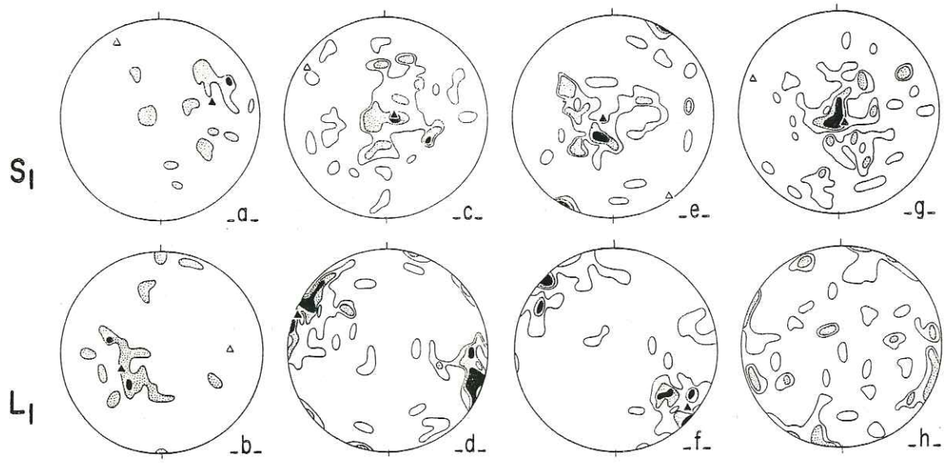


3.2.6.6. Massif de Sumail: orientation des structures mantellaires (déformation plastique)

a-b: entièreté du massif

a. foliation "asthénosphérique"
217 mesures; contours: 0.9, 1.8, 2.7, 3.7, 4.2%
S1 moyenne: **000 W 07**; axe couronne: 139 NW 04

b. linéation "asthénosphérique"
213 mesures; contours: 0.9, 1.4, 1.9, 2.3, 2.8%
L1 moyenne: **116 NW 03**; axe couronne: 042 NE 78



3.2.6.7. Massif de Sumail: structures mantellaires (deformation plastique asthénosphérique) Localisation des zones: fig. 3.2.6.0.

a-b: zone I

a. foliation
   19 mesures; contours: 5, 10%
   S1 moyenne: **163 W 45**; axe couronne: 151 NW 11

b. linéation
   20 mesures; contours: 5, 10%
   L1 moyenne: **069 W 56**

c-d: zone II

c. foliation
   58 mesures; contours: 2, 4, 6%
   S1 moyenne: **162 W 07**; axe couronne: 123 W 05

d. linéation
   62 mesures; contours: 2, 4, 6%
   L1 moyenne: **113 N 03**

e-f: zone III

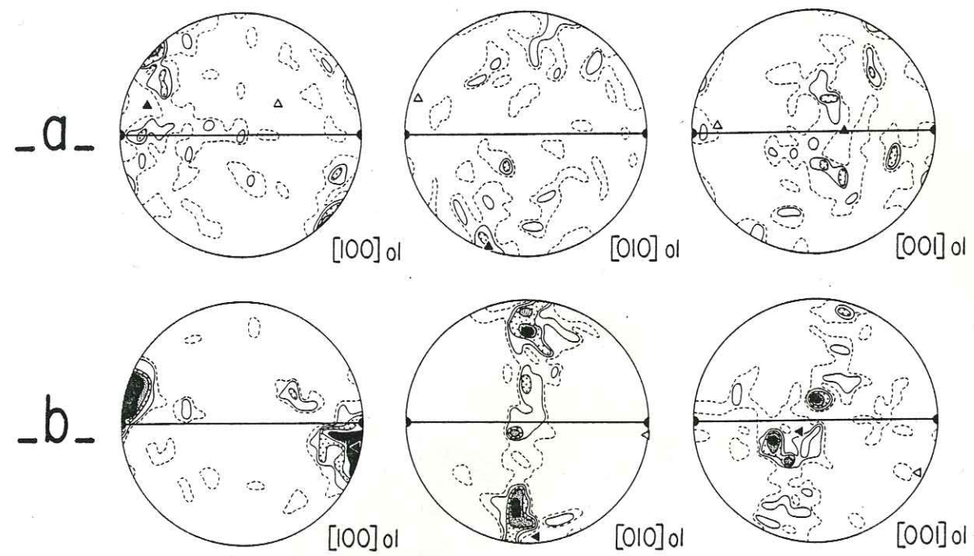
e. foliation
   47 mesures; contours: 2, 4, 6%
   S1 moyenne: **175 E 09**; axe couronne: 146 SE 04

f. linéation
   46 mesures; contours: 2, 4, 6%
   L1 moyenne: **129 SE 10**

g-h: zone IV

g. foliation
   59 mesures; contours: 2, 4, 6 à 10%
   S1 moyenne: **065 W 10**; axe couronne: 113 W 08

h. linéation
   55 mesures; contours: 2, 4%



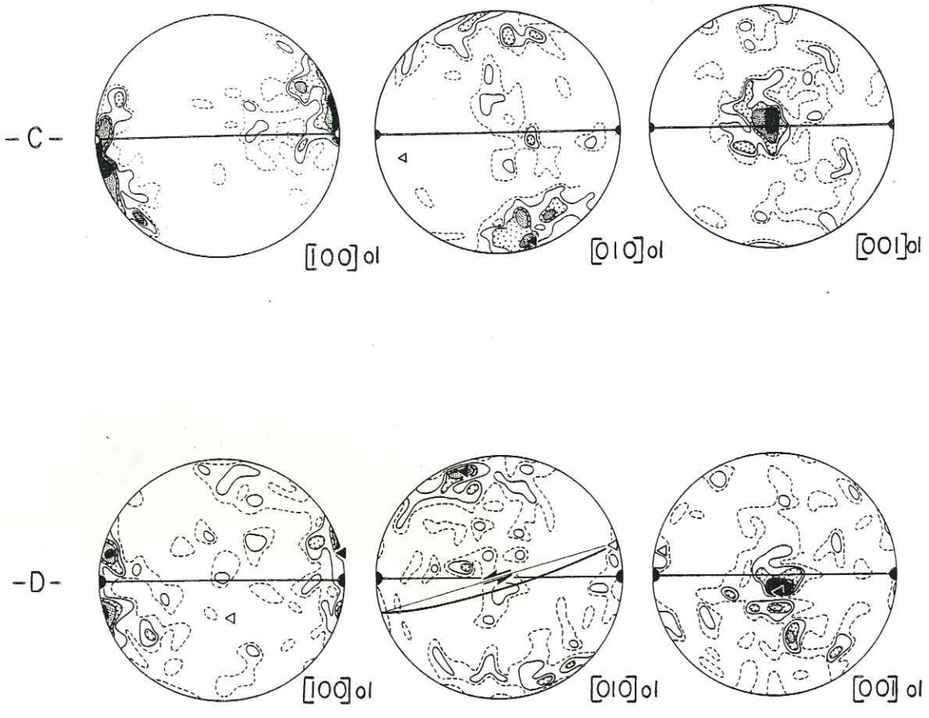
3.2.6.8. Massif de Sumail: fabrique de réseau de l'olivine (voir également appendice 1)

a. péridotite zone centrale du diapir
   73 mesures; contours: 1.25, 2.50, 3.75, 5.00%

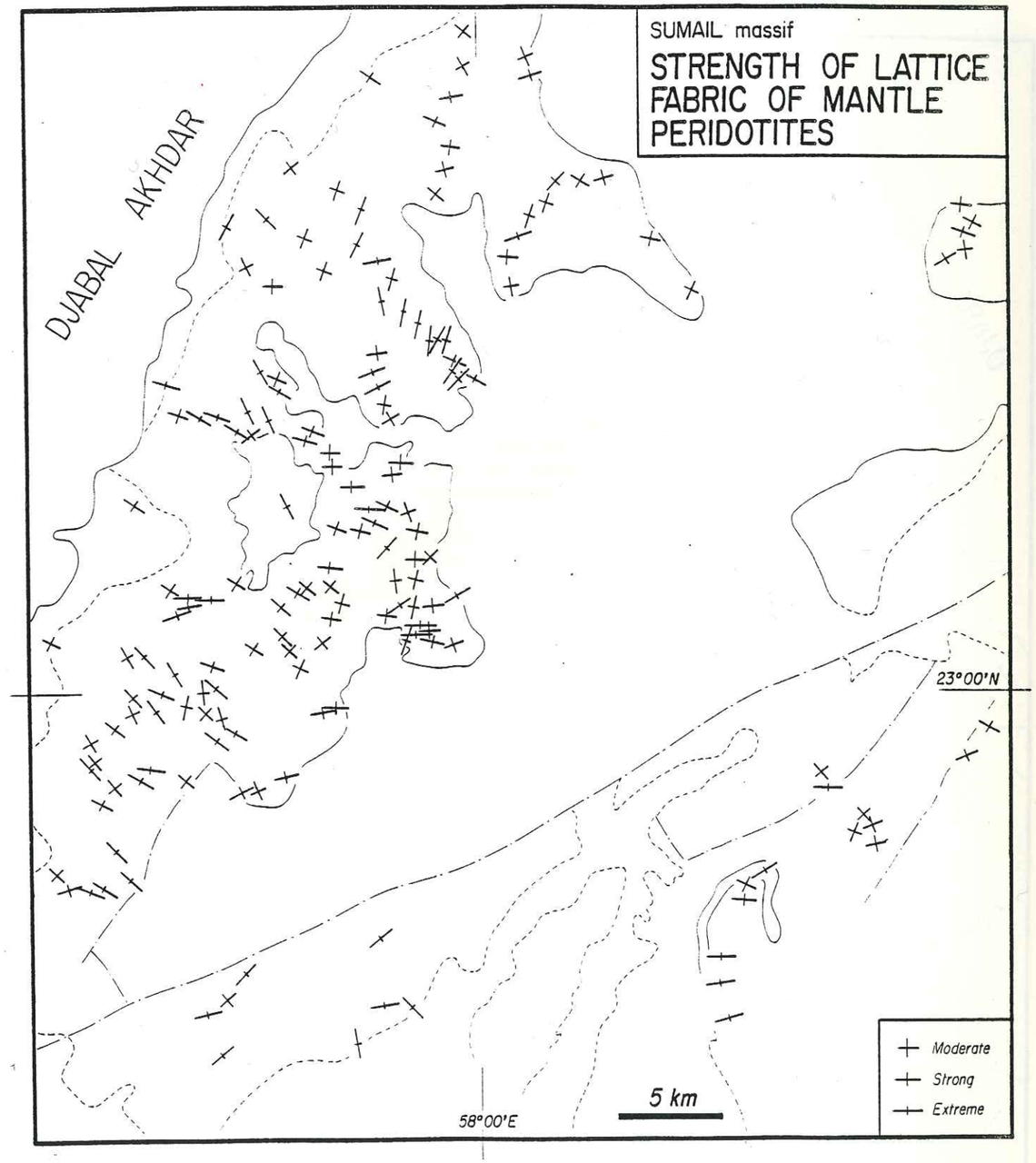
b. péridotite zone périphérique Nord du diapir
   86 mesures; contours: 1.2, 2.3, 3.5, 4.7, 6 à 11%

c. péridotite zone périphérique Sud du diapir
   100 mesures; contours: 1, 2, 3, 4, 5%

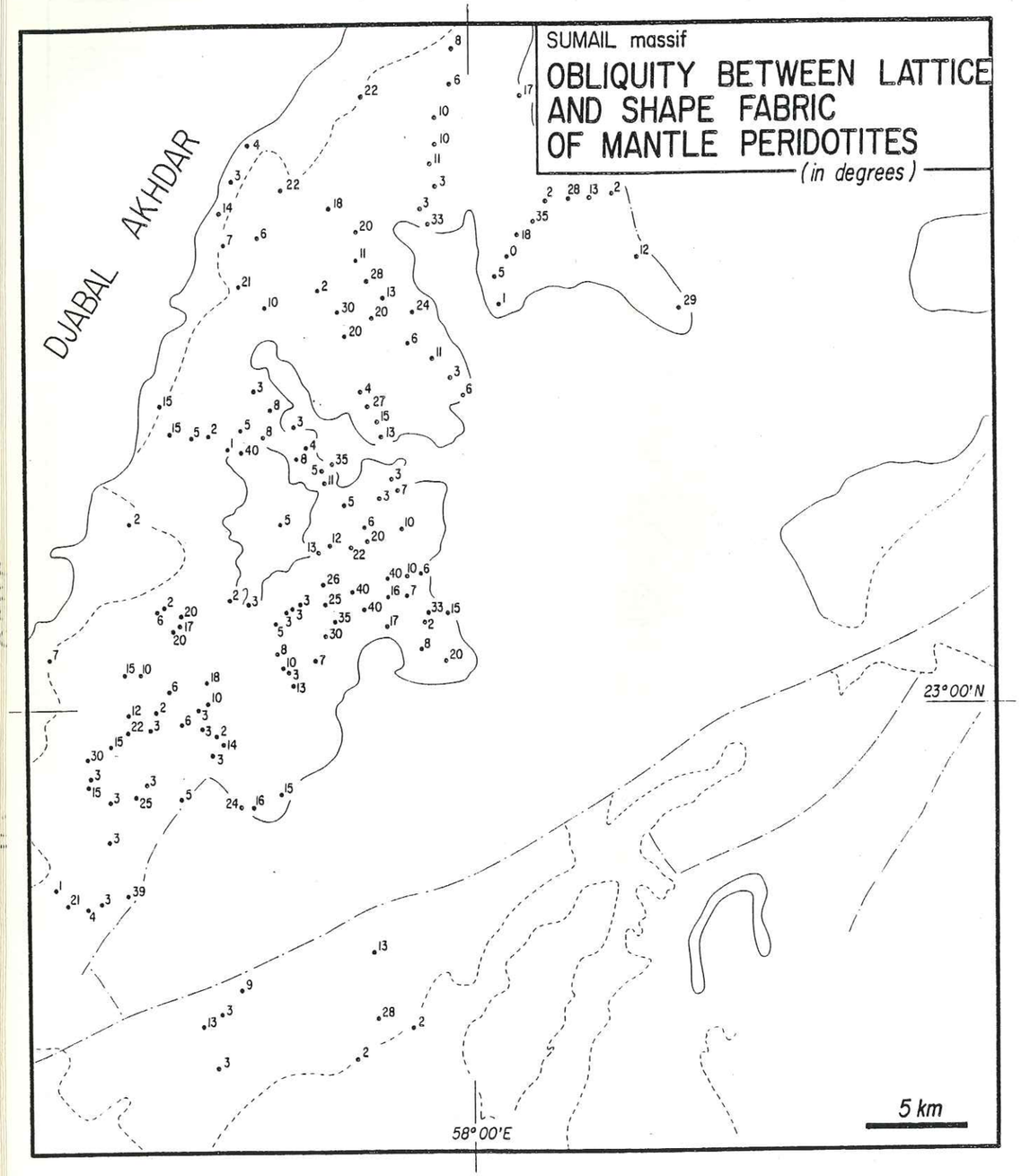
d. péridotite mylonitique de base; contact avec la semelle amphibolitique du wadi Mansah
   100 mesures; contours: 1, 2, 3, 4, 5%



Le **complexe filonien** affleure sur un longueur de 10 kilomètres au niveau du wadi Andam (fig. 3.2.6.2.); son orientation est bien règlée autour d'une valeur moyenne N 125° E sub-verticale (fig. 3.2.6.5. a); elle est légèrement perturbée au voisinage de la faille du wadi Andam, où les filons adoptent une orientation plus E-W et un pendage modéré vers le Sud. Les épontes figées sont de polarité dominante SW ($\sim$ 3 mesures contre une). Au Nord du massif de Sumail, un petit affleurement de complexe filonien situé dans le wadi Mansah (NNE-SSW sub-verticale; fig. 3.2.6.0. et 3.2.6.5. b).



3.2.6.9. Massif de Sumail: intensité de la fabrique de réseau de l'olivine mantellaire



3.2.6.10. Massif de Sumail: obliquité entre la fabrique de réseau et la fabrique de forme des péridotites mantellaires

3.2.6.3. Structures mantellaires

3.2.6.3.1. Structures lithosphériques

La section mantellaire du massif de Sumail est relativement peu affectée par les déformations liées à la mise en place; c'est un massif idéal pour l'étude du flux asthénosphérique. Les structures lithosphériques sont cantonnées en périphérie du massif et dans quelques zones de cisaillement mylonitiques NW-SE dont la plus importante traverse la section mantellaire depuis le Sumail Gap jusqu'à l'oasis de Sayma (fig. 3.2.6.1. et 3.2.6.2.). Au NE du massif, dans le wadi Al Uqq, une de ces zones est responsable de la verticalisation du paléo-Moho sur une longueur de quelques kilomètres; elle affecte la section mantellaire et la section crustale sur une épaisseur d'une centaine de mètres (flaser gabbros de la photo 17) (fig. 3.2.6.1. et 3.2.6.2.). Ces zones de cisaillement jouèrent en décrochements dextres (fig. 3.2.6.3. et 3.2.6.4.). Elles sont associées à des intrusions de nature variée : des werhlites à plagioclase dans le wadi Al Uqq, des granites le long de la zone de cisaillement de Sayma (M. Beurrier, com. pers.),...; les nombreux filons de diabase NW-SE observés dans la partie médiane du massif, pourraient également être associés à ces structures (comparer la fig. 3.2.6.16. et la fig. 3.2.6.1.).

Les données relatives au charriage intra-océanique sont, à première vue, assez contradictoires: dans le wadi Mansah, les péridotites ont enregistré un mouvement de charriage d'Est en Ouest (données non reportées sur carte); les amphibolites portent quant à elles une linéation minérale orientée dans le secteur NNW-SSE à N-S (appendice II, fig. 2-5). Non loin de là, un autre affleurement d'amphibolites présente des linéations plutôt E-W. Les péridotites basales associées au massif de Samad, au Sud du massif de Sumail, ont enregistré un mouvement d'Est en Ouest (fig. 3.2.6.4.), comme celles du wadi Mansah.

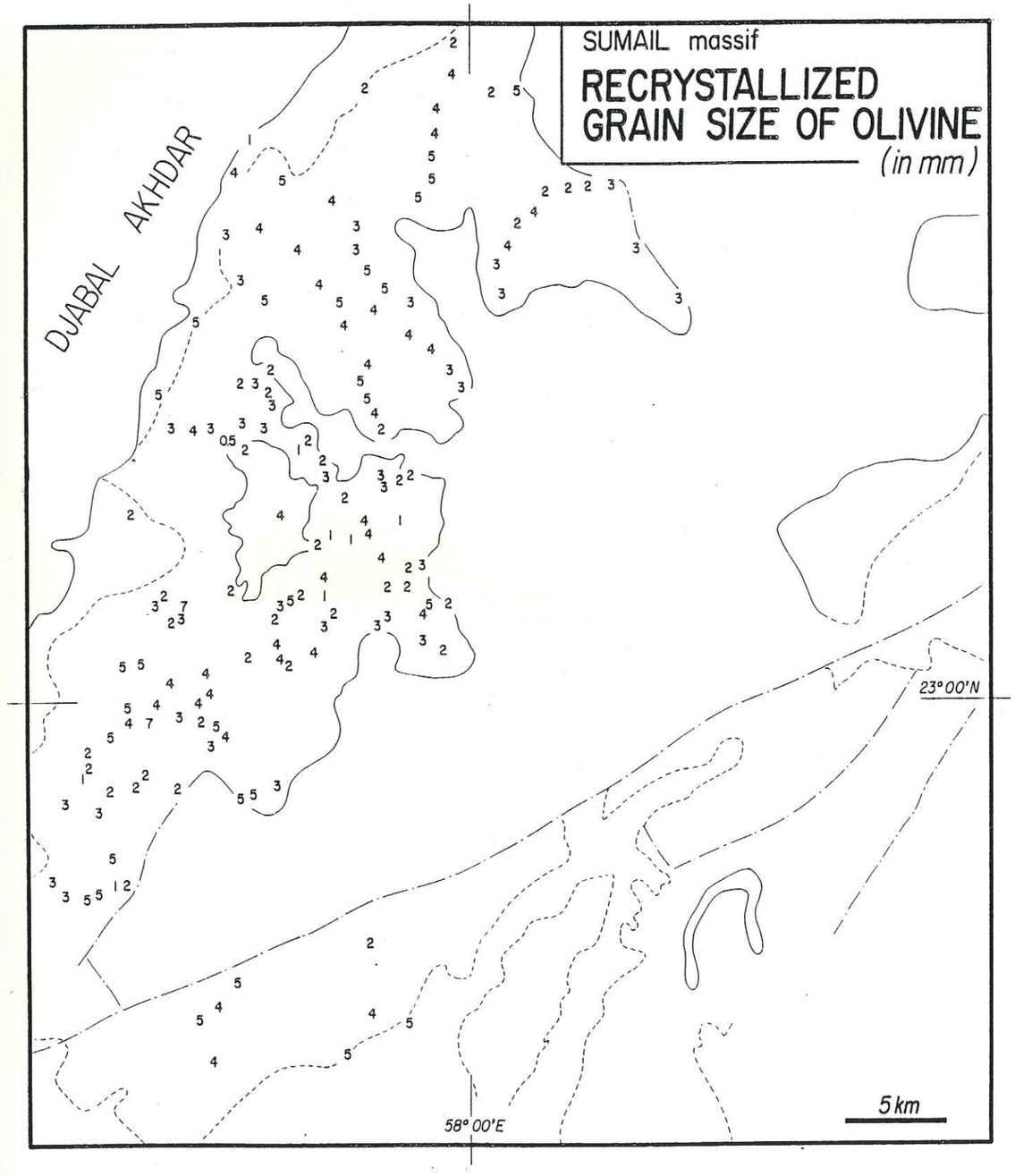
La déformation associée aux stades plus tardifs de la mise en place (schistes verts) indique clairement une direction de transport NE-SW (appendice II, fig. 2-6 et 2-9).

3.2.6.3.2. Structures asthénosphériques

Considérant l'ensemble des péridotites des massifs de Sumail et de Samad, la foliation asthénosphérique a une orientation moyenne sub-horizontale et la linéation un azimut moyen WNW-ESE (fig. 3.2.6.2., et 3.2.6.6.). Il ne s'agit là que d'une tendance générale qui admet de nombreux écarts; afin d'analyser plus en détail les structures asthénosphériques du massif de Sumail, nous distinguerons (fig. 3.2.6.0.) une zone I, centrée sur l'oasis de Maqsad, une zone II, périphérie de la première, une zone III, au Sud-Ouest du cisaillement de Sayma, et une zone IV, au Nord et au Nord-Ouest des zones I et II.

Dans la zone I, la foliation est moyennement à fortement pentée vers l'Ouest et dessine des trajectoires courbes (fig. 3.2.6.7.a et 3.2.6.18.); la linéation est orientée selon la ligne

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr



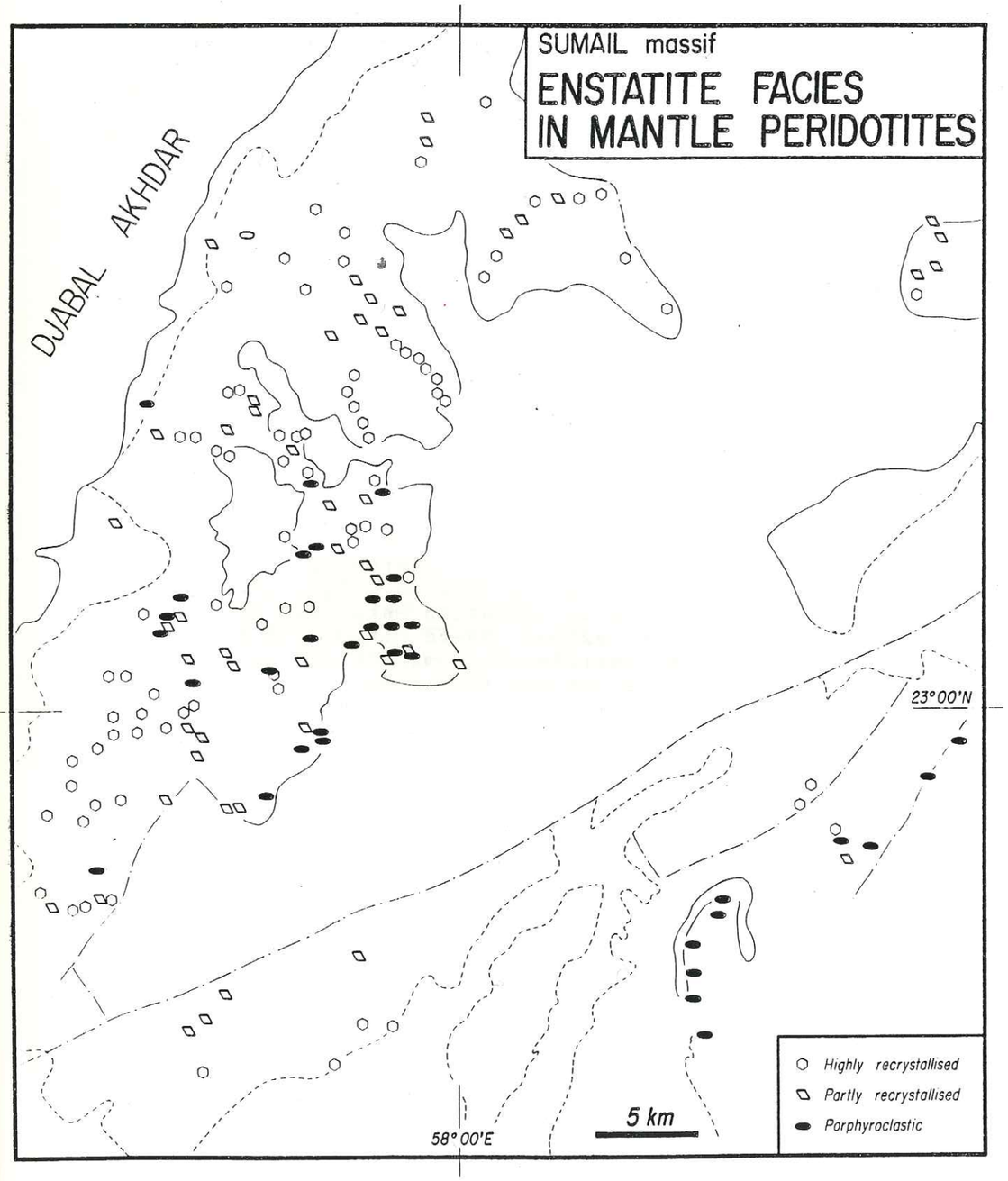
3.2.6.11. Massif de Sumail: taille du grain recristallisé de l'olivine mantellaire

de plus grande pente des plans de foliation (fig. 3.2.6.3. et 3.2.6.7.b). Les sens de cisaillement sont tels que les parties orientales de la zone fluaient vers le haut par rapport aux parties occidentales (fig. 3.2.6.4.). La déformation finie enregistrée par les péridotites est assez faible comme l'attestent la fabrique de réseau de l'olivine, le plus souvent modérée (fig. 3.2.6.8.a et 3.2.6.9.), et l'obliquité importante entre la foliation et le plan de cisaillement (fig. 3.2.6.10.) (moyenne de 20°, correspondant à un $\gamma < 2$). L'habitus dominant de l'enstatite est porphyroclastique à partiellement recristallisé (fig. 3.2.6.12.).

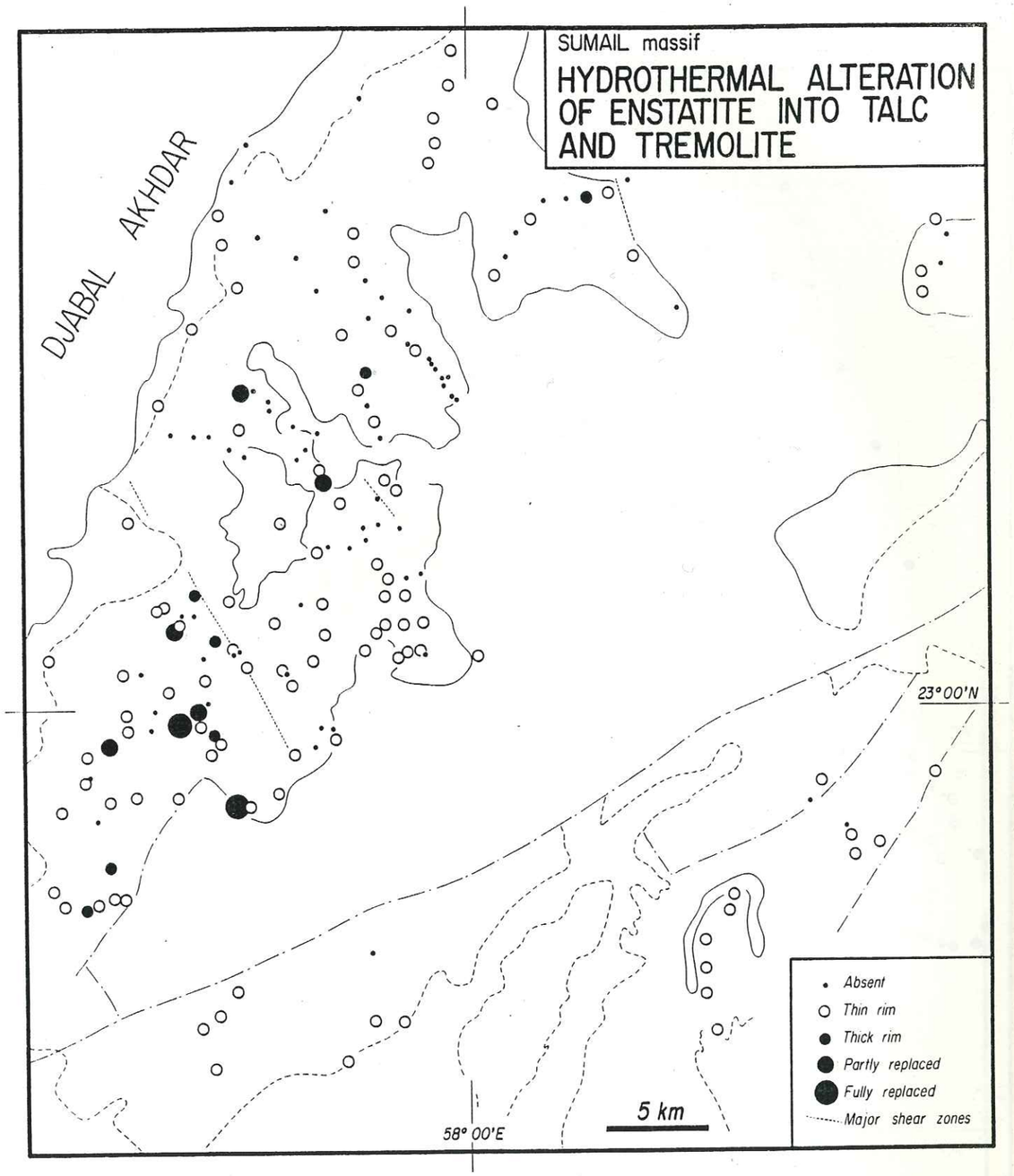
Dans la zone II, la foliation est sub-horizontale à moyennement pentée et porte une linéation orientée principalement dans le secteur WNW-ESE à E-W, plus rarement dans le secteur NNE-SSE à NE-SW (fig. 3.2.6.2., 3.2.6.3., 3.2.6.7.c et d). Les sens de cisaillement indiquent sans ambigüité que les parties superficielles de la section mantellaire ont flué vers l'Ouest par rapport aux parties les plus profondes, ce mouvement les éloignant de la zone I (fig. 3.2.6.4.). La déformation finie est beaucoup plus forte que dans la zone I (fig. 3.2.6.9.), l'obliquité moyenne entre la foliation et le plan de cisaillement est de 7° (fig. 3.2.6.10.) indiquant un γ moyen de 8. L'enstatite ne présente pas d'habitus dominant mais le faciès totalement recristallisé est observé par endroits (fig. 3.2.6.12.).

Dans la zone III, la foliation a une orientation dominante sub-horizontale; les quelques mesures NW-SE sub-verticales correspondent à des déformations particulièrement linéaires pour lesquelles la foliation n'est guère définie (fig. 3.2.6.2. et 3.2.6.7.e). L'orientation de la linéation est, en effet, très bien réglée autour d'un azimut NW-SE (fig. 3.2.6.3. et 3.2.6.7.f). Le sens de cisaillement dominant est tel que les parties les plus superficielles ont flué vers l'Est par rapport aux parties les plus profondes (fig. 3.2.6.4.); les mesures indiquant un sens vers l'Ouest correspondent généralement aux péridotites présentant une sous-structure très serrée (comparer la fig. 3.2.6.1. et la fig. 3.2.6.4.) et pourraient être déjà l'empreinte de la déformation affectant les péridotites basales.

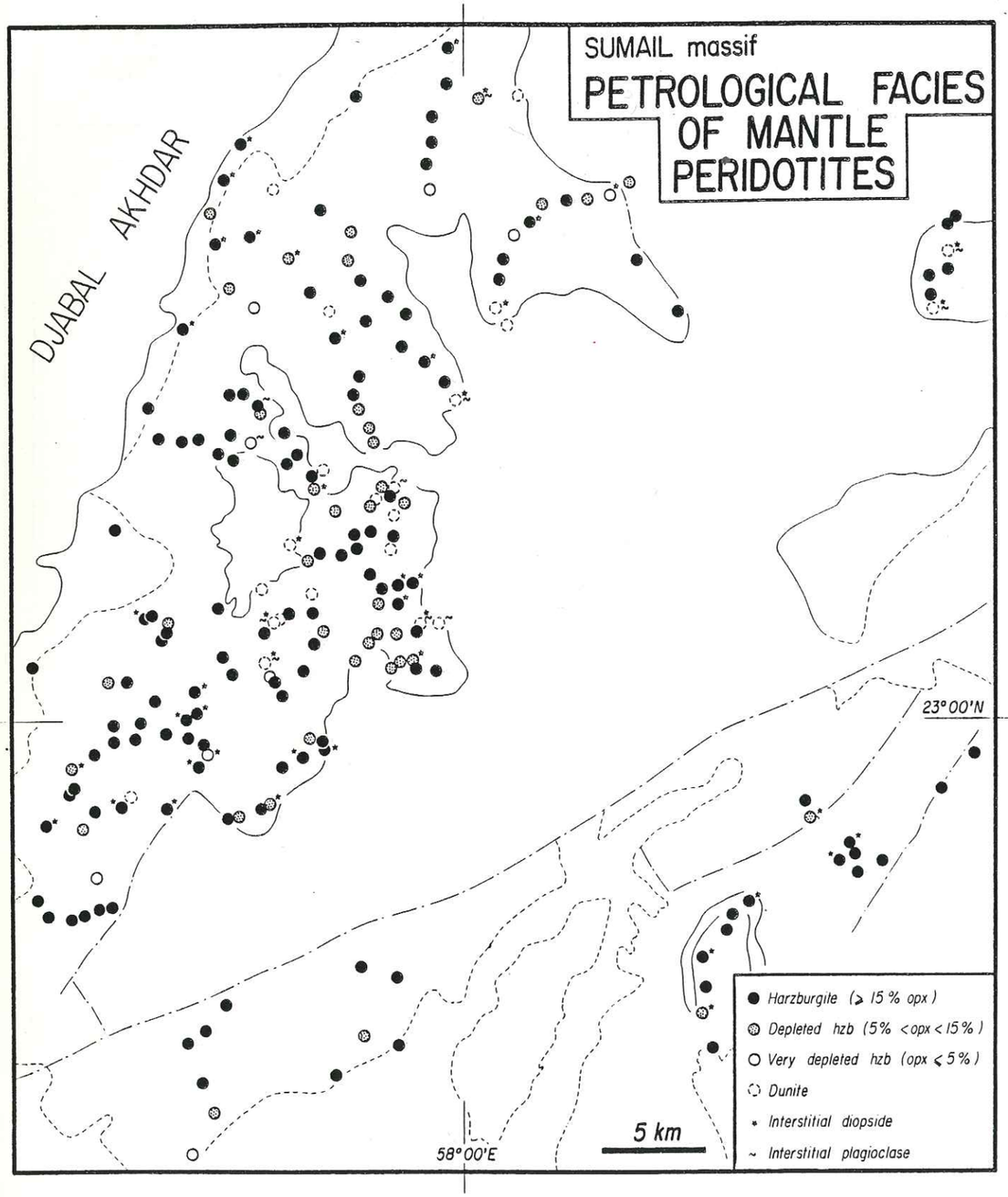
Dans la zone IV, la foliation est sub-horizontale à moyennement pentée (fig. 3.2.6.2. et 3.2.6.7.g); à l'échelle de toute cette zone, l'orientation de la linéation est mal réglée (fig. 3.2.6.7.h) mais non aléatoire: dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres autour de l'oasis de Maqsad, elle diverge dans tous les azimuts depuis les zones I et II, les directions WNW-ESE à W-E et NNE-SSW étant cependant privilégiées; dans les parties septentrionales du massif, leur orientation est plus confuse (fig. 3.2.6.3.). Comme dans la zone II, les sens de cisaillement indiquent de façon très cohérente que les parties les plus superficielles de la section mantellaire s'éloignaient de la zone I (fig. 3.2.6.4.).



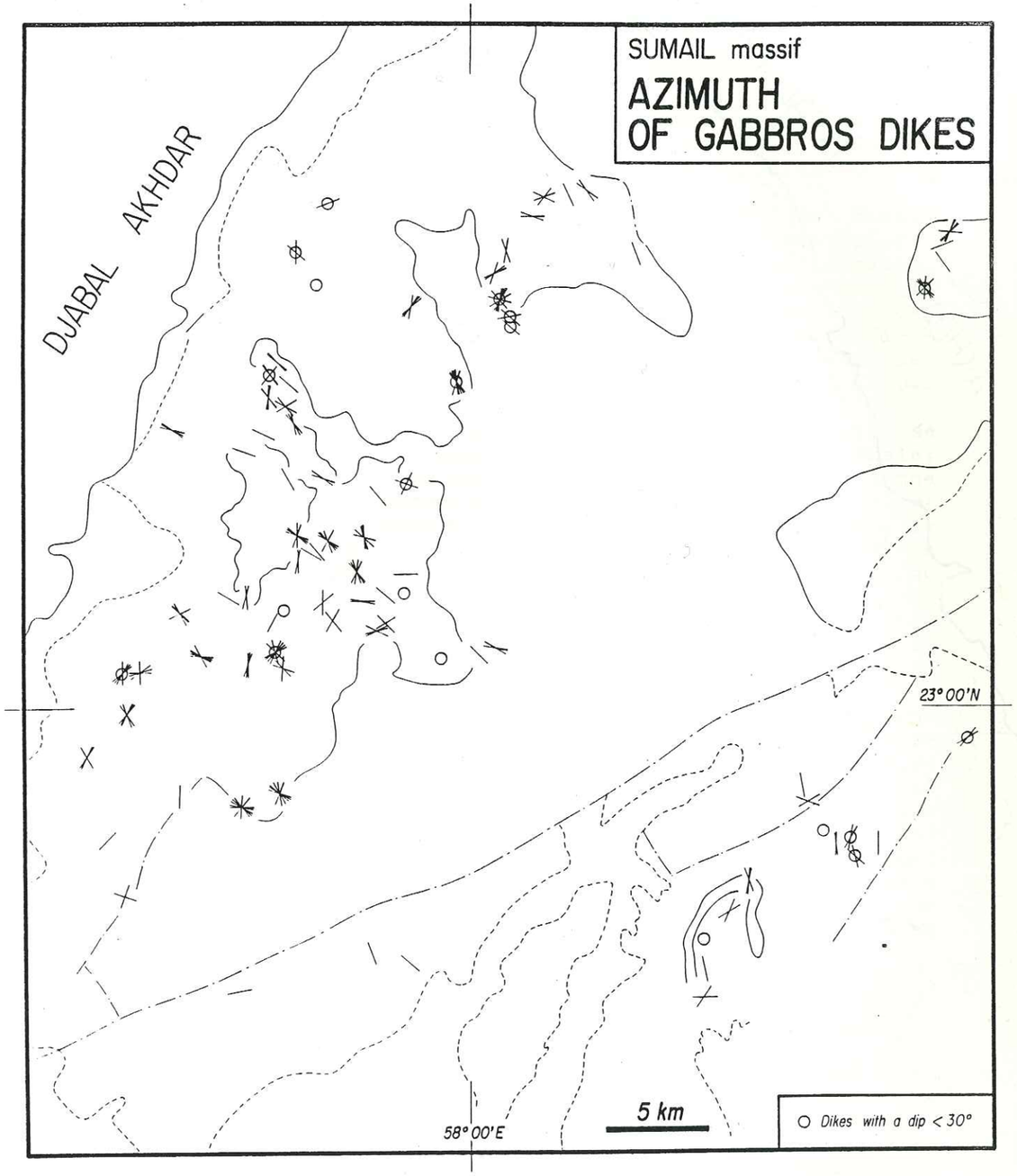
3.2.6.12. Massif de Sumail: faciès de l'enstatite dans les péridotites mantellaires



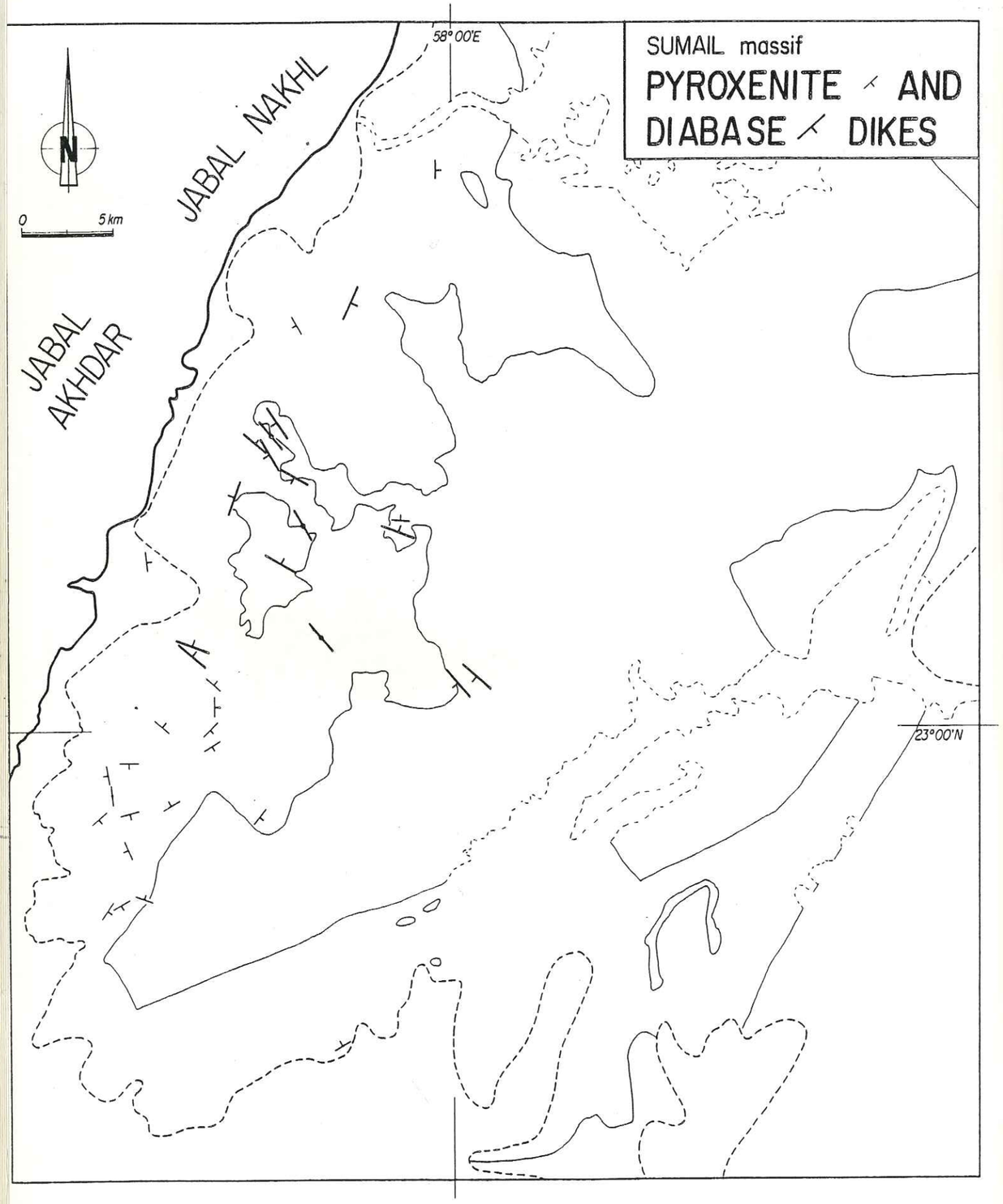
3.2.6.13. Massif de Sumail: altération de l'enstatite en talc et trémolite



3.2.6.14. Massif de Sumail: faciès pétrologique des péridotites mantellaires



3.2.6.15. Massif de Sumail: azimut des filons de gabbro dans la section mantellaire



3.2.6.16. Massif de Sumail: filons de pyroxénite et de diabase dans la section mantellaire et la base de la section crustale

Dans les zones III et IV, la **fabrique de réseau** est souvent très forte (fig. 3.2.6.9. et 3.2.6.8.c), mais pas uniformément; de même, l'**obliquité** (fig. 3.2.6.10) présente d'assez fortes variations d'un point à l'autre, la valeur moyenne étant dans chacune de ces zones de 11° (γ de 5 environ). La recristallisation de l'enstatite y est particulièrement forte (fig. 3.2.6.12).

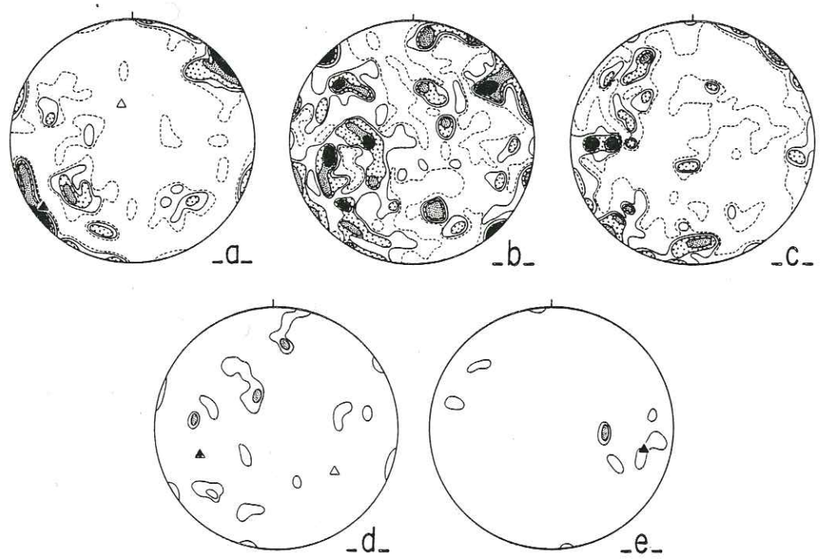
Aussi serrées qu'aient été nos coupes au sommet de la section mantellaire du massif de Sumail, on n'a pu y mettre en évidence d'inversion de sens de cisaillement à l'approche du paléo-Moho.

La disposition des structures internes du massif de Sumail évoque un processus de dorsale figé en plein développement plutôt que l'accrétion du manteau lithosphérique en régime stationnaire, sur le flanc de la dorsale. Elle nous apprend que l'ascension du matériel asthénosphérique jusqu'à faible profondeur peut impliquer son passage par un conduit vertical de dimension finie et sa redistribution dans toutes les directions du plan; par "dimension finie", on entend une structure qui ne se poursuit pas indéfiniment le long de la dorsale.

La zone I serait la partie NW du conduit, celui-ci se prolongeant probablement quelque peu sous la section crustale; la déformation plastique y est peu intense; le plan et la ligne de flux y sont perpendiculaires au paléo-Moho (fig. 3.2.6.19. et 3.2.6.20). La zone II représente la partie sommitale et la périphérie immédiate du conduit. Quelques centaines de mètres sous les cumulats, le flux adopte une attitude parallèle au paléo-Moho et est canalisé préférentiellement selon l'axe de la paléo-dorsale; la déformation plastique y est très intense. La rotation progressive de la foliation vers la surface n'a pu être clairement mise en évidence. La transition entre le flux vertical et le flux horizontal est probablement discontinue. La zone IV a enregistré un flux asthénosphérique divergeant principalement vers l'WNW et vers le NNE depuis le conduit central, c'est-à-dire parallèle et perpendiculaire à la dorsale. Avant le jeu dextre du décrochement de Sayma, la zone III devait être située au Sud-Est de la zone I; le flux asthénosphérique y était canalisé selon une direction proche de l'axe d'expansion. L'absence d'inversion de sens de cisaillement au sommet de la section mantellaire traduit un découplage complet entre l'asthénosphère et la croûte dans cette zone, expliqué par la présence d'une chambre magmatique non encore cristallisée au moment de l'enregistrement des structures asthénosphériques.

3.2.6.4. Faciès pétrologique de la section mantellaire

Les péridotites des massifs de Sumail et de Samad sont, en moyenne, fort peu déprimées, sauf à proximité du paléo-Moho où la zone de transition dunitique est exceptionnellement développée: quelques centaines de mètres d'épaisseur comparée aux quelques mètres habituels (fig. 3.2.6.14. et 3.2.6.18.). Ces dunites ont enregistré une déformation plastique très intense dans des conditions de température avoisinant le solidus de la péridotite.



3.2.6.17. Massif de Sumail: orientation des filons dans la section mantellaire et la base de la section crustale

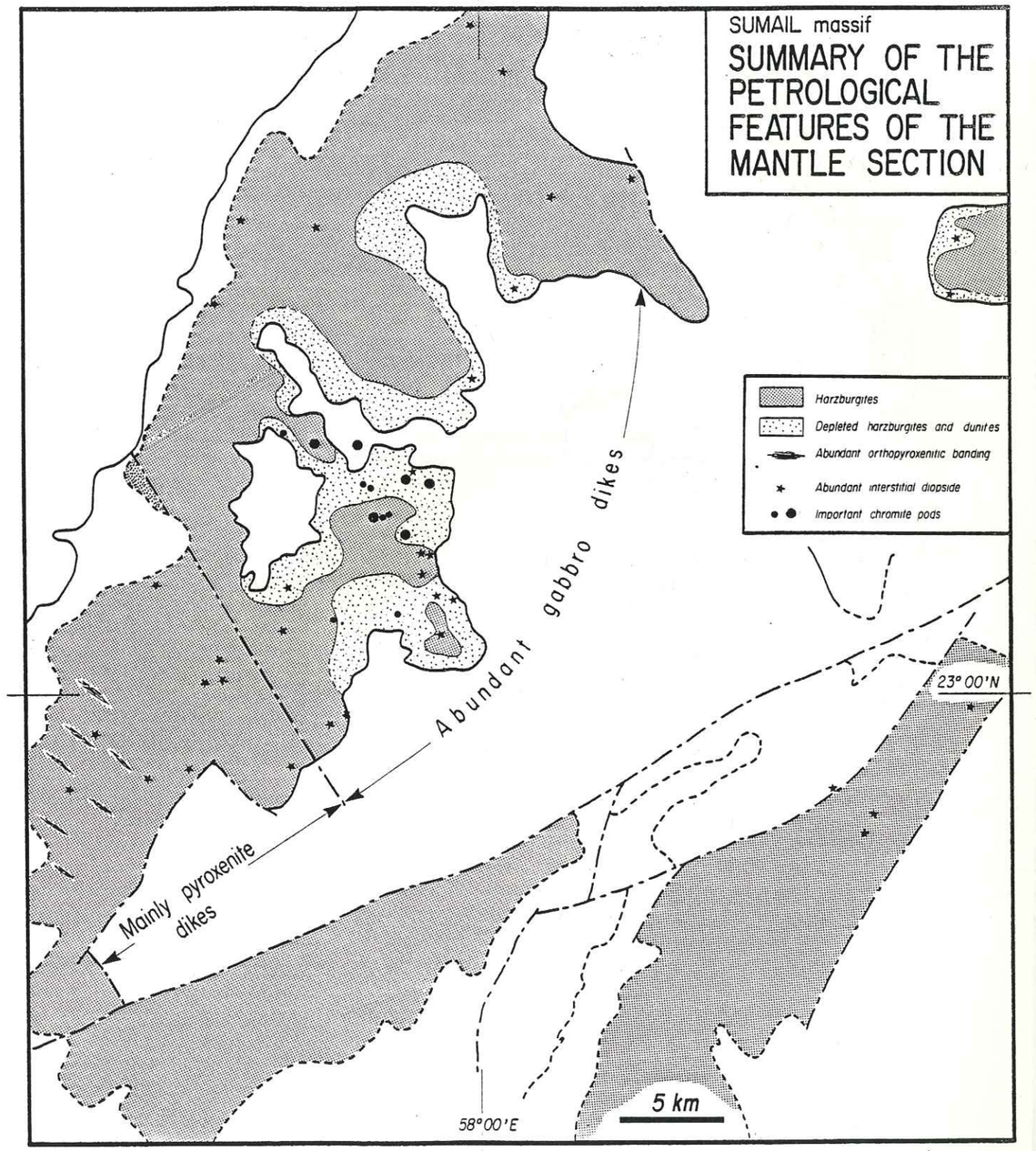
a. filons de diabase
117 mesures; contours: 0.8, 1.7, 3.4, 5.1, 14.5%
filon moyen: **142 SE 80**; axe couronne: 163 N 64

b. filons de gabbro
457 mesures; contours: 0.43, 0.87, 1.31, 1.97, 2.40%

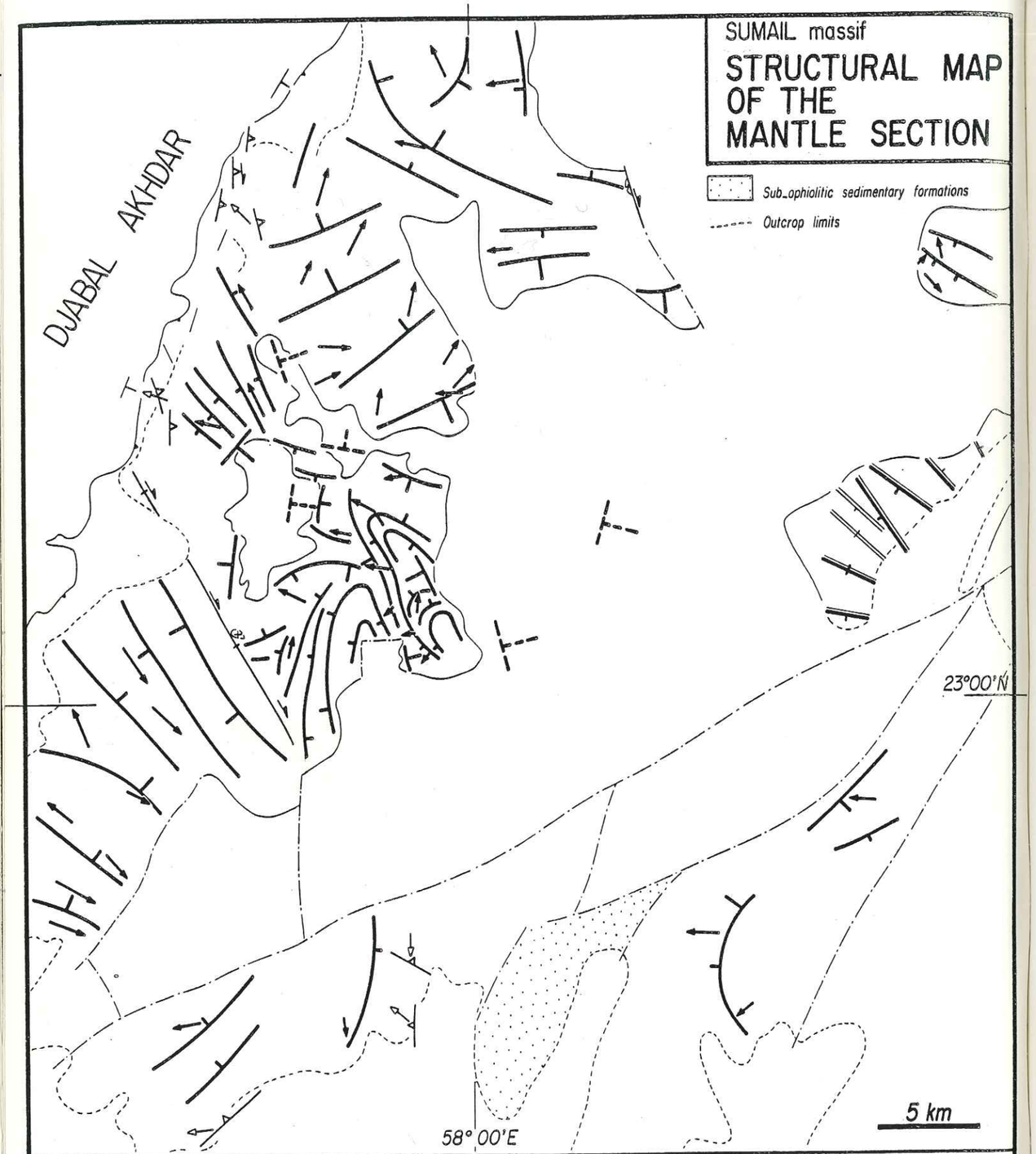
c. filons de pyroxénites
139 mesures; contours: 0.7, 1.4, 2.2, 3.6, 5.0%

d. filons et pods de chromite
22 mesures; contours: 4, 8%
orientation moyenne: **163 E 56**; axe couronne: 128 E 41

e. linéations dans pods de chromite
10 mesures; contours: 10 et 20%
L1 moyenne: **103 E 22**



3.2.6.18. Massif de Sumail: résumé des caractères pétrologiques de la section mantellaire



La transition entre les dunites mantellaires et les cumulats de base de chambre, eux-mêmes le plus souvent dunitiques, est très difficile à mettre en évidence sur le terrain; elle est rapide (probablement pas plus de quelques dizaines de mètres) mais néanmoins progressive, comme l'attestent les quelques fortes obliquités et faibles fabriques de réseau mesurées quelques mètres sous le paléo-Moho (fig. 3.2.6.9. et 3.2.6.10.) et des mesures de la déformation finie enregistrée par les pods de chromite de cette zone (v. appendice I).

Les **phénomènes d'imprégnation** magmatique (diopside et plagioclase interstitiels) sont très abondants (cf. § 3.1., fig. 3.2.6.14. et photos 10 et 11), principalement dans les dunites mais également à des niveaux plus profonds de la section mantellaire.

Dans la zone III, les **rubanements pyroxénitiques** parallèles à la foliation asthénosphérique sont bien développés. Les **filons intrusifs** sont essentiellement des pyroxénites. Ailleurs, les filons sont principalement des gabbros et des diabases (fig. 3.2.6.18.). La zone III est probablement un fragment de manteau plus profond que les autres zones du massif de Sumail, vu la répartition en profondeur des filons de gabbro et de pyroxénite observées dans les autres massifs.

L'**orientation des filons** semble aléatoire (fig. 3.2.6.15., 3.2.6.16 et 3.2.6.17.), sauf celle des diabases, en gros parallèle au complexe filonien sus-jacent. Les filons de gabbro montrent également une très légère préférence pour les orientations en zone autour de l'azimut de la paléo-dorsale. Les filons de gabbro sont très abondants dans les zones I et II ainsi que dans la zone IV, à proximité du paléo-Moho (fig. 3.2.6.15.). Les filons sub-horizontaux sont assez communs, principalement au sommet de la section mantellaire, dans la zone de transition dunitique. Ils se présentent sous forme de sills non déformés parllèles à la foliation asthénosphérique sur lesquels se branchent parfois des dikes sub-verticaux.

Les **pods de chromite** sont particulièrement abondants dans les environs de Maqsad; c'est le plus important district chromifère d'Oman et le seul endroit où un gisement ait été reconnu au sein de la section crustale.
La structure et les caractéristiques des pods de chromite de Maqsad sont présentées et discutées dans l'appendice I.

Outre son importance pour la circulation asthénosphérique, la région de Maqsad était probablement une zone d'alimentation de la chambre magmatique sus-jacente.

← 3.2.6.19. Massif de Sumail: carte structurale de la section mantellaire

3.2.7. Massif de Wadi Tayin

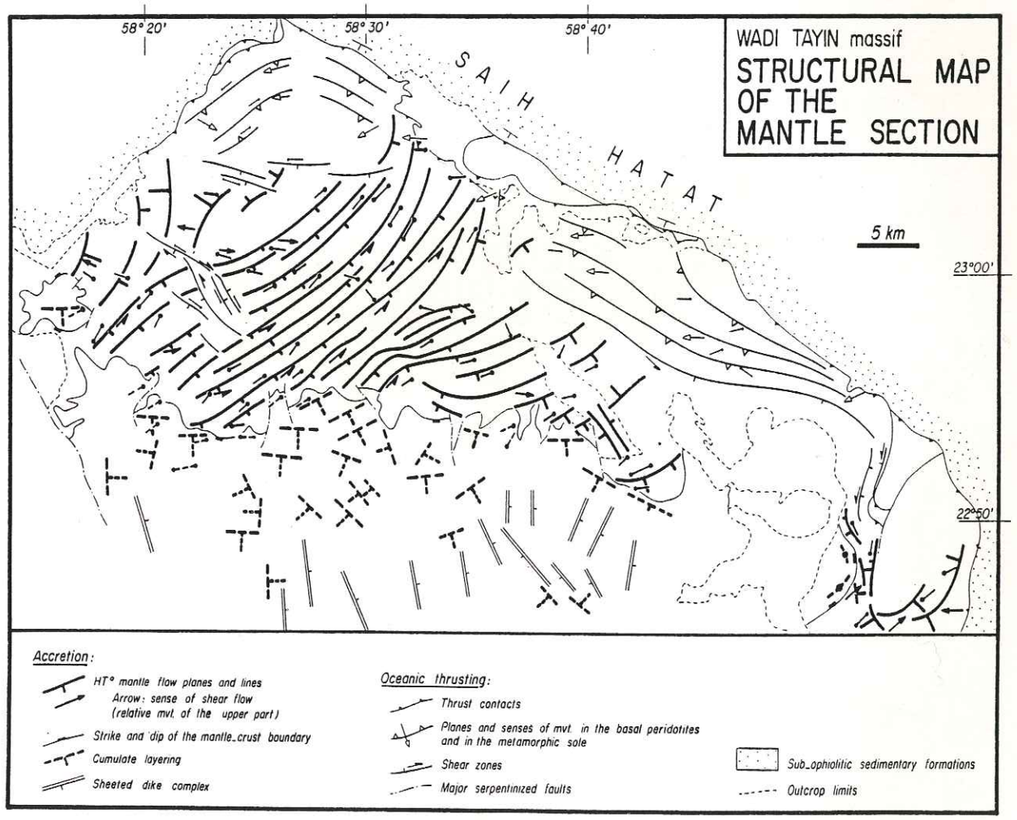
S'appuyant sur la retombée méridionale du Saih Hatat, le massif de Wadi Tayin est situé à l'extrémité SE de la chaîne omanaise. Le **paléo-Moho** est orienté E-W à pendage intermédiaire (≃ 45°) vers le Sud; l'orientation moyenne du **complexe filonien** est 175 E 65. Le massif est allongé sur 70 kilomètres selon un axe E-W; la section mantellaire est épaisse de 9 kilomètres sur presque toute la longueur du massif mais s'amincit vers l'Est où elle n'est plus que de 3 kilomètres environ. De même, l'épaisseur de la section cumulative passe d'une valeur maximale de 4 kilomètres dans les parties occidentales du massif à moins de 1 kilomètre non loin de son extrémité orientale (Pallister et Hopson, 1981).

La **carte structurale de la section mantellaire** (fig. 3.2 7.1.) a été élaborée principalement d'après les données de Misseri (1982).

A proximité du Saih Hatat, les péridotites sont affectées par la **déformation basale** sur une épaisseur de 2 à 3 kilomètres; S2 est parallèle aux surfaces structurales des formations autochtones; la direction moyenne de transport est N 070° E et le charriage se fit d'Est en Ouest. Ces résultats sont confortés par les données structurales relatives à la semelle métamorphique. Les péridotites basales gardent une épaisseur relativement constante tout au long du massif, l'amincissement vers l'Est de la section mantellaire se faisant essentiellement aux dépens des péridotites à structure asthénosphérique. Le plan du charriage intra-océanique remonte donc vers des niveaux superficiels d'Ouest en Est. L'extrémité orientale du massif est affectée par des plis d'axes Nord-Sud. Les seules structures lithosphériques affectant le corps de la section mantellaire sont deux petites **bandes mylonitiques** situées dans la partie occidentale du massif.

La disposition des **structures asthénosphériques** est assez régulière; S1 s'oriente en zone autour d'un axe 150 S 40 sub-parallèle à l'intersection du paléo-Moho et du complexe filonien. Son orientation moyenne est 070 E 45. Elle est fortement pentée vers l'Est (>70°) dans la partie médiane du massif, sur une épaisseur d'une vingtaine de kilomètres comptée perpendiculairement à l'axe de la paléo-dorsale. Dans cette zone, la linéation est sub-horizontale et le sens de cisaillement sénestre. En dehors de ce méga-cisaillement asthénosphérique, S1 adopte un pendage modéré aussi bien vers l'Ouest que vers l'Est. Deux familles de linéations ont été reconnues: une, dominante, est orientée dans le secteur SW-NE (en moyenne 055 S 15), l'autre, cantonnée principalement dans la partie occidentale du massif, est orientée dans le secteur WNW-ESE (en moyenne 120 E 45). Les sens de cisaillement associés à cette dernière famille indiquent plutôt un mouvement vers l'Est des parties supérieures de la section mantellaire.

Sur le plan pétrologique, c'est un massif tout à fait classique: les harzburgites sont de composition modale normale à légèrement déprimée, les filons, moyennement abondants présentent une belle zonation selon leur composition et ont tendance à s'orienter en zone autour d'un axe parallèle à l'azimut du complexe filonien. La chromite, peu abondante, n'est présente que dans les parties occidentales du massif. On note cependant quelques caractères particuliers: la présence d'un corps dunitique kilométrique dans l'Est du massif, abondamment intrudé de filons de pyroxénite, la présence de filons de diabase recoupant les péridotites basales, et la rareté des intrusions différenciées au sein de la section mantellaire.



3.2.7.1 Massif de Wadi Tayin: carte structurale de la section mantellaire (d'après Misseri, 1982)

ANNEXE I

Mineral. Deposita 20, 177–185 (1985)

MINERALIUM DEPOSITA
© Springer-Verlag 1985

Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail ophiolite, Oman)

G. Ceuleneer and A. Nicolas

Laboratoire de Tectonophysique, rue de la Houssinière, 44072 Nantes, France

Abstract. About 15 chromite bodies have been recognized in the Maqsad area of the Oman ophiolite. The occurrence in this area of three chromite bodies within the cumulate sequence must be integrated into the classification of Cassard et al. (1981) which presently explains only those pods lying in the uppermost mantle sequence (plastically deformed harzburgites and dunites). The occurrence of chromite bodies within the cumulates and the abundance of chromite in the Maqsad area are related to the exceptional magmatic activity and the unusual plastic-flow pattern particular to this area. It was probably a feeding zone along the oceanic spreading center sitting on top of a mantle diapir.

Introduction

Cassard et al. (1981) have introduced a new classification of chromite pods based on structural studies in the New Caledonia ophiolites. They distinguish between concordant, subconcordant and discordant pods depending on their attitude with respect to the foliation-lineation reference frame in the surrounding plastically deformed peridotites. This classification relies on the fact that the uppermost peridotites of ophiolitic sections belonging to the transition zone between the mantle and the crustal sequences, where most chromite pods are located, have suffered a very great plastic flow at near solidus temperatures (Nicolas et al. 1980). If they are emplaced early during solid-state flow, chromite pods, whatever their primitive orientation, are tectonically reoriented parallel to foliation and elongated parallel to the lineation. Pods emplaced late, during or after plastic deformation would be subconcordant and discordant, respectively with regard to the foliation. Lago et al. (1982) proposed a genetic model predicting that the chromite pods are formed by magmatic accumulation along the conduits channeling the magma extracted from the rising mantle diapir toward the accreting oceanic crust. Consequently, pods would be originally discordant and, depending on the time of their formation, would remain so or be internally deformed and reoriented toward the foliation. These views are supported by considering the chromite-ore textures. Only the discordant pods preserve the most delicate textures typical of the accumulation process (nodular, orbicular, chromite-net, silicate-occluded, etc.). Where these textures have been disrupted, the concordant pods are composed exclusively of massive, disseminated and flattened silicate-occluded ore, usually well interlayered. A positive test of this interpretation is that, to our knowledge, undeformed magmatic textures have never been observed in a concordant pod.

These conclusions challenge the previous genetic models for chromite pods by magmatic accumulation in layers at the bottom of oceanic-ridge magma chambers. Such pods should be called "stratiform" by analogy with the great complexes like that of Stillwater (Jackson 1961). The implications of these new concepts on the origin of layering in such an environment are obvious. Nicolas and Prinzhofer (1983) have argued that the dunites of the transition zone in ophiolites are dominantly residual, and that their banded aspect is purely tectonic, due to the very great plastic deformation occurring at this level between crustal and mantle formations.

The classification of Cassard et al. applies to other ophiolites than those of New Caledonia (Cyprus and Zambales in the Philippines, Violette, 1980; Canyon Mountain in Oregon, Misseri, 1982). In Oman, 35 pods have been visited of which twenty-five belong to the concordant or subconcordant types. This interpretation is not shared with the northern Oman pods by Augé (1982), Brown (1982), Augé and Roberts (1982) and Christiansen (1982) who favor the cumulative stratiform origin for most pods. Considering the consequences of this debate on the nature of the processes taking place beneath accreting oceanic centers (the downward extension of crustal magma chambers and the importance of plastic flow in the transition zone) we wish to describe a few pods cropping out in the Maqsad area (Sumail massif) which also has a great chromite potential. In particular, we will present a pod which is, with that of Kizilyuksek Tepe in Turkey (Rahgoshay et al. 1981), the only one for which indisputable proof of a cumulative stratiform origin can be provided. We will contrast it with the numerous concordant pods cropping out in the same area. Through a rapid description of two other peculiar pods discovered in the same area, this will bring new information on the dynamic processes implied in the formation of chromite pods.

Regional setting

The Oman ophiolite is the largest piece of oceanic lithosphere exposed on land and probably one of the best preserved, thanks to the absence of collision features. It is

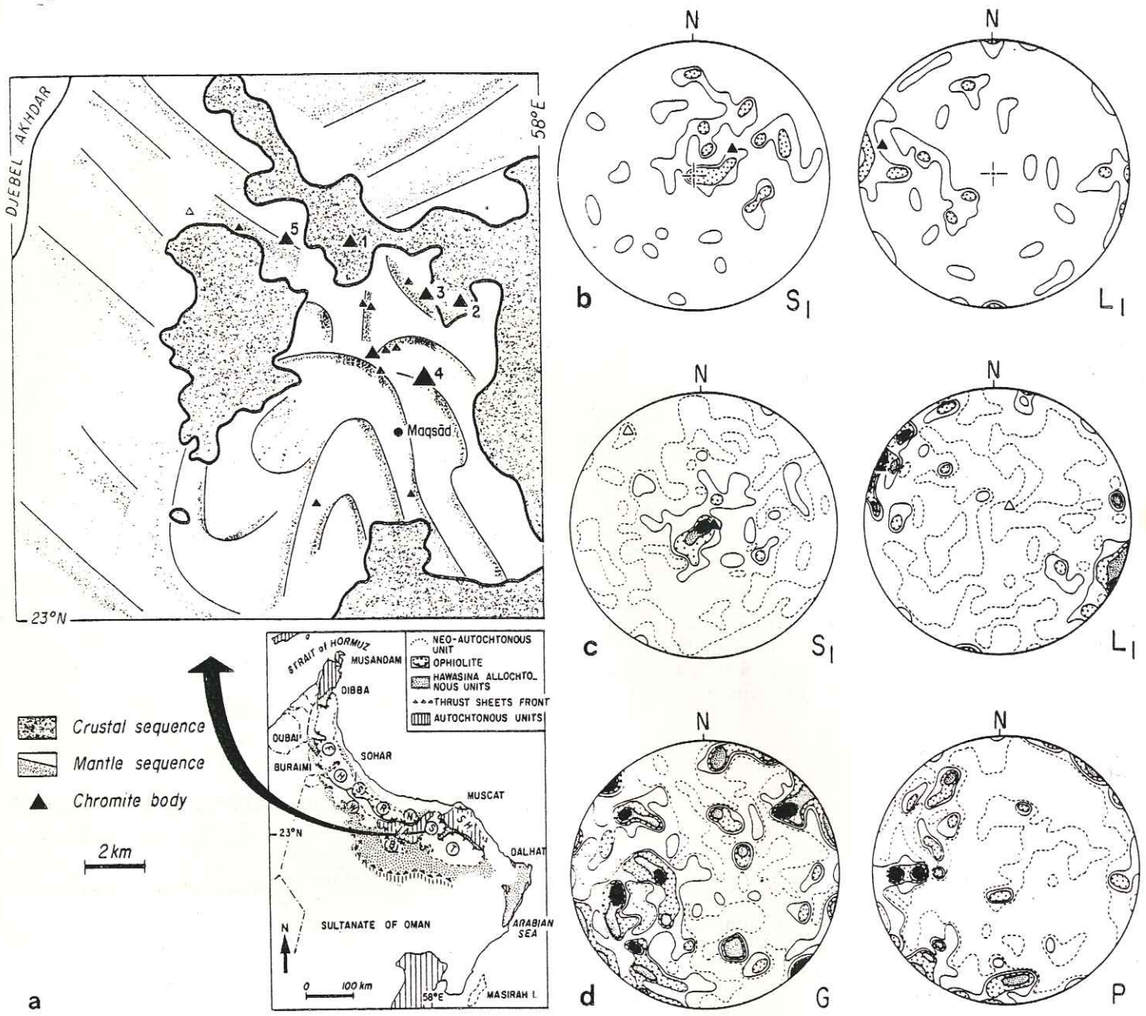


Fig. 1. **a** Map of the Maqsad area. The curved lines inside the mantle sequence are foliation trajectories; shadows indicate the dip of the foliation planes. The size of each black triangle is roughly proportional to the size of the chromite body; small ones = decametric extension, biggest one = plurihectometric extension. Open triangle = zone of high concentration of chromite floats. **b** Stereonet of high-temperature foliations (S1) and lineations (L1) in the mantle sequence of the Maqsad area. 49 measurements; contours 2% and 4%; equal-area projection, lower hemisphere. **c** Stereonet of high-temperature foliations (S1) and lineations (L1) in the mantle sequence of the entire Sumail massif. 217 measurements; contours at 0.9%, 1.8%, 2.7%, 3.7% and 4.2%; equal-area projection, lower hemisphere. **d** Stereonet of gabbro (G) and pyroxenite (P) dikes for the entire massif: 457 and 139 measurements, respectively and contours at 0.43%, 0.87%, 1.31%, 1.97%, 2.40% and 0.7%, 1.4%, 2.16%, 3.60%, 5.04%, respectively

a Cretaceous fragment of the now vanished Tethys ocean obducted on the Arabian continental margin during the Maestrichtian (Coleman, 1981).

The Maqsad area belongs to the Sumail massif in the southern part of the ophiolite (Fig. 1 a). Since the geological mapping of Glennie et al. (1973, 1974) this massif has not been the object of any publication. The massif comprises a nearly complete ophiolitic sequence: the peridotites of the mantle sequence are comformably (excluding some late and local décollements) overlain by the crustal sequence comprising, from the base to the top, well-layered cumulate rocks of essentially gabbroic composition, isotropic gabbros and a sheeted dyke complex striking NW-SE. The lithological contacts are subhorizontal and dip slightly to the east. The transition zone between mantle and crustal sequences comprises massive dunites below a banded unit where gabbro sills alternate with dunites and grade upward into layered cumulates. The transition zone is here remarkably well developed, although in a very discontinuous fashion its thickness ranges from a few tens of meters to several hundreds of meters.

The Sumail massif and especially the Maqsad area are characterized by an exceptional magmatic activity compared to the other massifs. This is deduced from the number of dikes of pyroxenite, gabbro and diabase cross-cutting the mantle sequence (Fig. 1 d), the remarkable development mentioned above of the transition zone between the mantle and the crustal sequence and the abundance of chromite pods, some of them displaying quite unusual structures.

The pattern of plastic-flow structures in the mantle sequence of the Maqsad area is unusual (Fig. 1 a, b): the foliation and lineation locally dip at high angle with respect to the paleo-Moho and the foliation trajectories are curved. This pattern contrasts with that for the rest of the Sumail massif (Fig. 1 c, unpublished maps) and of northern massifs (unpublished data) where the plastic flow is subhorizontal and homogeneous over distances of hundreds of kilometers.

Chromite pod occurrences

The pods studied in the Maqsad district are located in Fig. 1 a. Earlier chromite prospection has discovered many more occurrences, emphasizing the mining potential of this district.

Concordant pods

All pods, except those labeled 1, 2 and 3 are located within the harzburgitic mantle sequence and are concordant or rarely subconcordant (Cassard et al. 1981). They include the large pod 4 we discovered in 1983. It crops out discontinuously over at least 300 m with an average thickness of 5 m of massive and disseminated ore. Another pod (5) is briefly described now as being typical of a concordant pods.

In an area 150 × 100 m, three sets of meter-thick lenses have been recognized extending over a few tens of meters. Figure 2 a is a map of the largest lenses, and Fig. 2 b shows that the attitudes of the lenses, their internal layering and the foliation in the surrounding dunites and harzburgites are all parallel. Similarly, the elongation lineations in the ore (olivine-occluded spindles and normals to pull-apart fractures) are parallel to the spinel lineation in country rocks. Measurements in silicate-occluded spindles contained in massive chromitites give the average ratios of $X/Y = 3.75$ and $Z/Y = 0.25$. The olivine-preferred orientation has been measured in a dunite from the pod vicinity (Fig. 2 c). It is typical both of high-temperature plastic deformation with [100] (010) as the dominant slip system and of very large strain (strong point maxima and presence of a small obliquity between the crystallographic axes and the structural frame). The high-temperature conditions are further confirmed by the well-recovered microstructure of olivine (Nicolas and Poirier, 1976).

Figures 2 d and e show typical massive and silicate-occluded chromite microstructures with corrosion of chromite along the pulled apart fractures. Poekilitic clinopyroxene locally fills these fractures. This corrosion is contemporaneous to the pulling apart and therefore with the plastic flow responsible for it. It is ascribed to the magma still soaking at that time the newly formed pod (Lago et al. 1982), and it is thought to play an active role in deformation through solution-precipitation creep (Nicolas et al., submitted).

Stratiform chromite body

In the mantle section below this chromite body (1 in Fig. 1), the large plastic deformation of harzburgites decays rapidly upsection over a few tens of meters; the overlying cumulate gabbros with beautiful graded bedding extend over less than 100 m. They grade upward into a large dunitic lens interstratified within the gabbros (Fig. 3 a, c). The pod crops out within the dunite lens 80–100 m above its base. It caps a steep ridge with a visible vertical extension of about 50 m. The layering is horizontal or gently undulated, except for a few meters at the basal contact (Fig. 3 b, c); the layering in the surrounding cumulates and the foliation in the underlying harzburgites are absolutely horizontal (Fig. 3 c).

A log (Fig. 3 b) in the lower part of the chromite body illustrates the variety of textures which grade into each other and define a gross layering. These textures (Fig. 3 d, e and g) contrast sharply with those of concordant pods (Fig. 2 d, e) and on the other hand match those of stratiform complexes (Fig. 3 f). The massive ore here is never truly massive but composed of tightly packed, small, euhedral chromite crystals, locally immersed in poekilitic clinopyroxene and more rarely in feldspar. Neither pull-apart nor corrosion features are observed. The most remarkable texture is the orbicular ore (Fig. 3 e) grading into an olivine-occluded ore (Fig. 3 g) with locally spherical coating of chromite grains enclosing olivine balls. These balls can be polymineralic. Like in the Stillwater complex (Jackson 1961), the sequential analysis shows cusp textures at the base of the chromite layers and the growth of olivine at the top of a sequence as a consequence of reaction with fresh magma (Fig. 3 d).

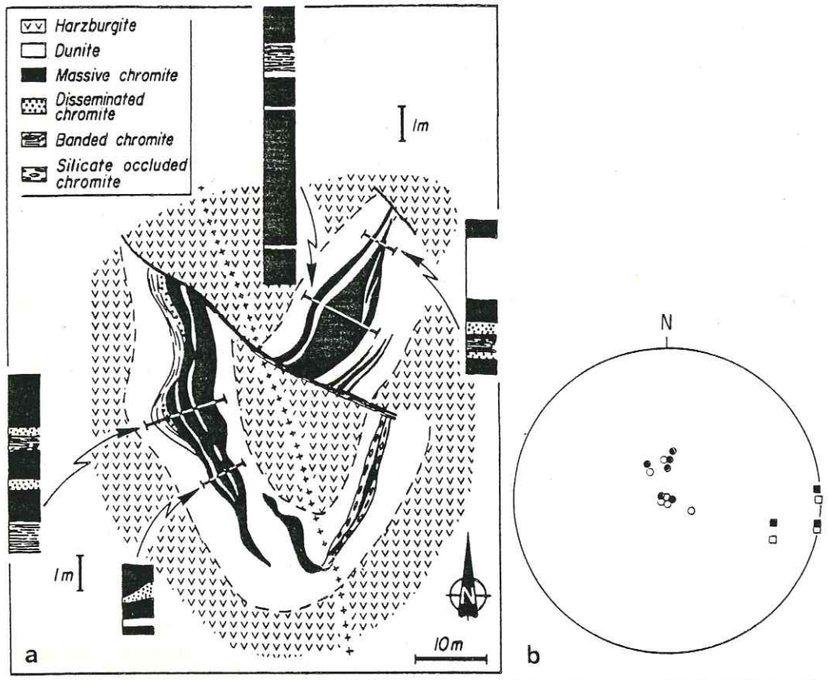
No trace of deformation is recorded in conformity with olivine-fabric data obtained in a dunite layer. This fabric (Fig. 3 h), which matches one obtained in a Stillwater dunite (Fig. 3 i), is very weak and can be ascribed to a cumulative process. The aspect ratio in the settling olivine crystals would be such that their long axis is parallel to [001].

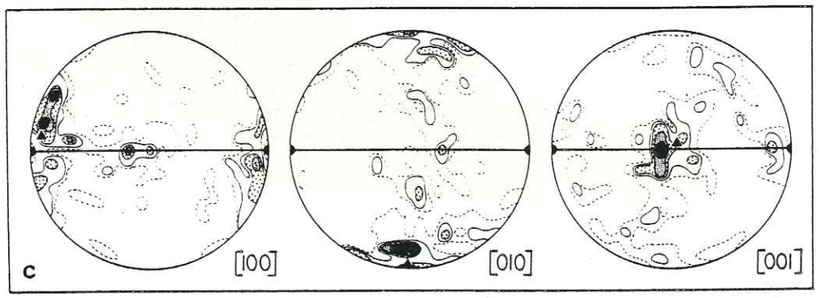
Diffuse discordant pod

This cromite pod (3 in Fig. 1 a) is located in the dunites of the transition zone above the tectonic harzburgites and below the cumulate gabbros. These dunites are locally a few hundreds of meters thick, and the pod is located about 100 m above the harzburgite-dunite transition.

The shape of the pod cannot be delineated accurately because its contact with sterile dunite is diffuse; the disseminated ore becomes progressively poorer and poorer outward and the chromite schlierens less and less abundant. It seems to be crudely spoon-shaped with a probable E-W elongation, that is parallel to the measured lineations (Fig. 4 a). Its vertical and N-S extensions are in the range of 200 m.

Anastomosed chromite-rich dikes are intruded in the central part of the pod following a steep E-W direction. They are parallel to numerous gabbroic, troctolitic and dunitic dikes (Fig. 4 a). They are irregularly shaped and range in thickness from 0.5–2 m, terminating locally into a swarm of chromite schlierens. They are composed of chains of euhedral chromite grains, tightly packed together with a clinopyroxene-plagioclase matrix. They grade abruptly into their dunite walls or into gabbros.





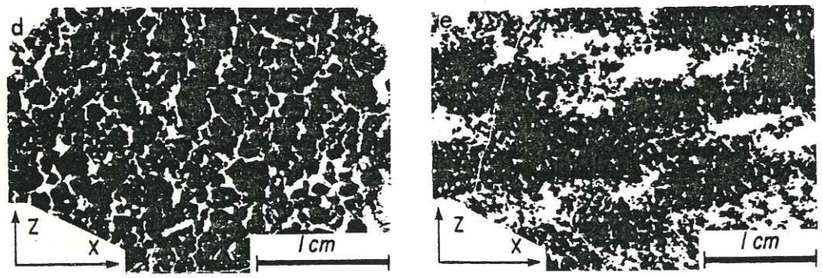


Fig. 2. **a** Map of a typical concordant pod (5 on Fig. 1a) which caps a small ridge (crosses = ridge crest). **b** Orientation of structural elements in the pod and in the surrounding dunites and harzburgites. Full circles = foliations, layering and lens limits in chromitite. Full squares = associated lineations. Open circles = foliations in surrounding dunites and harzburgites. Open squares = associated lineations. Equal-area projection, lower hemisphere. **c** Preferred orientation of olivine crystallographic axes in the surrounding dunite. 100 measurements; contours at 1%, 2%, 3%, 4% and 5%; equal-area projection, lower hemisphere. Full triangle best computed axis. EW solid line = trace of the foliation plane. Solid dot = lineation. **d** Photomicrograph of massive chromite ore (transmitted natural light). X = lineation; Z = normal to foliation

The ore texture is either disseminated with millimeter-sized chromite grains, olivine-occluded or brecciated by an irregular network of chromite schlierens. The ore contains 30%–50% chromite in the center of the pod and grades outward to less than 10%. The olivine nodules in the occluded ore are locally oriented, but on the outcrop scale have a contorted pattern. However, an overall orientation of nodules and schlierens appears in Fig. 4a. The olivine nodules are polymineralic. The chromite grains forming their matrix tend to be euhedral. They are commonly cemented by clinopyroxene and feldspar and contain numerous inclusions mainly of clinopyroxene.

The base of the pod has suffered plastic deformation as shown by the shape of the olivine nodules (Fig. 4b) and the olivine fabric (Fig. 4c) in the surrounding dunites; X/Y/Z ratios indicate a shear strain γ of about 2, which is weaker than the deformation recorded by the concordant pods lower in the sequence. This pod lies in the narrow

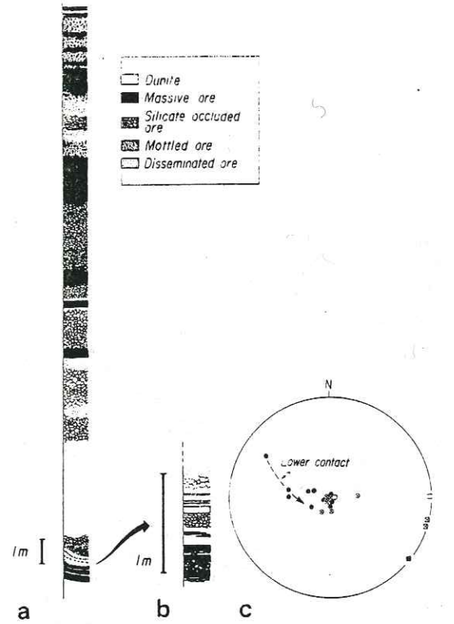
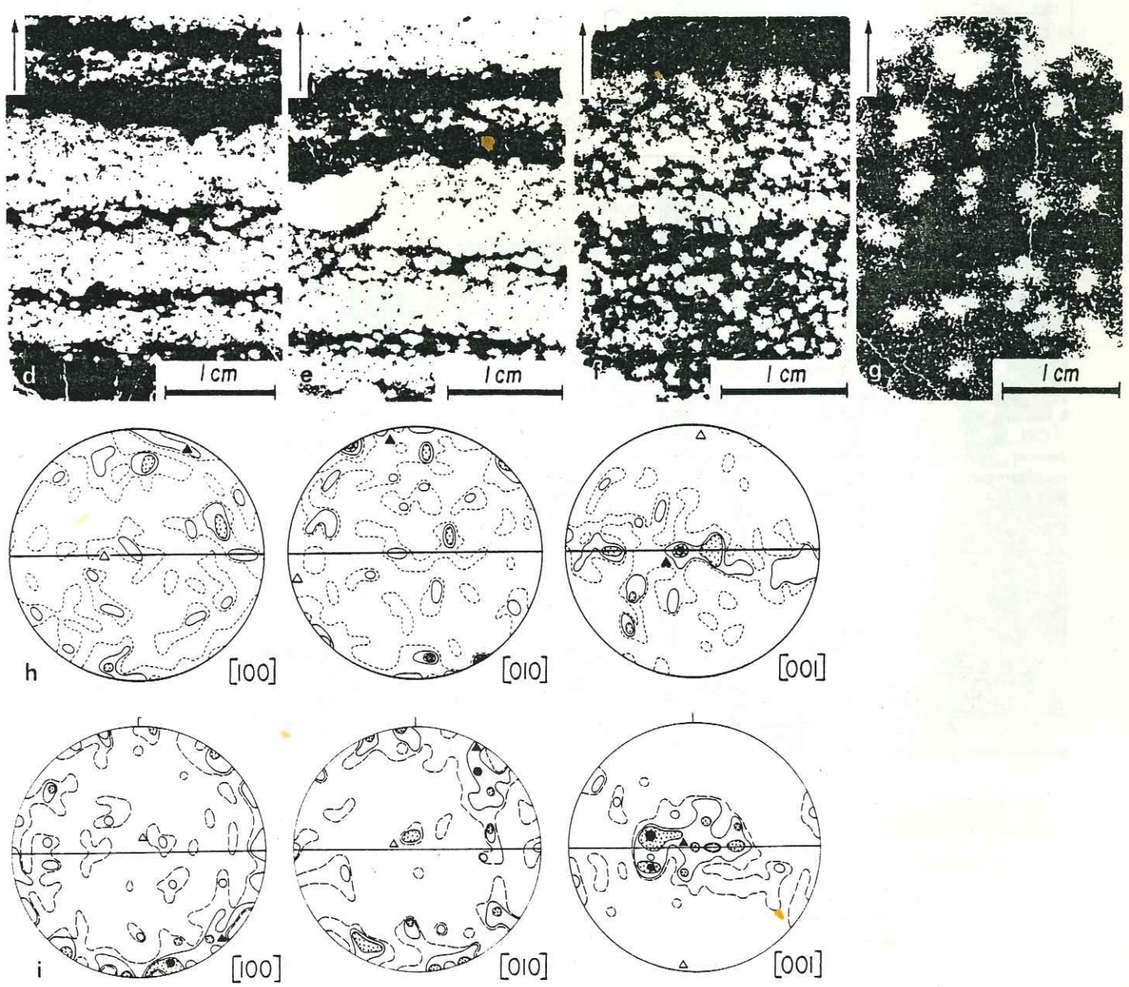


Fig. 3. **a** Drawing of the stratiform chromite ore body (1) showing the parallelism between chromitite lenses and layering in the cumulative sequence (background). **b** Log in the lower part of the body. **c** Orientation of structural elements. Full circles = layering in chromitite. Full squares = associated lineation. Open circles = cumulus plane in dunite. Open squares = associated lineation. Crossed circles = layering in surrounding cumulate sequence. Crossed squares = associated lineations. (d, e, f, g) Photomicrographs, transmitted natural light, arrow pointing upsection. **d** Cusp texture at the base of a chromite layer. **e** Orbicular texture (left edge). **g** Silicate-occluded texture. **f** For comparison, typical texture from the stratiform Stillwater complex. **h** Olivine crystallographic orientation in a dunite layer from the chromite body. 100 measurements, contours at 1%, 2%, 3%, 4% and 5%; equal-area projection, lower hemisphere. EW line = trace of cumulus plane. **i** Olivine crystallographic orientation in a dunite from Stillwater complex. 100 measurements, contours at 1%, 2%, 3%, 4% and 5%; equal-area projection, lower hemisphere. EW line = trace of cumulus plane



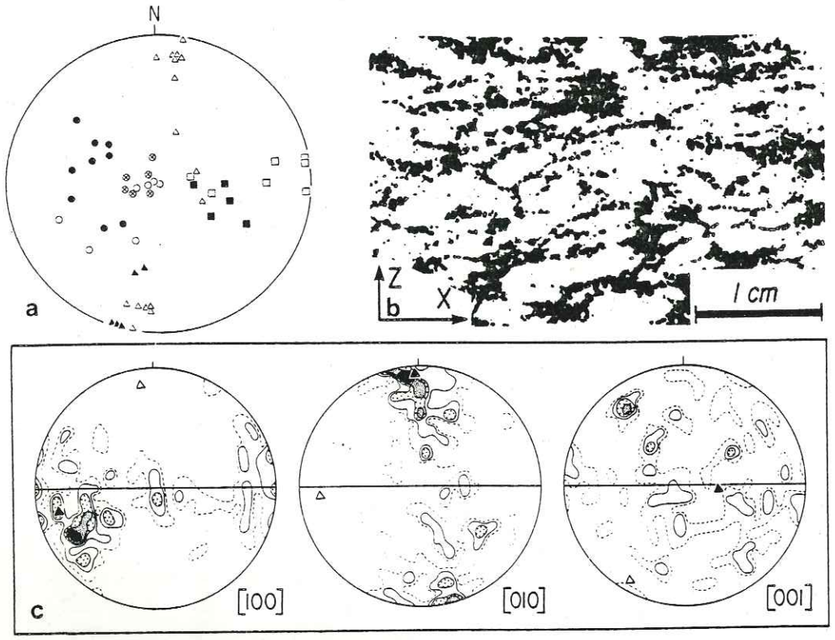


Fig. 4. a Diffuse discordant pod (3). Orientation of structural elements. Solid circles = chromite schlieren in ore body. Solid squares = associated lineations. Open circles = foliations in surrounding dunite. Open squares = associated lineations. Crossed circles = layering planes in overlying cumulate sequence. Full triangles = chromitite dikes. Open triangles = pyroxenite and gabbro dikes crosscutting the orebody. Equal-area projection, lower hemisphere. **b** Photomicrograph of the deformed silicate-occluded texture. (natural transmitted light). **c** Crystallographic orientation of olivine in a dunit from the base of the pod. 100 measurements; contours at 1%, 2%, 3%, 4% and 5%; equal-area projection, lower hemisphere

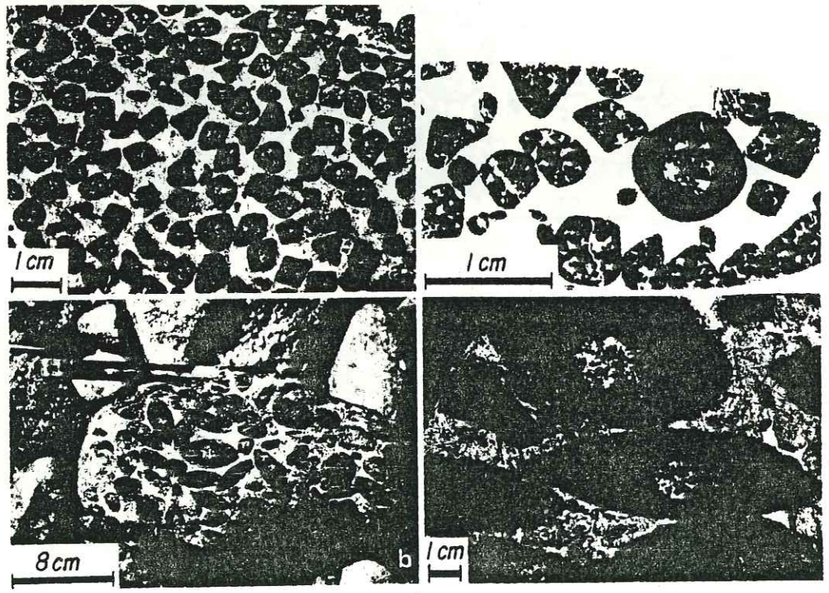


Fig. 5a and b. Orbicular-nodular chromite pod 2. **a** Orbicular textures. **b** Nodular textures

zone where the plastic deformation falls rapidly upsection from very high values to zero.

Nodular chromite pod

This is a lens-shaped body lying in the transition zone just above the level of plastic deformation. The host rock is a dunite including numerous gabbro and plagioclasite lenses and dikes. The pod extends over a few tens of meters and is slightly elongated in the vertical direction.

The ore has cube-shaped and coarse spindle-shaped nodular textures (Fig. 5). The spindle-textured ore fills a meter-sized, vertically elongated pocket inside the pod, otherwise made essentially of cube-textured ore. On a specimen scale, the spindles frequently have a common orientation, but it does not persist laterally over distances greater than one meter. The average plane of packing is close to the horizontal.

The cube-shaped nodules are made of chromite, olivine, clinopyroxene and plagioclase grains; the cube edges are often underlined by a rim of pure chromite. The cube size ranges from a few millimeters to a few centimeters. They are close-packed, sometimes imprinting each other. The matrix is made mostly of olivine sometimes forming big oikocrysts enclosing a few chromite nodules and, to a minor extent, of clinopyroxene and plagioclase.

The spindle-shaped nodules have grown from the cube-shaped ones. Outside the nucleus, the nodules are made of nearly 100% chromite. They are close-packed and frequently slightly flattened. The original shape of the spindles is nevertheless beautifully preserved. The matrix between the nodules is identical to that of the orbicular ore.

The most striking textural particularity of this ore lies in the shapes of the nodules. Understanding the origin of this unusual ore would require a specific study. Nevertheless, we can assume that the formation of the ore has taken place within a vertical channel in the dunites of the transition zone above the level of plastic deformation, and that the shape, size and concentration of the chromite nodules were controlled by hydrodynamic processes with a very active magma circulation.

Discussion

The Maqsad district with its abundance and variety of chromite bodies contributes to several problems pertaining to chromite origin and the activity of accreting oceanic centers.

Origin of stratiform chromite pods and of layered structures in the transition zone

The discovery of an authentic, cumulative, stratiform chromite deposit above the concordant bodies makes it possible to emphasize some major structural differences between them and hopefully to assess the status of the concordant pods as proposed by Cassard et al. (1981).

The stratiform body lies entirely within the mafic cumulate sequence and is surrounded by a large dunite body (~100 m is vertical extension). It is entirely devoid of deformation, and its structures are parallel to those of the cumulates. On the other hand, the concordant bodies lie either in the transition zone or more commonly in the uppermost harzburgites. They are strongly deformed, and their foliation and lineation are parallel to those of the enclosing tectonic peridotites.

The chromite textures and their sequential evolution in the stratiform body (Fig. 3 d) match those described in the Stillwater complex (Fig. 3 f). They contrast sharply with those of discordant bodies (Fig. 2 d, e) and would rather compare with the textures of discordant pods, although the latter reflect a more dynamic magmatic sedimentation (Cassard et al. 1981).

Finally, the fabrics in the associated dunites are very different. They correspond to an apposition process in the case of the stratiform body (Fig. 3 h), as in the case of Stillwater (Fig. 3 i), and to a very large high-temperature plastic flow in the concordant body (Fig. 2 c).

Dynamic processes in chromite pods: origin of orbicular textures

The study of the diffuse discordant pod (3) has brought new insight on the magmatic processes accompanying chromite formation. Three facts are relevant in this regard:

1. The most massive chromite fills the dikes whose common orientation (Fig. 4 a), silicate matrix and lateral

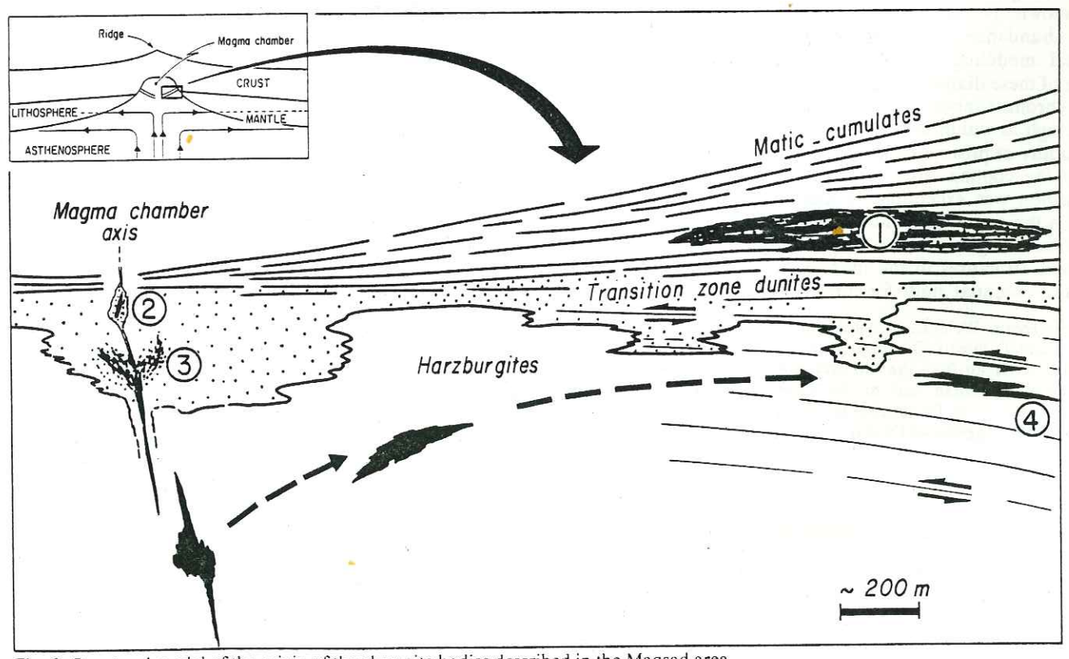


Fig. 6. Structural model of the origin of the chromite bodies described in the Maqsad area

continuity with gabbro dikes demonstrate that they were channels borrowed from a basaltic magma also carrying and locally concentrating chromite (Lago et al. 1982).

2. The ore concentration is zonally distributed in relation to these dikes. This suggests that the pod was formed by soaking the country-rock dunites in the chromite-rich magma circulating through the dikes.

3. The ore texture, with an irregular network of schlierens between lumps of dunites close to the dikes and pellets of dunitic fragments in a chromite-olivine-pyroxene matrix (olivine-occluded texture) further away, supports the interpretation of a magmatic impregnation of the country rocks starting from the dikes. When the pellets are size-sorted and oriented, the liquid-suspension stage was evidently attained. Locally, this texture evolves into an orbicular one, best observed in the stratiform pod (Fig. 6) where similar processes seem to occur. We propose that the orbicular texture, whose origin is still debated (Leblanc et al. 1981; Rahgoshay and Juteau 1982), is better explained by these observations. Lumps of dunitic wall rocks would be disaggregated by the invading magma and eroded into pellets during magmatic transport. If deposited at this stage, they produce the olivine-occluded texture. If they first receive a chromite coating while suspended in the magma, they are deposited as orbicules.

Model for the origin of chromite pods in Maqsad district

Figure 6 is a sketch illustrating the possible origin of the four pods considered in relation to the magmatic and tectonic events taking place at the mantle-crust interface of an accreting oceanic center. In keeping with Nicolas and Violette's model (1982) the Maqsad area appears clearly to be located above a former asthenospheric diapir, whose partial melting feeds a segment of accreting oceanic crust. This is shown by the local plastic-flow pattern (Fig. 1 a) and the abundance of mafic dikes in the mantle section. Numerical modeling (Rabinowicz et al. 1984) fixes the diameter of these diapirs at ~ 20 km.

The chromite abundance and its exceptional occurrence as high as within the cumulate section indicate that a large quantity of pristine magma was delivered to this area, and that the cooling front responsible for the chromite crystallization was exceptionally high, standing temporarily within the crust rather than within the transition zone. Both inferences agree with the diapir model.

Diapiric structures in the mantle section of ophiolites constitute a potential guide for chromite prospection.

Acknowledgements. We wish to thank our coworkers in the field F. Boudier and T. Juteau. This study was made possible thanks to the facilities in Oman from the Ministry of Mines and Petroleum and Elf-Aquitaine-Oman and to the financial support of the Centre National de la Recherche Scientifique (ATP G.G.O. of CNRS et ATP Simogenèse of INAG).

References

Augé, T.: Etude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Nord Oman. Relations entre les chromitites, comparaison avec deux complexes d'Arabie Saoudite. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Orléans, 255 p. (1982)

Augé, T., Roberts, S.: Petrology and geochemistry of some chromitiferous bodies within the Oman ophiolite. Ofioliti (2/3): 133–154 (1982)

Brown, M.A.: Chromite deposits and their ultramafic host rocks in the Oman ophiolite. Ph.D., The Open University, 264 p. (1982)

Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Leblanc, M., Rabinovitch, M., Prinzhofer, A., Routhier, P.: Structural classification of chromite pods from New Caledonia. Economic Geology 76: 805–831 (1981)

Christiansen, F.: Structural analysis of some ophiolitic chromites in Sultanate of Oman. Ofioliti 2/3: 221–230

Coleman, R.G.: Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res. 86, B4, 2497–2508 (1981)

Glennie, K.W., Boeuf, B.G.A, Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., Reinhard, T.M.: Late Cretaceous nappes in the Oman mountains and their geologic evolution. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57/1: 5–27 (1973)

Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., Reinhardt B.M.: Geology of the Oman mountains. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Deel 31 (1974)

Jackson, E.D.: Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. Geological Survey Professional Paper 358, U.S. Government Printing Office, Washington, 106 p (1961)

Lago, B.L., Rabinowicz, M., Nicolas, A.: Podiform chromite ore bodies: a genetic model. J. Petrol. 23: 103–125 (1982)

Leblanc, M., Cassard, D., Juteau, T.: Cristallisation et deformation des orbicules de chromite. Mineralium Deposita, 16: 269–282 (1981)

Misseri, M.: Structures des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman): lithosphere d'arc insulaire, lithosphere océanique. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Nantes, 167 p. (1982)

Nicolas, A., Boudier, F., Bouchez, J.L.: Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. American Journal of Sciences, 280 A: 192–210 (1980)

Nicolas, A., Poirier, J.P.: Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks. J. Wiley & Sons, 444 p. (1976)

Nicolas, A., Prinzhofer, A.: Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. J. Petrology 24, 2: p. 188–206 (1983)

Nicolas, A., Violette, J.F.: Mantle flow beneath oceanic ridges: models derived from ophiolites. Tectonophysics 81: 319–339 (1982)

Nicolas, A., Secher, D., Doukhan, J.C., Doukhan, N.: Solution-precipitation creep in chromites from ophiolites. Contr. Min. Petr. (submitted)

Rabinowicz, M., Nicolas, A., Vigneresse, J.L.: A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. Earth Plan. Sc. Lett. 67: 97–108 (1984)

Rahgoshay, M., Juteau, T., Whitechurch, H.: Kizilyuksek Tépé: un gisement exceptionnel de chromite stratiforme dans un complexe ophiolitique (massif de Pozanti-Karsanti, Taurus, Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris, 293, II: p. 765–770 (1981)

Rahgoshay, M., Juteau, T.: Nouvelles observations sur des chromites nodulaires et orbiculaires dans les gisements podiformes ophiolitiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 295, II: p. 225–230 (1982)

Violette, J.F.: Structures des ophiolites des Philippines (Zambalès et Palawan) et de Chypre. Ecoulement asthénosphérique sous les zones d'expansion océaniques. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Nantes, 152 p. (1980)

Received: November 6, 1984
Accepted: January 9, 1985

TROISIEME PARTIE

SYNTHESE REGIONALE

CHAPITRE 4

DONNEES CHRONOLOGIQUES

Les données radiochronologiques et biostratigraphiques, reprises dans les tables 4.1 et 5.1, permettent de dater les diverses étapes de l'histoire de l'ophiolite d'Oman: la formation du bassin de Hawasina, la création de l'ophiolite, le charriage intra-océanique et l'obduction sur la marge arabe. Nous avons utilisé les tables de Harland et al. (1982) pour la correspondance entre les âges biostratigraphiques et les âges absolus.

4.1. Formation du bassin d'Hawasina : rifting et océanisation

En l'absence d'évidence directe comme l'inclusion de fragments ophiolitiques dans les formations de **Hawasina**, l'âge de l'océanisation de ce bassin ne peut être déterminé avec grande certitude. La géologie régionale nous permet toutefois de fixer certaines bornes.

Les sédiments d'**Hawasina** se déposèrent durant l'intervalle Permien moyen (∿ 260 Ma) à Cénomanien (∿ 95 Ma) (Glennie et al., 1973, 1974). La limite Trias/Jurassique (∿ 210 Ma) est marquée par un changement très net des conditions de sédimentation au sein du bassin (Glennie et al., 1973 et 1974; Graham, 1980). Les seuls dépôts permiens à nous être parvenus sont des calcaires récifaux ("permian exotics") dont on suppose qu'ils se développèrent sur des horsts continentaux (Searle et Graham, 1982). Durant le Trias, les dépôts sont constitués de sédiments détritiques mal classés et peu évolués provenant de l'érosion d'un socle continental. La sédimentation est irrégulière; les variations latérales d'épaisseur, brutales et importantes. L'origine des dépôts détritiques se situe aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest. Des calcaires récifaux du Trias terminal ("triassic exotics") coiffent des édifices volcaniques subsidents (**Haybi** volcanics, Searle et Graham, 1982; Searle et al., 1980).

A la fin du Trias, la plate-forme arabe est affectée par une régression régionale (discontinuité "Pré-Marrat", Murris, 1980); en Oman, elle est marquée par des niveaux de grès ferrugineux (Glennie et al., 1974). Elle traduit un bombement régional de la plate-forme particulièrement marqué au niveau du Qatar (érosion, lacunes,...), 200 km au Nord des montagnes d'Oman, dans l'axe de la chaîne. Survenu durant le Norien-Rhétien (∿ 225 - ∿ 213 Ma), ce bombement est exactement contemporain d'émissions massives de laves alcalines dans le bassin d'**Hawasina** (fig. 4.1.a). C'est le volcanisme de **Haybi** dont l'apogée se situe aux alentours de 218 Ma (table 5.1) (Lippard et Rex, 1982). Ces laves ont une signature géochimique qui les apparente au volcanisme des zones de rifting continental (Searle et al., 1980).

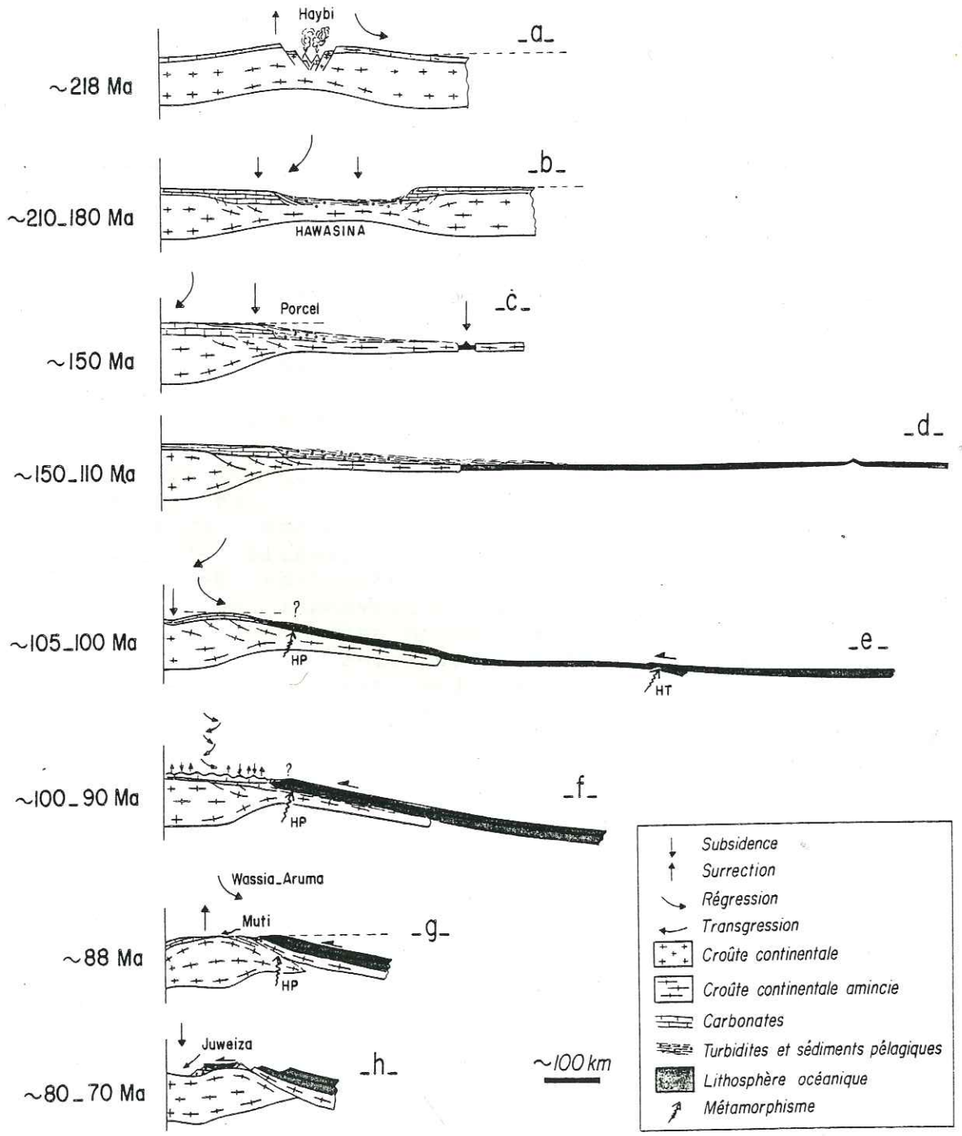


fig. 4.1. Evolution du bassin de Hawasina et de la marge arabe durant le Mésozoïque. Discussion voir texte.

LITHOLOGICAL UNIT	METHOD	AGES	REFERENCES
HAGAR supergroup. Subsident carbonate shelf. Autochthonous basement.		Mid-Permian (≈260 Ma) to Cenomanian (≈95 Ma)	Glennie et al. (1974)
HAWASINA formations. Continental slope and abyssal sediments; reefal limestones. Thrust sheets above Hagar.			
MUTI formation. Marls and shales, conglomerates with reworked fragments of Hagar. Uppermost autochthonous.	biostratigraphy	Coniacian (≈88 Ma) to Campanian (≈80 Ma)	
JUWEIZA formation. Clastics and conglomerates with reworked fragments of Hawasina and ophiolitic lithologies.		Campano-Maestrichtian (≈80 to ≈70 Ma)	Murris (1980)
Base of HAYBI Volcanics. Alkali basalts associated with Hawasina. Fizh massif.		233 ± 9 to 200 ± 8 Ma clustering around 218 Ma	
Alkali sills intrusive in Haybi and Hawasina. Northern massifs.	K/Ar on biotite	162 ± 6 to 92 ± 4 Ma no clustering	Lippard and Rex (1982)
Alkali tuff in Hawasina Mélange.		96 ± 4 Ma	
Ophiolitic cumulate gabbros.			
Wadi Tayin massif	Sm/Nd on plagio. and clinopyroxene	128 ± 20 and 150 ± 40 Ma	
Fizh massif		100 ± 20 Ma	McCulloch et al. (1981)
Sumail massif	K/Ar on amphibole	99.0 ± 7.0 Ma	Montigny (unpub. data)
Plagiogranites intrusive in high crustal levels. All range of the ophiolite.	U/Pb on Zircon	93.5 to 97.9 Ma strong clustering at 95 Ma	Tilton et al. (1981)
K-granite intrusive in the ophiolite.	K/Ar on biotite	≈85 Ma	Browning and Smewing (1981)
Amphibole gabbros intrusive in the mantle peridotites.			
Wadi Tayin massif	K/Ar on amphibole	103 ± 8 and 114 ± 9 Ma	Montigny (unpub. data)
Sarami massif		80.7 ± 6.0 Ma	
GEOTIMES (axis) volcanic unit).	biostratigraphy of interbedded sediments	Early Cenomanian (≈97 Ma)	
ALLEY (off-axis) volcanic unit.		Early Cenomanian (≈97 Ma) to Early Turonian (≈91 Ma)	Tippit et al. (1981)
High-grade metamorphic sole			
Wadi Tayin massif		89.2 ± 2 and 96.5 ± 5.7 Ma 97.0 ± 3 Ma	Lanphere (1981) Montigny (unpub. data)
Sumail massif		98 ± 3 and 93 ± 3 Ma	
Haylayn massif		98 ± 3, 97.5 ± 4.0 and 96 ± 5 Ma	Boudier et al. (1985) and
Wadi Haybi area	K/Ar on amphibole	95 ± 4 and 96 ± 3 Ma	Montigny (unpub. data)
Wadi Ahyn area		99.7 ± 5.0 Ma	
Wadi Jizi area		95 ± 4 Ma	
Jebel Sumeini area		101 ± 4, 100 ± 5, 99.2 ± 3 and 97.5 ± 3.5 Ma	
Masafi area		105 ± 2 to 97.6 ± 2 Ma	Moody (1974)
Greenschist metamorphic sole (Northern Oman mountains)	K/Ar on muscovite	85 ± 5 Ma	Allemann and Peters (1972)
	K/Ar on biotite	83 ± 5 Ma	
Low-grade metamorphic sole			
Wadi tayin massif	K/Ar on phyllites	76.0 ± 2.0, 80.9 ± 1.3 and 70.8 ± 8.6 Ma	Lanphere (1981)
Haylayn massif	K/Ar on amphibole	77 ± 3, 79.5 ± 2.5 and 81 ± 4 Ma	Montigny (unpub. data)
Eclogite from the autochthonous basement. Saih-Hatat.	K/Ar on phengite	89.3 ± 3, 111 ± 3 and 131 ± 4 Ma	Montigny (unpub. data)
	K/Ar on glaucophane	75.7 ± 6.0, 78.9 ± 4.0 and 103 ± 4 Ma	
Blue schists from the autochthonous basement. Saih-Hatat.	K/Ar on phengite	80 ± 2, 88 ± 3, 100 ± 4 and 101 ± 4 Ma	Boudier et al. (1985)
	K/Ar on glaucophane	68 ± 12 Ma	
Neo-autochthonous sediments. Shallow water limestones.	biostratigraphy	Mid-Maestrichtien (≈70 Ma) to Early Miocene (≈20 Ma)	Glennie et al. (1974)

Table 4.1. Données chronologiques.

L'émersion triasique est suivie, dès le Lias, d'une transgression régionale marquée par l'extension des faciès carbonatés à l'ensemble de la plate-forme arabe (Murris, 1980) (fig. 4.1.b). Cette subsidence est marquée, en Oman, par la mort des récifs coiffant les édifices volcaniques de Haybi (Searle et Graham, 1982). Ce régime de plate-forme subsidente se maintiendra jusqu'à l'Albien. Durant le Jurassique et jusqu'au Cénomanien, la sédimentation, beaucoup plus régulière, traduit un approfondissement progressif et un élargissement du bassin d'Hawasina. Ce sont des turbidites aux relations proximales/distales clairement marquées indiquant un apport détritique depuis une source située à l'Ouest. Les faciès abyssaux sont abondants. L'analogie avec la marge continentale passive atlantique est classiquement proposée pour cette étape de l'histoire du bassin d'Hawasina.

Bombement initial et subsidence "post-rifting" sont deux étapes de la formation des bassins d'extension prévues par les modèles thermo-mécaniques et dynamiques (Alvarez et al., 1984; Keen, 1985). L'ampleur et la durée du bombement initial calculées par ces modèles dépendent trop des conditions aux limites et des valeurs assignées à différents paramètres pour pouvoir être appliquées précisément à des situations naturelles. Keen (1985) admet néanmoins qu'un bombement régional de quelques centaines de mètres d'amplitude affectant une surface de 1000 km de diamètre et se maintenant durant quelques millions d'années sont des ordres de grandeur parfaitement plausibles.

Les observations géologiques énoncées ci-dessus s'accordent donc pour assigner un âge approximatif de 210 Ma à la fin de la phase initiale de rifting ayant préludé à l'océanisation du bassin de Hawasina. Toutefois, le début de la subsidence généralisée n'est pas nécessairement contemporain de l'océanisation. Une étape intermédiaire durant laquelle le soubassement du bassin sédimentaire est constitué par de la croûte continentale amincie (d'un facteur pouvant atteindre 5) est souvent envisagée (McKenzie, 1978; Le Pichon et al., 1982; Jemsek et al., 1985). Le Pichon et al. (1982) montrent que des bassins de ce type peuvent atteindre 400 km de large avant que l'océanisation ne débute. Prenant une vitesse d'expansion de 1 cm/an, probablement élevée pour cette étape de la vie d'un bassin, on trouve que le délai entre la fin du rifting proprement dit et l'océanisation peut être de plus de 40 Ma.

Après l'épisode de **Haybi**, une activité volcanique alcaline persiste de façon diffuse tout au long de l'histoire du bassin d'Hawasina (Lippard et Rex, 1982). Elle se manifeste principalement sous forme de filons intrusifs dans les formations sédimentaires ou dans les volcanites de **Haybi** elles-mêmes. Les études géochimiques de Lippard (1984) ne permettent pas de leur assigner une signification géodynamique particulière.

Durant le Malm (fig. 4.1.c), aux alentours de 150 Ma, la vitesse de subsidence de la plate-forme arabe augmente sensiblement et la marge continentale régresse de quelques centaines de kilomètres vers l'Ouest (Murris, 1980). En Oman, cet épisode

correspond aux niveaux à porcellanites interstratifiés dans les carbonates de plate-forme du super-groupe de **Hagar** (Glennie et al., 1974); le fond du bassin d'Hawasina se situe, pour un temps, sous la lisocline (Graham, 1980) (table 5.1).

Durant le Crétacé inférieur, la marge continentale progresse à nouveau vers l'Est (fig. 4.1.d). La subsidence accrue de la marge omanaise et du bassin d'Hawasina pourrait correspondre à l'océanisation de ce dernier (Le Pichon et al., 1982).

Pour les discussions ultérieures (chap. 5), nous retiendrons que l'océanisation du bassin d'Hawasina eut lieu en un moment mal défini du Jurassique, peut-être seulement au Malm.

4.2. Formation de l'ophiolite d'Oman

A l'issue des travaux de l'équipe américaine (Coleman et Hopson, 1981), il semblait qu'une réponse précise et définitive avait été apportée à la question de l'âge de formation de l'ophiolite d'Oman. Les âges des **plagiogranites** inclus dans la section crustale des différents massifs se regroupent bien autour de la valeur de 95 Ma, quelle que soit leur provenance géographique (Tilton et al., 1981) (table 5.1). Ces roches étant interprétées comme l'ultime produit de cristallisation de la chambre magmatique (Coleman et Peterman, 1975; Pallister et Hopson, 1981; Pallister et Knight, 1981), leur âge est censé correspondre à < 1 Ma près, à la formation de la croûte elle-même (Sleep, 1975). Ce résultat était corroboré par les âges biostratigraphiques déterminés sur les **sédiments pélagiques** interstratifiés avec les roches volcaniques au toit de l'ophiolite (Cénomanien précoce, ∿97 Ma; Tippit et al., 1981).

Une tentative de datation des **cumulats gabbroïques** de la section crustale par la méthode Sm/Nd fut également effectuée (McCulloch et al., 1981). Des trois âges déterminés, un seul est cohérent avec l'âge des plagiogranites: celui d'un gabbro du massif de Fizh (100 ± 20 Ma). Les âges de deux gabbros du massif de Wadi Tayin sont assez discordants et franchement plus anciens que ceux des plagiogranites (128 ± 20 et 150 ± 40 Ma). Ces discordances furent mises sur le compte des imprécisions inhérentes à la méthode.

En l'absence de données plus discriminantes, on pourrait envisager qu'il existe une différence d'âge entre la formation des massifs du Sud et ceux du Nord. L'absence de grande paléotransformante, interrompant la continuité de l'ophiolite omanaise, rend cependant cette hypothèse peu vraisemblable. D'autre part, un gabbro à amphibole brune provenant de la base de la section cumulative du massif de Sumail, massif méridional, a fourni un âge K/Ar de 99.0 ± 7.0 Ma (Montigny, donnée non publiée).

Depuis, aucune datation radiochronologique des roches de la séquence ophiolitique n'a été publiée. Cependant, plusieurs arguments portent à croire que l'événement daté par l'équipe américaine ne correspond pas à la création de l'ophiolite mais à un épisode magmatique contemporain de son charriage intra-océanique (Nicolas et Ceuleneer, soumis, appendice IV). Premièrement, des datations récentes (§ 4.3, ci-dessous) révèlent sans ambiguïté que le charriage intra-océanique de l'ophiolite d'Oman s'est initié avant 95 Ma, probablement vers 100 Ma, ce qui fixe un âge minimum pour la formation de la croûte. Ensuite, nous avons montré que le charriage intra-océanique s'accompagne de nombreuses injections de magmas différenciés dans toute la section ophiolitique; les plagiogranites datés par Tilton pourraient appartenir à cette famille. Enfin, M. Beurrier (com. pers.) a montré qu'aucun des niveaux de radiolarites datés par Tippit n'était interstratifié avec les laves correspondant à la formation de l'ophiolite. Là encore, c'est un événement postérieur qui fut daté.

Shelton (1984) a tenté de cerner l'âge de l'ophiolite par le biais de mesures paléomagnétiques effectuées sur les formations crustales. Le principe est séduisant : entre 118 Ma et 83 Ma, la terre a connu une longue période magnétique normale; avant cela, les inversions se sont succédées à une cadence très rapide (tous les quelques centaines de milliers à quelques millions d'années); si la croûte océanique s'est formée en période inverse cela signifie que son âge est supérieur à 118 Ma; dans le cas contraire son âge reste indéterminé; les résultats de Shelton sont malheureusement trop contradictoires pour permettre de conclure. Des travaux en cours dans notre laboratoire permettront peut-être d'explorer plus à fond cette voie (thèse de V. Thomas).

On ne dispose ainsi d'aucune détermination directe précise de l'âge de la formation de l'ophiolite d'Oman. Cependant, nos études structurales montrent que le charriage intra-océanique de l'ophiolite s'initia à la dorsale, directement après sa formation (app. III et IV). Elle ne serait donc guère plus ancienne que 100 Ma.

4.3. Charriage intra-océanique de l'ophiolite d'Oman

L'âge de cet événement est contraint par les données radiochronologiques sur les semelles amphibolitiques (table 4.1 et 5.1).

Dans le cadre des travaux de l'équipe américaine, Lanphere (1981) a déterminé l'âge (K/Ar) de deux amphibolites de la semelle du massif de Wadi Tayin (89.2 ± 2.0 et 96.5 ± 5.7 Ma). De ces deux valeurs, seule la première fut considérée comme significative; elle était entachée d'une erreur moindre que la seconde et cadrait mieux avec l'âge présumé de la formation de l'ophiolite (95 Ma, cf. § 4.2).

D'autre part, Moody (1974) rapporte des âges (K/Ar) compris entre 105 et 98 Ma pour les semelles amphibolitiques affleurant

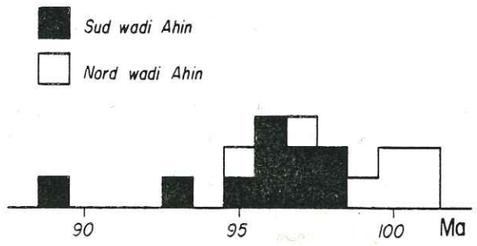


Fig. 4.2. Age des semelles amphibolitiques en fonction de leur position par rapport au wadi Ahin.

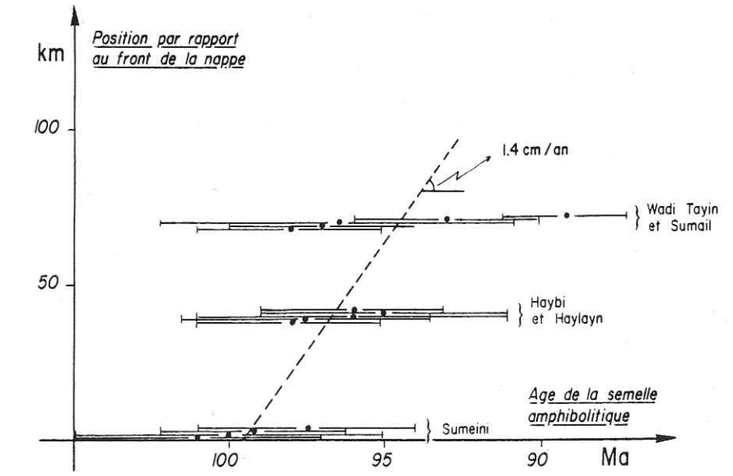


Fig. 4.3. Age des semelles amphibolitiques en fonction de leur position par rapport au front de la nappe.

dans l'extrême Nord des montagnes d'Oman (Emirats arabes).

Nous avons procédé depuis à un échantillonnage exhaustif de la semelle amphibolitique de l'ophiolite tout au long de la chaîne omanaise. Une quinzaine de datations ont été effectuées à l'I.P.G. de Strasbourg par R. Montigny ; elles sont en partie publiées dans Boudier et al. (1985), en partie encore inédites (table 4.1).

L'âge moyen des semelles amphibolitiques d'Oman est de 97.2 Ma. Les semelles des massifs situés au Nord du wadi Ahin sont un peu plus anciennes (> 98 Ma) que celles des massifs situés au Sud de cet accident (<98 Ma) (fig. 4.2.). Cette répartition admet deux interprétations distinctes: (1) le charriage intra-océanique est légèrement plus ancien au Nord (∿ 99.1 Ma) qu'au Sud (∿ 95.5 Ma) de l'accident du wadi Ahin qui se révèle dès lors très précoce; (2) le charriage intra-océanique est strictement simultané tout au long de l'ophiolite, les différences d'âge observées d'un affleurement à l'autre sont à mettre en relation non pas avec leur localisation le long de l'axe de la chaîne mais avec leur position par rapport au front de la nappe (fig. 4.3.). En effet, les amphibolites les plus anciennes, celles du Sumeini, sont situées en front de nappe tandis que les plus récentes affleurent soit dans la fenêtre anticlinale de Hawasina (Haybi, Haylayn), à une quarantaine de kilomètres du front de la nappe, soit à la traîne du cortège ophiolitique (Sumail, Wadi Tayin). Les affleurements du wadi Jizi et du wadi Ahin, situés le long d'accidents de jeu mal connu, n'ont pas été pris en compte. La corrélation entre l'âge moyen de la semelle en un affleurement et la distance séparant cet affleurement du front de la nappe est relativement bonne (fig. 4.3.). Dans le cas de Sumail et Wadi Tayin, il est vrai que la dispersion des âges est grande et que l'âge moyen n'est peut-être pas très significatif, rendant les spéculations ci-dessous quelque peu hasardeuses. L'âge moyen de la semelle décroit vers les parties internes de la chaîne à raison de 70.000 ans par kilomètre environ.

Il est tentant d'interpréter ce résultat en terme de vitesse de charriage. Les amphibolites du front de nappe auraient enregistré l'épisode thermique correspondant à l'initiation du charriage intra-océanique, celles situées dans les parties internes s'étant équilibrées au fur et à mesure de la progression du charriage. Ce scénario implique que les conditions de température nécessaires à la formation des amphibolites (850° C; Ghent et Stout, 1981) se soient maintenues durant au moins 4 Ma. En négligeant la possibilité de l'échauffement visqueux, ceci ne semble possible que si le plan de charriage est maintenu à haute température durant cet intervalle de temps, condition pouvant être remplie si le charriage s'initie à la dorsale et si le plan de charriage coïncide avec la limite lithosphère/asthénosphère (voir appendice IV).

La relation entre l'âge de la semelle et la distance de celle-ci au front de la nappe permet de calculer que l'ophiolite chevaucha à la vitesse de 1,4 cm/an, vitesse parfaitement plausible pour un phénomène géodynamique.

4.4. Du charriage intra-océanique à l'obduction sur la plate-forme arabe

La date de 97 Ma coïncide très exactement avec la fin apparente de la sédimentation dans le bassin de Hawasina (Glennie et al., 1974). Durant l'Albien, des niveaux conglomératiques au sein de ces formations (Graham, 1980) révèlent que des mouvements du socle préludèrent au charriage intra-océanique.

Sur le continent (Murris, 1980), le régime monotone de plate-forme carbonatée subsidente, installé depuis le Lias, est perturbé dès le début de l'Albien (∿ 110 Ma) (fig. 4.1.e; table 5.1): la vitesse de subsidence diminue et les dépôts clastiques envahissent peu à peu toute la plate-forme depuis l'Ouest. Vers 105 Ma, une régression de grande ampleur est directement suivie d'une transgression régionale; durant l'Albien supérieur, un bassin cratonique se crée à l'Ouest des montagnes d'Oman. Durant le Cénomanien et le Turonien (∿ 97 à ∿ 88 Ma), la plate-forme arabe est particulièrement instable et connaît plusieurs cycles de régressions-transgressions d'amplitude moindre qu'à l'Albien (table 5.1; fig. 4.1.f).

Le soulèvement de la plate-forme atteint son apogée à la limite Turonien-Coniacien (∿ 88 Ma) : c'est l'émersion régionale de **Wassia-Aruma** (table 5.1; fig. 4.1.g). Le soulèvement fut particulièrement marqué au niveau de la marge continentale omanaise située, à l'époque, à l'Est de l'emplacement actuel des montagnes (Muris, 1980); la couverture mesozoïque de sédiments carbonatés, épaisse de 4000 mètres, y fut érodée localement jusqu'au socle; les produits de cette érosion se retrouvent dans la formation conglomératique de **Muti** d'âge Coniacien à Campanien (∿ 88 à ∿ 80 Ma). Sur la plate-forme, cette émersion fut suivie, au Campanien, de l'installation d'un bassin à sédimentation de mer ouverte avec influx clastiques provenant aussi bien de l'Est que de l'Ouest. Des conglomérats à débris ophiolitiques et pélagiques affleurent à l'Ouest des montagnes d'Oman (formation de **Juweiza**, campano-maestrichtienne). Ils marquent l'emplacement d'une avant-fosse qui se développa au front des nappes d'**Hawasina** et de l'ophiolite entre ∿ 80 et ∿ 70 Ma (fig. 4.1.h).

Au Maestrichtien supérieur (∿ 70 Ma), la plate-forme carbonatée conquiert de nouveau l'ensemble du continent. En Oman, les niveaux conglomératiques de base des calcaires transgressifs contiennent des fragments de péridotites latéritisées, témoins de l'émersion de la nappe ophiolitique durant la mise en place (Coleman, 1981). Le régime de marge passive se réinstalle, les acteurs du drame disparaissent bientôt sous une épaisse couverture de sédiments cénozoïques. Seul le rejeu synsédimentaire de failles verticales atteste l'importance des réajustements isostatiques (Montenat et Blondeau, 1977).

La continuité entre le charriage intra-océanique de l'ophiolite et son obduction sur la marge continentale apparaît donc clairement à travers les mouvements verticaux de la plate-forme arabe, enregistrés par les formations sédimentaires. Les données radiochronologiques relatives aux dernières étapes de la mise en place de la nappe de Semail s'intègrent bien à ce récit et

permettent de le préciser.

L'âge du métamorphisme de la semelle sub-ophiolitique est d'autant plus récent que le degré métamorphique est faible (table 4.1 et 5.1). Les amphibolites se sont équilibrées entre 105 et 90 Ma (§ 4.3, ci-dessus), les schistes à biotite et muscovite aux alentours de 85 Ma (Allemann et Peters, 1972) et les phyllites entre 80 et 70 Ma (Lanphere, 1981; Montigny, com. pers.). Cette évolution est cohérente avec un modèle de mise en place impliquant une nappe ophiolitique se refroidissant au fur et à mesure que le charriage progresse (Ghent et Stout, 1981).

Si la vitesse de charriage calculée au paragraphe précédent (1,4 cm/an) est restée constante jusqu'à l'arrivée de l'ophiolite au niveau de la marge arabe (∿ 70 Ma), on en déduit que la demi-largeur du bassin de Hawasina devait être de l'ordre de 400 kilomètres.

L'obduction de l'ophiolite est responsable du métamorphisme des formations de la marge omanaise dans des conditions de haute pression, comme en témoignent les schistes bleus et les éclogites affleurant sur la bordure orientale du Saih Hatat. Ces éclogites se sont équilibrées à 400-450°C, sous une pression minimale de 10-12 Kbars (Kienast, com. pers.). Ces conditions nécessitent une profondeur d'enfouissement sous la lithosphère océanique d'au moins 30 Km, c'est-à-dire une épaisseur au moins égale au double de celle de la nappe de Semail.

L'âge de ce métamorphisme (table 4.1 et 5.1) a été déterminé par Lippard (1983) et par Montigny (in: Boudier et al., 1985 et com. pers.). Les phengites fournissent deux groupes d'âges: de 110 à 100 Ma et de 85 à 80 Ma. Le glaucophane a cristallisé aux alentours de 70 Ma. L'âge des glaucophanes est le plus fiable; les âges des phengites, plus anciens, pourraient résulter d'un excès d'argon et n'avoir aucune signification géologique (Montigny, com. pers.). Dans le cas contraire, on pourrait les expliquer de la façon suivante (fig. 4.1. e à h; voir aussi fig. 5.5): la subduction de la croûte continentale amincie de la marge omanaise aurait débuté entre 110 et 100 Ma; non viable à long terme, elle aurait vite été relayée par le charriage à la dorsale, qui s'est initié vers 100 Ma. Les péridotites de Mascate, chevauchant les formations du Saih Hatat, seraient les témoins de cette première tentative de subduction continentale avortée.

Il est intéressant de noter que la formation d'un bassin intra-shelf à l'Ouest de la marge omanaise est exactement contemporaine de cet événement hypothétique (Murris, 1980). Imaginant que ce bassin résulte de la flexuration de la plate-forme arabe à cause de la surcharge appliquée sur sa marge (fig. 4.1.2), l'épaisseur élastique de la lithosphère peut être déduite de la distance séparant le point d'application de la surcharge du centre du bassin intra-shelf (voir par ex. Turcotte et Schubert, 1982, § 3.17). On trouve une épaisseur élastique de 40 Km pour la plate-forme arabe, ce qui est un ordre de grandeur parfaitement raisonnable pour une lithosphère continentale amincie. A titre de comparaison, la lithosphère océanique vieille

a une épaisseur élastique de ∿ 30 Km (Watts et al., 1980).

Le deuxième épisode à Haute Pression résulterait de l'arrivée de la lithosphère océanique, dont est issue la nappe de Semail, à proximité de la marge omanaise et du redoublement de l'épaisseur de lithosphère océanique surmontant la lithosphère continentale subductante (fig. 4.1.g).

Cet épisode serait contemporain (table 5.1) de l'anatexie des formations continentales (granites à biotites, intrusifs dans l'ophiolite de Semail, Browning et Smewing, 1981). La cristallisation du glaucophane daterait des derniers stades de mise en place des ophiolites d'Oman.

CHAPITRE 5

EVOLUTION DU DOMAINE TETHYSIEN DEPUIS LA FRAGMENTATION DU GONDWANA : CADRE GEODYNAMIQUE POUR LA FORMATION ET LA MISE EN PLACE DE L'OPHIOLITE D'OMAN

5.1. Introduction.

L'existence passée d'un vaste domaine océanique équatorial séparant les continents du Gondwana, au Sud, de la Laurasie, au Nord, fut suggérée dès le siècle dernier pour expliquer les particuliarités géologiques de la chaîne alpine (Neumayr, 1885); Suess, (1893) baptisa cet océan disparu du nom de **Téthys**. Argand (1924) inscrivit cette hypothèse dans le schéma mobiliste élaboré par Wegener (1915): la fermeture de la Téthys et la formation de la chaîne alpine résultaient, selon lui, de la migration vers le Nord des continents africain et indien et de leur collision avec l'Eurasie.

Ce modèle a été largement confirmé et précisé depuis l'avènement de la tectonique des plaques (Dewey and Bird, 1970; Smith, 1971; Juteau et al., 1973; Dewey et al., 1973; Tapponnier et Molnar, 1976; Tapponnier, 1977).

Aujourd'hui, les raffinements apportés aux reconstitutions cinématiques du mouvement des plaques à l'échelle du globe permettent de retracer de façon relativement précise (± quelques centaines de kilomètres) l'évolution du domaine téthysien depuis la fin des temps paléozoïques (Patriat et al., 1982; Ricou et al., 1985; Dercourt et al., 1985; Zonenshain et al., 1985). La position des blocs continentaux est déterminée par rapport à un référentiel arbitraire à des époques suffisamment rapprochées (10 à 30 Ma) pour qu'on puisse appréhender la continuité de leurs mouvements (e.g. Olivet et al., 1982; Schult et Gordon, 1984).

La cinématique des plaques permet de suivre l'évolution géométrique du domaine téthysien. Seules les données géologiques livrent la clé des événements qui se sont déroulés à l'intérieur de celui-ci et permettent d'étudier la formation de la chaîne alpine dans toute sa complexité.

On a vu dans les chapitres précédents comment les données géologiques relatives aux seules montagnes d'Oman et à la plate-forme arabe débouchent sur l'élaboration d'un scénario pour la genèse et la mise en place de l'ophiolite. Afin de préciser le cadre géodynamique, il est indispensable d'élargir le champ d'investigation à l'ensemble de la chaîne alpine du Moyen Orient.

Si la structure de la chaîne alpine est déterminée par le rapprochement des grandes plaques lithosphériques, l'évolution interne du domaine téthysien depuis le Mésozoïque fut, en grande partie, marquée par les mouvements de petits blocs continentaux issus de la fragmentation de la marge nord-gondwanienne. La grande mobilité de ces microcontinents par rapport aux plaques

principales permet d'expliquer l'ouverture de plusieurs bassins océaniques ("branches de la Téthys") dans un contexte général de convergence. Elle rend compte également du caractère multiphasé de l'orogenèse alpine. Ce schéma est encore compliqué par l'évolution des marges actives (arcs et bassins marginaux). Analyser l'évolution du domaine téthysien en ces termes revient à considérer la mécanique d'un système à nombreuses composantes et peu de degrés de liberté où le mouvement d'un bloc "implique" toute une série de phénomènes tectoniques et magmatiques dans les blocs adjacents.

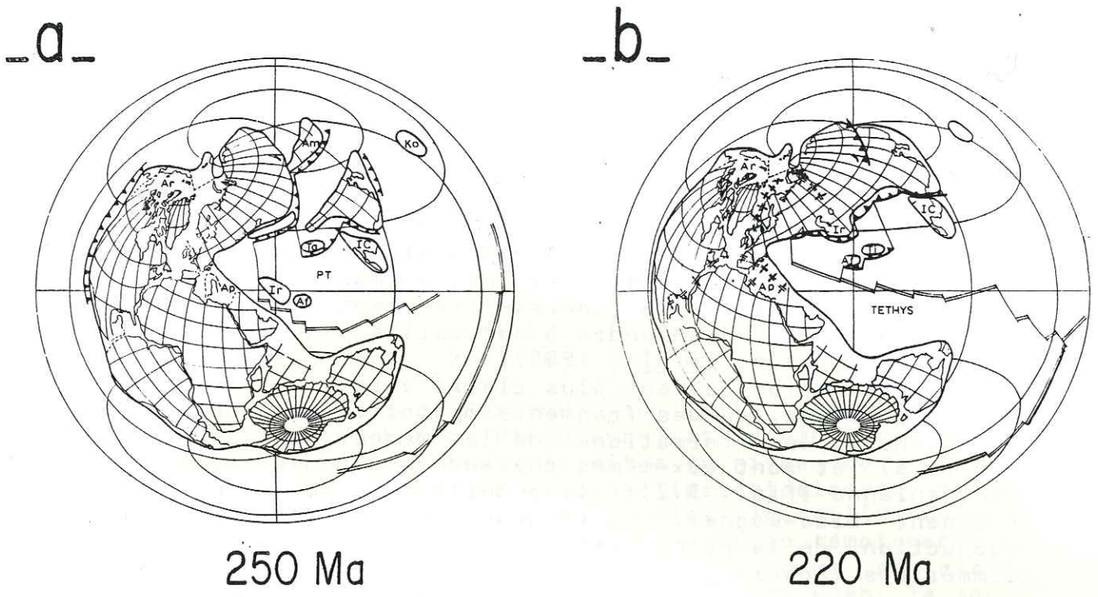
Ce chapitre vise donc à **caratériser, dater** et **corréler** les événements géologiques qui se sont déroulés au sein du domaine téthysien du Proche et du Moyen Orient. La connaissance de ces événements devrait conduire à l'élaboration d'un modèle de la formation de la chaîne alpine et permettre d'établir les relations de cause à effet liant les différents phénomènes et ainsi d'approcher intuitivement la dynamique du système, c'est-à-dire de répondre à la question du "pourquoi".

On en est évidemment loin. Seules les reconstitutions cinématiques sont arrivées à un bon degré d'achèvement. Fait courant en Sciences de la Terre depuis l'avènement de la tectonique des plaques, la synthèse régionale précède la compréhension de détail.

5.2. De la paléo-Téthys à la néo-téthys: l'orogenèse cimmérienne.

L'ouverture de la paléo-Téthys remonterait à l'Ordovicien, époque où le super-continent Gondwana entreprit une importante dérive vers l'Est qui l'éloigna à plus de 3000 kilomètres des blocs européen, sibérien et chinois (futur ensemble eurasiatique) (Zonenshain et al., 1985). On n'est guère documenté sur l'évolution paléozoïque du domaine téthysien. Les reconstitutions cinématiques nous apprennent que sa largeur varia de 0 à 6000 kilomètres selon l'endroit et l'époque (Zonenshain et al., 1985). Des roches magmatiques calco-alcalines permo-carbonifères jalonnent la marge sud-eurasienne depuis les Balkans et la Turquie (Sengor et al., 1985) jusqu'au Turkmenistan où elles sont associées à des fragments ophiolitiques (Berberian et Berberian, 1981); elles témoignent de la subduction de la paléo-Téthys sous l'Eurasie. De même, la marge sud-eurasienne fut intensément affectée par les déformations hercyniennes depuis l'Europe jusqu'à la Chine alors que les continents gondwaniens en sont exempts (e.g. Bernoulli et Lemoine, 1980; Bassoulet et al., 1980). La configuration "marge active au Nord - marge passive au Sud" qui gouverna l'évolution du domaine téthysien durant les temps méso- et cénozoïques semble donc s'être établie depuis au moins le Carbonifère moyen.

A la fin des temps permiens (∿ 250 Ma), les continents s'étaient rassemblés en une masse unique, la **Pangée** (fig. 5.1.); la paléo-Téthys formait un gigantesque golfe entaillant d'Est en Ouest cet "hémisphère continental" (Le Pichon et Huchon, 1984). A



5.1. Position absolue des continents à l'aube des temps Mesozoïques. Extrait de Zonenshain et al. (1985).
PT = Paléo-Téthys

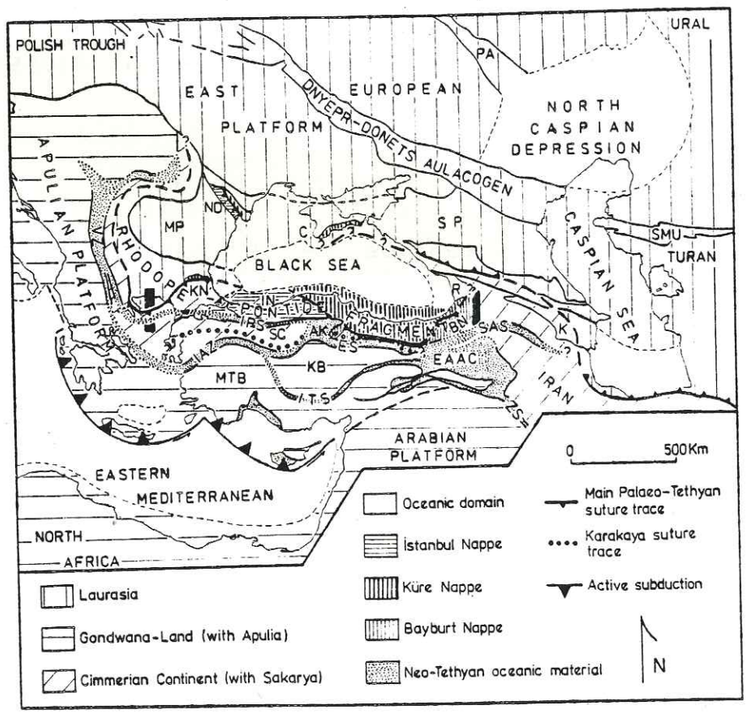
l'Ouest, le domaine océanique ne dépassait pas le futur emplacement des Balkans; il s'élargissait rapidement vers l'Est pour atteindre 4000 km au niveau de l'Oman; plus loin vers l'Est encore, il s'ouvrait sur la Panthalassa.

Au cours du Trias, on assiste à la fragmentation de la marge nord gondwanienne; des blocs continentaux dont la largeur ne dépassait guère mille kilomètres s'individualisent et acquièrent un mouvement propre. D'Ouest en Est, on reconnaît l'ensemble Rhodope-Pontides (Sengor et al., 1985) (fig. 5.2), le continent iranien (Stöcklin, 1968; Takin, 1972; Lensch et Schmidt, 1984), le bloc de Band-e Bayan, dans le Nord de l'Afghanistan (Bassoulet et al., 1980; Dercourt et al., 1985) (fig. 5.3), le bloc nord-tibétain (Bassoulet et al., 1980; Tapponnier et al., 1981) et le continent chinois (Zonenshain et al., 1985) (fig. 5.1).

La migration rapide de ces blocs vers le Nord entraîna leur collision avec la marge eurasienne et la disparition de la paléo-Téthys durant le Trias et le Jurassique. Les déformations associées à cette suturation sont souvent décrites sous le nom d'**orogenèse cimmérienne**; on parle de phase éo-cimmérienne lorsque elles sont d'âge Trias/Jurassique et de phase néo-cimmérienne pour les âges Jurassique/Crétacé. Les fragments du Gondwana énumérés plus haut sont parfois appelés "**continents cimmériens**" (Sengor, 1979); les reliques de la paléo-Téthys (ophiolites et mélanges ophiolitiques) jalonnant cette suture n'ont été identifiées de façon claire qu'en quelques endroits mais des évidences de plus en plus nombreuses suggèrent sa continuité tout au long de la chaîne alpine (Sengor et al., 1985).

Les modalités et la chronologie de la fermeture de la paléo-Téthys commencent à être élucidées. Les **Balkans** et les **Carpathes** ont connu une activité tectonique intense et relativement continue depuis le Jurassique (Burchfiel, 1980) et il est difficile d'y faire la part entre les événements associés à la suturation paléo-téthysienne et ceux impliquant des bassins océaniques plus récents; cette complexité est liée à la position de ces régions à l'extrémité occidentale de la paléo-Téthys, près du pôle de rotation des continents cimmériens; la suturation paléo-téthysienne n'y a donc pas été identifiée avec certitude mais pourrait correspondre à une collision d'âge Lias-Dogger (∿185 Ma) (Sengor et al., 1985).

La situation devient plus claire vers l'Est, au niveau de la **chaîne pontique,** où des fragments ophiolitiques d'âge ante-Dogger chevauchent les formations de la marge eurasienne (Pontides internes) et sont eux-mêmes chevauchés par des nappes d'affinité gondwanienne (fig. 5.2); la suturation y eut lieu également au tournant Lias-Dogger. La vergence nord de la chaîne indique une subduction de la paléo-Téthys vers le Sud, sous les continents cimmériens (Adamia et al., 1980; Sengor et al., 1985).



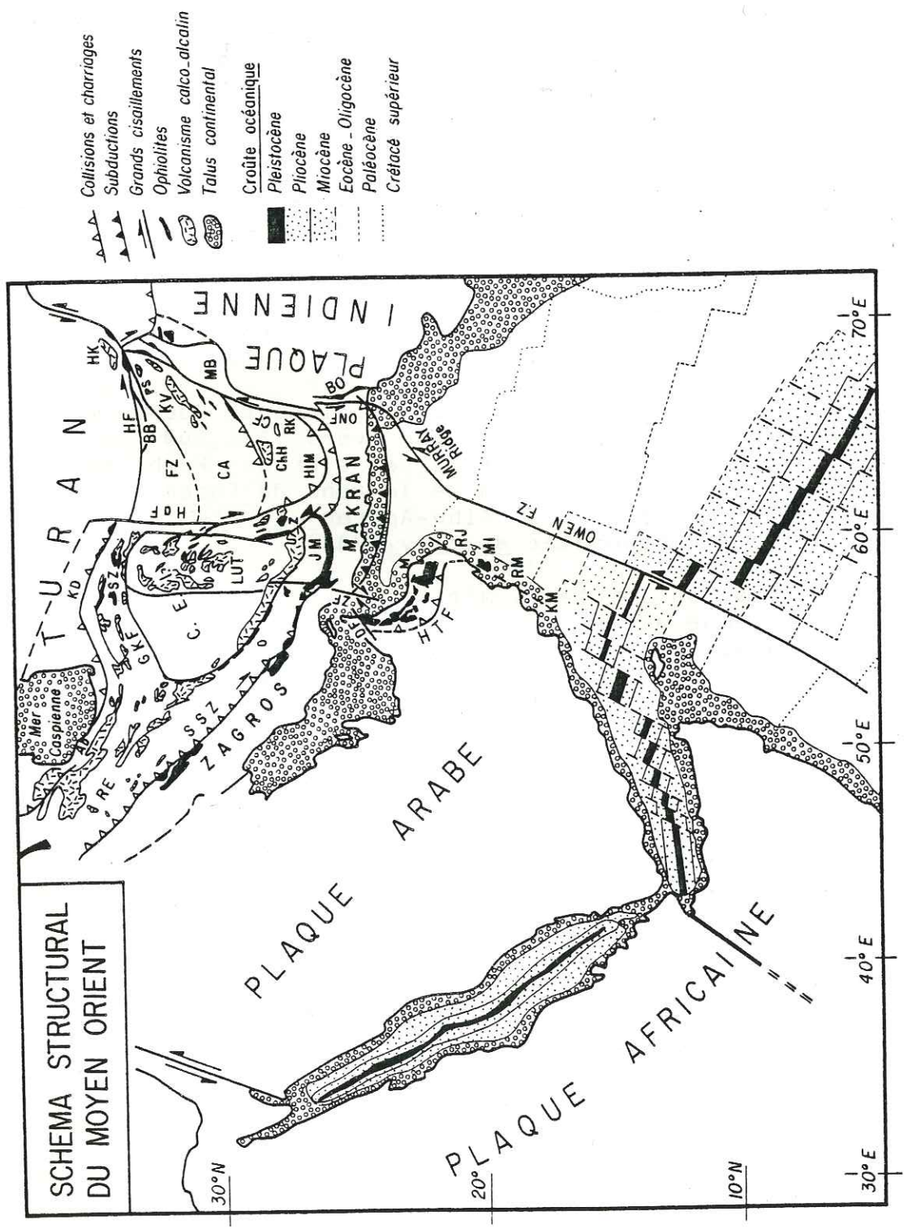
5.2. Schéma structural de l'Europe de l'Est et de l'Asie mineure. Extrait de Sengor et al. (1985).
ND = Dobrogée du Nord
MP = Plate-forme Moesienne
VZ = zone de Vardar
IPS = suture intra-pontique

A l'Est de la mer Noire, dans le **Caucase,** l'orogenèse cimmérienne adopte une vergence sud et la suturation y est d'âge Trias terminal (Sengor et al., 1985) (fig. 5.2). Dans le **Kopet Dagh,** par delà la mer Caspienne, la **suture ophiolitique nord iranienne** sépare la plate forme de Turan structurée durant l'Hercynien, au Nord, des formations gondwaniennes de la plaque iranienne, au Sud (fig. 5.3); elle est cachetée par des dépôts rhaetiens et est donc, comme dans le Caucase, d'âge Trias terminal (Lensch et al., 1984; Sengor et al., 1985). Au moment de la collision entre la plaque iranienne et le Turan se produit un saut vers le Sud de la subduction téthysienne; le magmatisme calco-alcalin du Turkmenistan et de l'Ouzbekistan s'interrompt fin Permien et est relayé, durant le Trias, par celui de la zone de Sanandaj-Sirjan (fig. 5.3) au Sud du continent iranien (Berberian et Berberian, 1981).

A l'Est de la faille de Harirud, la limite entre le domaine eurasien (Turkestan afghan et Hindu Kush) et le **bloc de Band-e Bayan,** d'affinité gondwanienne, se situe au niveau de la **faille d'Hérat** (fig. 5.3). Structure récente (principalement oligo-miocène) liée au poinçonnement Inde-Eurasie, la faille d'Hérat réactive une ancienne suture ophiolitique comme en témoignent les écailles de roches ultrabasiques affleurant dans sa partie orientale (Tapponnier et al., 1981). Dans l'Hindu Kush, le socle hercynien est envahi de plutons calco-alcalins triasiques (∿ 210 Ma, Tapponnier et al., 1981), stigmates de la subduction vers le Nord de la paléo-Téthys. La suturation entre le bloc de Band-e Bayan et le domaine eurasien eut lieu durant le Jurassique inférieur (Bassoulet et al., 1980). Ici également, suite à la collision, on assiste à une migration vers le Sud de la subduction téthysienne, le magmatisme de l'Hindu Kush étant relayé par celui de Kandahar, au Sud de la zone de Farah, où un épisode Jurassique supérieur à Albo-Aptien a été reconnu (Montenat et al., 1979; Tapponnier et al., 1981).

En résumé, les continents cimmériens se détachèrent de la marge nord-gondwanienne au début du Mesozoïque; leur collision avec la marge eurasienne eut lieu quelque trente millions d'années plus tard, au Trias terminal, quoique, dans les parties les plus occidentales, elle ait pu être retardée jusqu'au Jurassique supérieur.

Eu égard à la taille du domaine paléo-téthysien, la migration des continents cimmériens situés à l'Est de la mer Noire dut se faire à la vitesse moyenne assez considérable mais parfaitement envisageable de dix à quinze centimètres par an. Cette migration fut rendue possible, peut-être même entraînée, par subduction vers le Nord de la paléo-Téthys. A l'Ouest du Caucase, la paléo-Téthys aurait subducté essentiellement vers l'Ouest et vers le Sud, sous l'Apulie et les continents cimmériens; la marge sud-eurasienne aurait été le siège, à ce niveau, de mouvements transformants de type océan/continent reliant les systèmes de subduction ouest et nord. Des arguments tectoniques et pétrologiques (volcanisme alcalin associé à une zone d'extension diffuse) suggèrent une analogie actualistique entre l'évolution de cette marge et celle de la marge ouest des



— 164 —

Etats-Unis au niveau de la Californie et des Basin and Range (Sengor et al., 1985).

De la collision entre l'Eurasie et les continents cimmériens résulte la formation d'une chaîne mésozoïque: les **Cimmerides** (Sengor et al., 1985). Faisant la jonction entre les événements hercyniens et alpins, la phase cimmérienne traduit le fait que la marge sud-eurasiennefut formée par l'accrétion, plus ou moins continue depuis le Paléozoïque, de fragments continentaux détachés du Gondwana et d'arcs insulaires résultant de la subduction téthysienne.

◄ 5.3. Schéma structural du Moyen-Orient d'après McKenzie et Sclater (1971), Auden (1974), Glennie et al. (1974), Jacob et Quittmeyer (1979), Moseley et Abbotts (1979), Berberian et Berberian (1981), Coleman (1981), Tapponnier et al. (1981), Abul Farah et al. (1984) et Lensch et al. (1984).

Ab = monts d'Alborz
BB = bloc de Band-e Bayan
BO = ophiolites de Bela
CA = Bloc Central Afghan
CEI = Bloc Central-Est Iranien
CF = faille de Chaman
Ch H = montagnes de Chagaï
DF = faille de Dibba
FZ = zone de Farah
GKF = faille du Grand Kavir
HaF = faille de Harirud
HF = faille d'Herat
HIM = dépression de Hamum-i-Mashkel
HK = Hindu Kush
HTF = front des nappes de Hawasina
JM = dépression de Jaz Murian
KD = Kopet Dagh
KM = Iles de Kuria-Muria
KV = volcanites de Kandahar
M = Mascate
MB = Muslim Bagh
MI = Ile de Masirah
ONF = faille d'Ornach Nal
PS = suture de Panjaw
RE = zone de Rezaiye-Esfandagheh
RJ = Ras Jibsh
RK = Ras Koh
RM = Ras Madrakah
SSZ = zone de Sanandaj-Sirjan
SZ = zone de Sabzevar
Z = ophiolite de Zahedan
ZF = faille de Zendam

— 165 —

5.3. Evolution de la néo-Téthys : orogenèses néo-cimmérienne et alpine (fig. 5.2 à 5.6).

5.3.1. Ouverture de la néo-Téthys

Durant le Trias, en même temps que se résorbait le domaine paléo-téthysien, la néo-Téthys s'ouvrait au Sud des continents cimmériens, dans l'espace libre créé par leur séparation du Gondwana. Cette fragmentation se propagea à l'Ouest de la limite occidentale de la paléo-Téthys; des bassins pélagiques et volcaniques se créèrent au sein du domaine hercynien, à l'emplacement de la future Méditerranée, faisant la jonction entre la Téthys et l'océan Atlantique naissant (Dewey et al., 1973; Biju-Duval, 1980). Sengor et al. (1985) proposent que cette propagation vers l'Ouest s'initia au niveau de bassins arrière-arc liés à la subduction vers le Sud et l'Ouest de ce secteur de la paléo-Téthys.

Au Jurassique inférieur, l'océanisation du domaine néo-téthysien semble être généralisée; une nouvelle marge passive nord gondwanienne, longue de près de dix mille kilomètres, s'est développée depuis le Maroc (Tapponnier, 1977; Dercourt et al., 1985) jusqu'à l'Est du continent indien (Bassoulet et al., 1980). Elle faisait face à la néo-Téthys dont les reliques forment un cordon ophiolitique presque continu au Sud de la chaîne alpine (Ricou, 1971; Dewey et al., 1973; Stoneley, 1975).

Au niveau de la marge active nord, on a vu que, dès leur collision avec l'Eurasie, les continents cimmériens furent le siège de magmatisme d'arc attestant de la migration vers le Sud de la subduction téthysienne. Au Jurassique moyen, la subduction de la néo-Téthys sous les cimmerides est généralisée (Tapponnier et al., 1981; Dercourt et al., 1985).

L'évolution du domaine nord néo-téthysien est considérablement compliquée par la fragmentation de certains continents cimmériens dès leur suturation à la marge eurasienne. Le témoin le plus spectaculaire de ce processus est, sans nul doute, le **micro-continent central-est iranien** (Takin, 1972; fig. 5.3.). Le paléomagnétisme nous apprend que les mouvements de ces fragments continentaux furent complexes: translations perpendiculaires et parallèles à la marge eurasienne et rotations pouvant atteindre 90°. Ces mouvements sont responsables de l'ouverture, en bordure des micro-continents, de bassins océaniques marginaux dont l'origine n'est pas directement liée au processus de subduction. Certains de ces bassins eurent une existence éphémère, tel le bassin de Karakaya, en Turquie (Sengor et al., 1985) (fig. 5.2), d'autres connurent une existence de quelques dizaines de millions d'années, tel le bassin de Sabzevar, au Nord de l'Iran (Lensch et al., 1984) (fig. 5.3).

L'existence actuelle de tels bassins a été reconnue récemment en Indonésie, précisément dans un contexte de convergence et de microplaques (Taylor et Karner, 1983); ces bassins, dont la largeur ne dépasse pas 500 kilomètres, semblent

totalement passifs; géométriquement nécessaires, ils accomodent les mouvements des plaques et retardent leur collision; ils sont souvent associés à de grands décrochements.

De plus, la fragmentation de la marge nord gondwanienne s'est poursuivie durant le Jurassique, mais dans une proportion moindre qu'au Trias. La trajectoire des blocs ainsi libérés fut identique à celle des continents cimmériens (Tapponnier et al., 1981).

Le **micro-continent central afghan** (fig. 5.3.) pourrait être un de ces blocs. Deux hypothèses concernant la cinématique de l'Afghanistan sont discutées dans Dercourt et al. (1985). La première considère que l'ensemble du bloc afghan s'est éloigné du Gondwana durant le Trias, le micro-continent central afghan ne s'étant détaché du bloc de Band-e Bayan qu'après la suturation fini triasique, à l'instar du micro-continent central-est iranien. La zone de Farah serait, selon cette hypothèse, le prolongement est du bassin de Sabzevar, au Nord de l'Iran. La seconde, défendue par Sborshchikov (in Dercourt et al., 1985), considère que seul le bloc de Band-e Bayan est un continent cimmérien; insistant sur la différence entre les séries sédimentaires triasiques à jurassiques inférieures de la plate-forme iranienne et celles du bloc central afghan et, au contraire, sur l'évolution parallèle de ces dernières et des calcaires gondwaniens, Sborshchikov considère que le bloc central afghan est resté à proximité de la marge gondwanienne jusqu'au Jurassique moyen (∿ 150 Ma). La zone de Farah serait, selon cette hypothèse, un complexe de subduction. La petite taille actuelle du bloc de Band-e Bayan pourrait être due à l'activité récente de la faille d'Hérat (Tapponnier et al., 1981). En l'absence de données paléomagnétiques permettant de trancher entre ces deux hypothèses, nous retiendrons la seconde, pour des raisons qui apparaîtront clairement dans la suite de la discussion.

Quelle que soit leur origine, l'existence de **blocs continentaux intra néo-téthysiens** a conduit à la distinction entre **branche sud** et **branche nord de la néo-Téthys.** Cette appellation donne une image un peut trop schématique de la réalité paléogéographique étant donné la faible extension latérale de ces blocs; il vaut mieux parler d'une "zone nord" et d'une "zone sud" téthysiennes selon qu'on envisage respectivement l'interaction des microcontinents avec la marge eurasienne ou l'évolution de la Téthys en bordure de la marge passive gondwanienne (Stoneley, 1975; Adamia et al., 1980).

5.3.2. Mise en place des ophiolites sud-téthysiennes

Au tournant Crétacé/Tertiaire dans la zone sud téthysienne, la lithosphère océanique chevaucha une marge continentale passive (Coleman, 1984; Michard et al., 1985). Aujourd'hui, notre planète semble n'être le siège d'aucun phénomène analogue, d'où la difficulté d'en cerner les mécanismes et les causes.

L'obduction-sud téthysienne fut un événement de très grande

ampleur, dépassant largement les limites du territoire omanais: ne considérant que la portion de la chaîne alpine allant de la Turquie aux Indes, elle impliqua un segment de lithosphère océanique long de plus de 5000 kilomètres.

Même si la linéarité et la continuité géographique de la ceinture ophiolitique sud-téthysienne furent quelque peu perturbées par des poinçonnements et des rotations de blocs postérieurs à sa mise en place, (Tapponnier, 1977; Lowrie, 1980), de nombreux autres caractères démontrent l'origine commune des fragments qui nous sont parvenus.

(1) **Le type pétrologique.** La section mantellaire de la plupart de ces ophiolites est de composition très déprimée (harzburgites et dunites) et contient de nombreux gisements de chromite (Nicolas et Jackson, 1972). C'est le cas des ophiolites d'Antalaya (Juteau et al., 1977), de Pozanti-Karsanti (Cakir et al., 1978) et de la région de Malatya (Yazgan et al., 1983), dans le Taurus (fig. 5.2) de l'ophiolite d'Oman (Boudier et Coleman, 1981; Brown, 1982; Ceuleneer et Nicolas, 1985) et des ophiolites de Bela et Zhob (De Jong et Subhani, 1979) et de Muslim Bagh (Ahmad et Abbas, 1979), au Pakistan (fig. 5.3).

Cette composition est caractéristique d'un environnement de dorsale océanique à vitesse d'expansion supérieure à 1 cm/an (Boudier et Nicolas, 1985). Certaines des ophiolites citées ci-dessus comprennent en outre une section cumulative bien développée, de composition ultra-basique à gabbroïque, au toit de la section mantellaire révélant la présence d'une chambre magmatique probablement permanente sous la paléo-dorsale sud-téthysienne (Juteau et al., 1977; Pallister et Hopson, 1981; Ahmad et Abbas, 1979). C'est là également une caractéristique des dorsales océaniques à vitesse d'expansion moyenne à rapide (Sleep, 1975; Macdonald, 1983b).

(2) **Les mécanismes de mise en place.** L'obduction des ophiolites sud-téthysiennes sur la marge gondwanienne fut précédée d'un charriage intra-océanique impliquant une lithosphère océanique jeune (ch. 3). Les témoins de cet événement sont les semelles amphibolitiques associées aux ophiolites de Pozanti-Karsanti et de Malatya, dans le Taurus, (Cakir et al., 1978; Yazgan et al., 1983), du Baër-Bassit, en Syrie (Whitechurch et Parrot, 1974), du Neyriz, dans le Zargos (Ricou, 1971), d'Oman (Allemann et Peters, 1972; Ghent et Stout, 1981; Searle et Malpas, 1982; Boudier et al., 1985) et de Muslim Bagh, au Pakistan (Ahmad et Abbas, 1979) (fig. 5.2 et 5.3).

D'autre part, les ophiolites sud-téthysiennes sont remarquables par leur grande taille et leur état de préservation; la lithosphère océanique d'origine ne fut guère affectée par les processus de mise en place. La présence occasionnelle de zones de mélange est clairement liée à l'activité de grands décrochements soit contemporains de l'obduction (mélange de Kanar, associé aux ophiolites de Bela et à la faille de Chaman-Ornach Nal, Farah et al., 1984; fig. 5.3) soit postérieurs à l'obduction (zone broyée du Zargos). Les ophiolites ne subirent jamais un enfouissement important; au contraire, de nombreuses évidences de terrain indiquent qu'elles demeurèrent en position

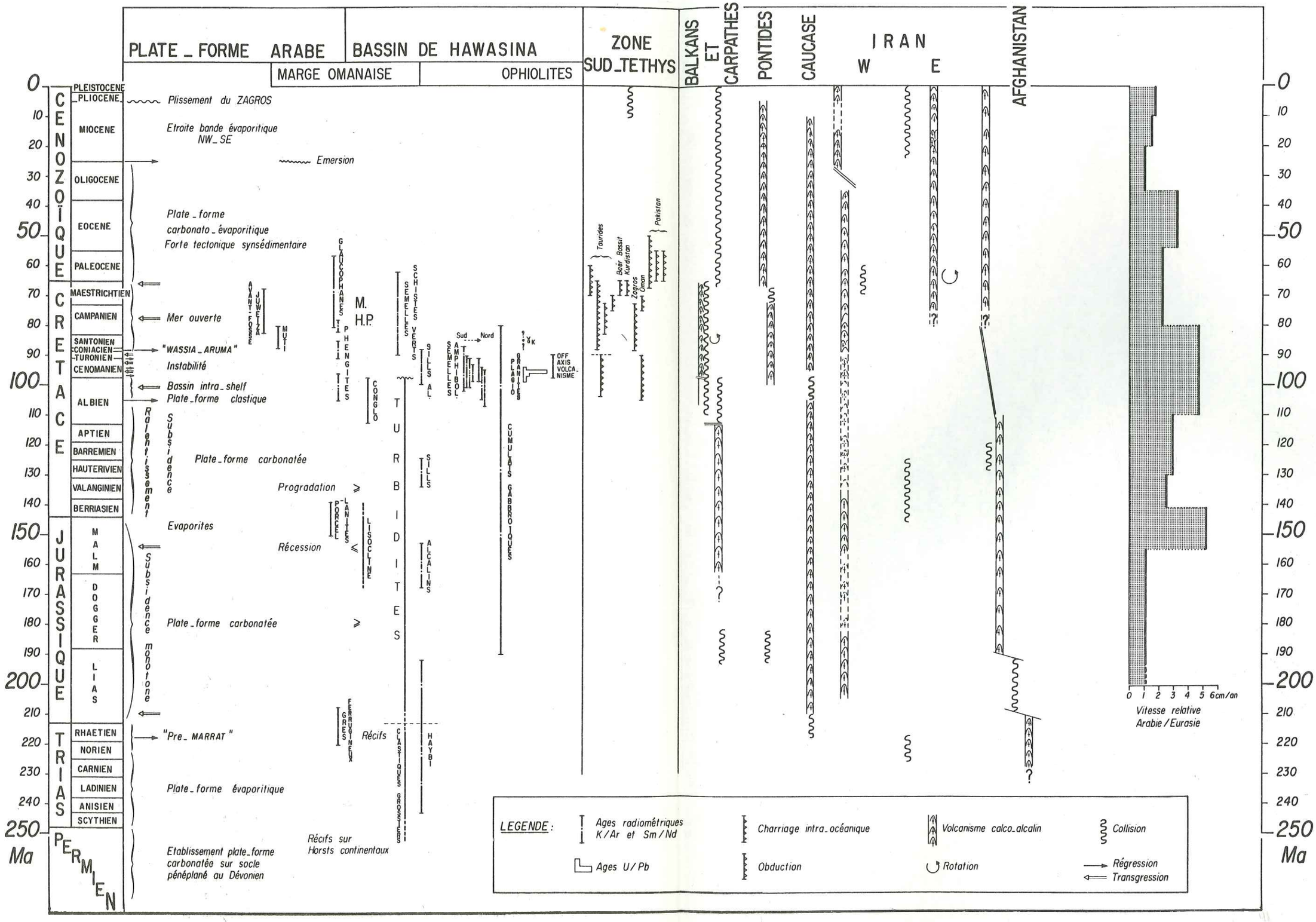

PLATE_FORME ARABE
BASSIN DE HAWASINA
MARGE OMANAISE
OPHIOLITES
ZONE SUD_TETHYS
BALKANS ET CARPATHES
PONTIDES
CAUCASE
IRAN
W
E
AFGHANISTAN
CENOZOIQUE
CRETACE
JURASSIQUE
TRIAS
PERMIEN
PLEISTOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
PALEOCENE
MAESTRICHTIEN
CAMPANIEN
SANTONIEN
CONIACIEN
TURONIEN
CENOMANIEN
ALBIEN
APTIEN
BARREMIEN
HAUTERIVIEN
VALANGINIEN
BERRIASIEN
MALM
DOGGER
LIAS
RHAETIEN
NORIEN
CARNIEN
LADINIEN
ANISIEN
SCYTHIEN
Ma
Plissement du ZAGROS
Etroite bande évaporitique NW_SE
Emersion
Plate_forme carbonato_évaporitique
Forte tectonique synsédimentaire
Mer ouverte
"WASSIA_ARUMA"
Instabilité
Bassin intra_shelf
Plate_forme clastique
Plate_forme carbonatée
Progradation
Evaporites
Récession
Plate_forme carbonatée
"Pre_MARRAT"
Plate_forme évaporitique
Etablissement plate_forme carbonatée sur socle pénéplané au Dévonien
Récifs sur Horsts continentaux
Récifs
Subsidence
Relèvement
Subsidence monotone
M. H.P.
TURBIDITES
BIDITES
Sud
Nord
Taurides
Baër Bassit
Kurdistan
Zagros
Oman
Pakistan
OFF AXIS VOLCANISME
CUMULATS GABBROIQUES
0 1 2 3 4 5 6cm/an
Vitesse relative Arabie/Eurasie
LEGENDE :
Ages radiométriques K/Ar et Sm/Nd
Ages U/Pb
Charriage intra_océanique
Obduction
Volcanisme calco_alcalin
Rotation
Collision
Régression
Transgression

Table 5.1.

superficielle au cours de leur mise en place: latéritisation des péridotites d'Oman (Coleman, 1981), brèches ophiolitiques d'Antalaya (Laqabrielle et al., 1983),...

L'obduction des ophiolites est indépendante de la proximité de la marge active nord téthysienne; en Turquie, l'obduction de l'ophiolite de Guleman est suivie par le dépôt de flyschs et mélanges (Yazgan et al., 1983) tandis que l'obduction des ophiolites péri-arabes est cachetée par des calcaires de plate-forme marquant le rétablissement du régime de marge passive dès la fin de la mise en place (Stoneley, 1975; Murris, 1980). De même, l'intervalle de temps entre l'obduction et la collision alpine varie beaucoup d'une région à l'autre (Hall, 1984); bref ($\backsim$ 25 Ma) dans le Taurus (collision tardi-Eocène), il est de $\backsim$ 60 Ma dans le Zargos (collision Mio-Pliocène) et supérieur à 80 Ma en Oman, où la collision est attendue dans quelques millions d'années (table 5.1.). Ni la subduction ni la collision continentale ne sont directement impliqués dans l'obduction des ophiolites sud téthysiennes.

(3) **Chronologie des événements** (table 5.1.)

L'âge du charriage intra-océanique (K/Ar sur les semelles amphibolitiques) n'est connu avec certitude que pour les ophiolites tauriques (104 à 90 Ma, Whitechurch et al., 1985) et les ophiolites d'Oman (105 à 90 Ma, Boudier et al., 1985; ch. 3); Whitechurch et Juteau (1983) citent d'autre part un âge de 88 Ma pour la semelle des ophiolites du Baër-Bassit, en Syrie. L'accrétion dans le domaine sud-téthysien aurait pris fin aux alentours de 105 Ma, durant l'Albien, époque à laquelle s'initia le charriage intra-océanique. Celui-ci se propagea durant le Cénomanien et le Turonien; le premier contact entre la lithosphère océanique charriante et les formations continentales de la marge gondwanienne a probablement eu lieu au Coniacien ($\backsim$ 88 Ma, voir ch. 4).

L'âge de la phase finale d'obduction a pu être calé stratigraphiquement avec, en général, une grande précision, pour toutes les ophiolites sud-téthysiennes: durant l'intervalle Crétacé-supérieur - Paléocène précoce à Antalaya (Woodcock et Robertson, 1982c), au Sénonien dans les montagnes de Bolkar et Aladag, au Campanien dans les régions de Darende et de Munzur Dag (Adamia et al., 1980), durant l'intervalle Campanien supérieur - Maestrichtien inférieur dans la région de Malatya (Yazgan et al., 1983), au Maestrichtien supérieur au Baër-Bassit (Whitechurch et Parrot, 1974) et dans le Kurdistan (Ricou, 1971), durant l'intervalle Coniacien - Campanien dans le Zargos (Ricou, 1971), au Campano-Maestrichtien en Oman (Glennie et al., 1974), durant l'intervalle Maestrichtien supérieur à Eocène inférieur dans la région de Bela (Allemann, 1979), au Paléocène au Muslim Bagh (Ahmad et Abbas, 1979). La contemporanéité de ces âges (campano-maestrichtiens, $\backsim$ 80 à $\backsim$ 65 Ma) est remarquable eu égard la longueur du segment lithosphérique envisagé. L'obduction est toutefois sensiblement plus récente (Paléocène, $\backsim$ 65 à 55 Ma) au niveau de la marge occidentale du bouclier pakistanais. Ce léger décalage est probablement causé par l'activité de la faille transformante de Chaman - Ornach Nal.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

5.3.3. Evolution de la zone nord néo-téthysienne

On a vu que l'existence de bassins océaniques marginaux conférait aux microcontinents intra néo-téthysiens une certaine autonomie de mouvement. La suturation de ces microcontinents à la marge eurasienne préluda à la collision alpine. Dans ce paragraphe, nous revoyons brièvement la chronologie de ces événements dans le but d'établir d'éventuelles corrélations entre l'évolution des zones nord et sud téthysiennes.

Au niveau, des **Carpathes et des Balkans,** la structuration mésozoique supérieure résulte de l'interaction de la marge eurasienne et de trois micro-continents: l'**Apulie**, le **Rhodope** et la **Moesie** (fig. 5.2.) (Burchfiel, 1980). Durant le Jurassique terminal et le Crétacé inférieur, l'aire océanique séparant l'Apulie du Rhodope subducta vers le NE, sous le Rhodope, comme en témoignent les flyschs, le volcanisme calco-alcalin et les schistes bleus affleurant dans la **zone de Vardar.** A la limite Jurassique/Crétacé, des ophiolites furent obductées sur la bordure est de l'Apulie.

Durant l'Albien, toute la région fut affectée par des plissements intenses en raison du télescopage des différents blocs continentaux. Le Rhodope se suture à la Moesie qui elle même, entre en collision avec la marge eurasienne au niveau de la Dobrogée (fig. 5.2); des molasses cénomaniennes cèlent ces événements. Plus à l'Ouest a lieu le premier contact entre le Rhodope et l'extrémité lord de l'Apulie. Suite à ce blocage, l'Apulie subit une rotation anti-horaire de 30° (Dercourt et al., 1985) et voit sa trajectoire s'incurver vers le Nord; cette évolution cinématique est soulignée, dans la zone de Vardar, par une discontinuité entre les volcanites calco-alcalines crétacées inférieures et cénomaniennes (Burchfiel, 1980).

Durant le Crétacé supérieur, le domaine océanique de Vardar se résorbe entièrement et la collision, entre l'Apulie et le Rhodope atteint son apogée. A partir de ce moment, les limites entre les microcontinents s'estompent et l'évolution tectonique de la région doit être analysée en terme d'écrasement rigide-plastique du promontoire Apulie-Rhodope sur la marge eurasienne (Tapponnier, 1977); ce modèle rend compte, entre autres, de la formation de l'orocline carpathique durant le Cénozoique.

En **Anatolie,** le Jurassique est marqué par l'ouverture, au sein des cimmérides, d'un bassin océanique dont les reliques affleurent au niveau de la **suture intra-pontique** (fig. 5.2., Sengor et al., 1985). La subduction vers le Nord de ce bassin engendre, au Crétacé supérieur, la ceinture volcanique calco-alcaline nord pontique. Durant le Maestrichtien, les pontides internes et externes entrent en collision et la subduction reprend au Sud, comme en témoignent les volcanites calco-alcalines à acides de la ceinture sud-pontique, d'âge Maestrichtien supérieur à Miocène terminal (Bergougnan et Fourquin in Adamia et al., 1980). C'est également à cette époque (Crétacé terminal à Eocène) que s'ouvre le bassin de la Mer Noire, en position arrière-arc (Sengor et al., 1985).

En **Iran,** la phase éo-cimmérienne qui vit l'incorporation de la plaque iranienne à la marge eurasienne est cachetée par des molasses à charbon rhaetiennes; elles marquent le rétablissement du régime de plate-forme et le début d'une période de faible activité tectonique qui se poursuivera jusqu'au Jurassique supérieur (Lensch et al., 1984). La marge active eurasienne s'installe au Sud de la plaque iranienne, au niveau de la zone de Rezaiye-Esfandagheh (fig. 5.3.). Les épisodes magmatiques calco-alcalins à acides affectant ces régions ne se succédèrent pas à un rythme monotone durant les quelque deux cents millions d'années d'activité de la marge iranienne; des périodes d'activité diffuse et des lacunes reflètent l'irrégularité du processus de subduction (table 5.1.; Berberian et Berberian, 1981). Ces épisodes peuvent souvent être corrélés aux événements tectoniques et à la cinématique de la convergence Afrique/Eurasie (Ricou et al., 1985; § 5.4.).

Sur le plan tectonique, le Jurassique est marqué par l'individualisation de la plaque **centre-est iranienne** (C.E.I.) (Takin, 1972) incluant le **bloc de Lut** (Stöcklin, 1968) et l'**Iran central** sensu stricto. Durant le Dogger, la C.E.I. se détache de la marge eurasienne au niveau de la zone de Sabzevar, s'en éloigne de 500 kilomètres environ pour ensuite faire chemin inverse durant le Malm (Schmidt et Soffel, 1984). La phase de plissement néo-cimmérienne affectant l'ensemble de l'Iran (Haghipour in Adamia et al., 1980) reflète probablement la collision entre la marge eurasienne et la C.E.I. au terme de cette convergence. Une transgression régionale barrémienne cachète cet événement.

Le Crétacé moyen vit d'importants réarrangements le long de la marge active iranienne. Durant l'Albien supérieur ($\sim$ 105 à $\sim$ 98 Ma) l'**arc insulaire transcaucasien,** actif depuis le Lias, entre en collision avec le Grand Caucase (fig. 5.2). La suture ophiolitique du Caucase mineur se forme à cette époque; ces ophiolites, dont la section extrusive est faite d'intercalations de coulées volcaniques basiques à acides, d'hyaloclastites, de tuffs et de mélanges sédimentaires jurassiques à crétacés inférieurs, révèlent l'existence d'un bassin océanique marginal associé à la subduction du Caucase. Celle-ci reprit immédiatement après la collision albienne (Adamia et al., 1980; Dercourt et al., 1985).

Les bassins marginaux responsables de l'isolement de la C.E.I. furent le siège d'accrétion océanique durant le Crétacé supérieur (Lensch et Schmidt, 1984); cette accrétion s'initia probablement dès l'Aptien (Dercourt et al., 1985). Les reliques de ces aires océaniques se retrouvent dans les zones de Naïn-Esfandagheh, au Sud-Ouest, de Sabzevar, au Nord et de Zahedan, à l'Est (fig. 5.3.). Ces bassins s'élargirent durant le Crétacé supérieur; d'importantes épaisseurs de flyschs provenant de l'érosion des régions voisines (monts d'Alborz, Sanandaj, bloc de Lut) s'y accumulèrent.

Durant le Sénonien ($\sim$ 88 à $\sim$ 65 Ma), la marge sud-iranienne connaît une recrudescence de l'activité magmatique (Berberian et Berberian, 1981). En particulier, c'est à cette époque que s'est initiée la **subduction du Makran;** les plus anciennes manifestations calco-alaalines y ont été datées à 74 Ma dans les

monts de Bazman, au Balouchistan (fig. 5.3) (Berberian et Berberian, 1981). Le Sénonien est également une période de forte activité andésitique dans le bloc de Lut (∽ 80 à ∽ 60 Ma) attestant peut-être de la subduction sous la C.E.I. des bassins marginaux adjacents (Lensch et Sahmidt, 1984).

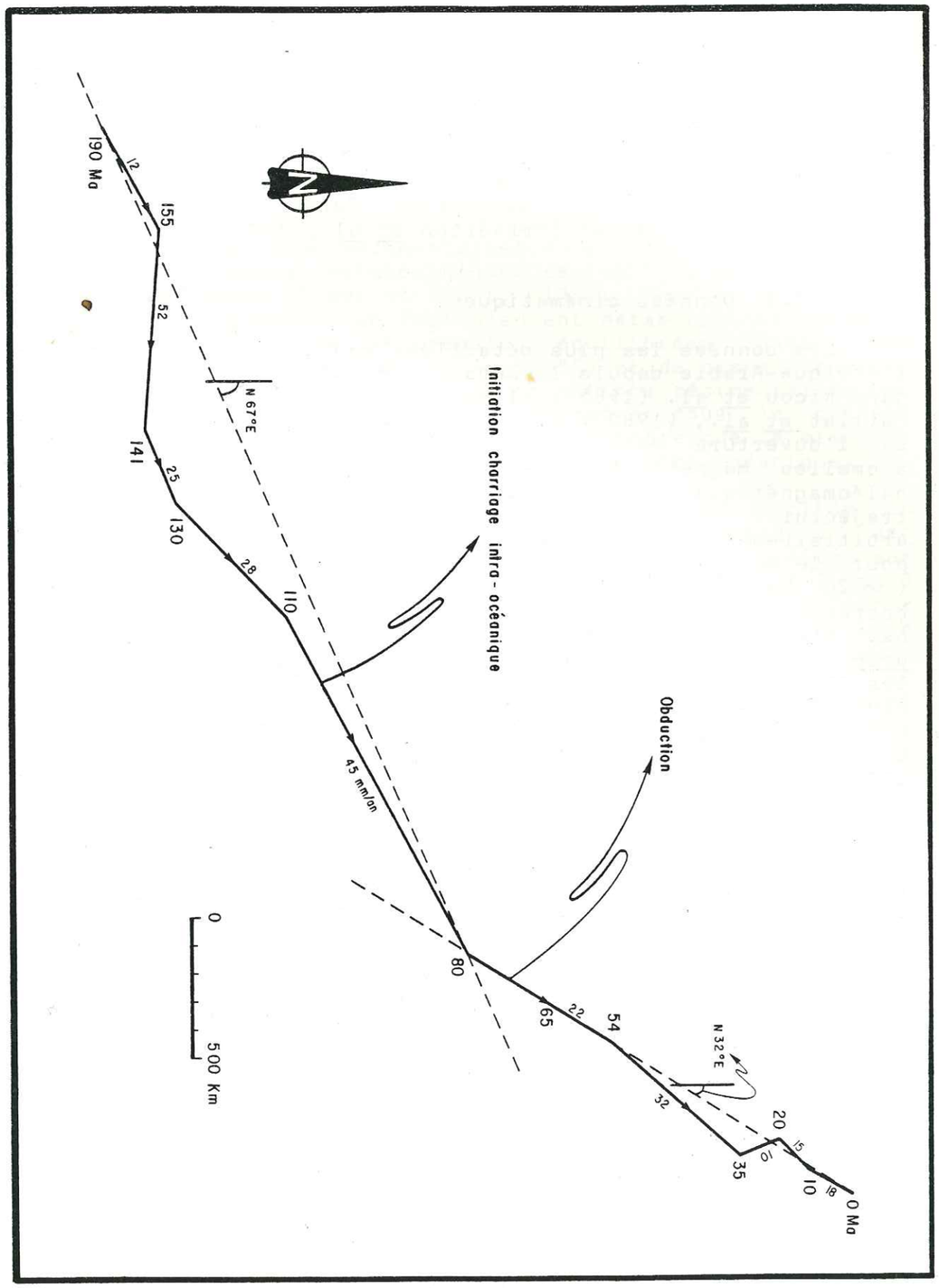
La **phase de plissement laramienne** (limite Crétacé/Tertiaire) affecta le Sanandaj et est responsable de l'édification d'une chaîne "proto-Alborz" dans le Nord de l'Iran; des mélanges ophiolitiques dont la formation est contemporaine de cette phase suggèrent qu'elle pourrait résulter de la fermeture d'un bassin marginal situé en arrière de l'arc de Sanandaj. La phase laramienne n'affecte pas la C.E.I.; elle ne s'y manifeste que par des mouvements verticaux comme en témoignent les conglomérats paléocènes à éocènes surmontant sans discontinuité angulaire les formations du Crétacé supérieur (Haghipour in Adamia et al., 1980). C'est à cette époque également que la C.E.I. entreprit une rotation anti-horaire de 90° (Lowrie, 1980; Dercourt et al., 1985).

Durant le Paléogène, deux ceintures volcaniques calco-alcalines bordent l'Iran. L'une, au Nord et à l'Est, au niveau des monts d'Alborz, du Kopet Dagh et du bloc de Lut, correspond à la subduction de bassins marginaux tels ceux de Sabzevar et de Zahedan; l'autre, au Sud, au niveau de la ligne Rezaiye-Esfandagheh et du Makran, correspond à la subduction de la dépouille de l'océan néo-téthysien (fig. 5.3). Ces deux ceintures se rejoignent au niveau du Caucase où elles se branchent sur la subduction pontique (Dercourt et al., 1985).

Au Miocène inférieur (∽ 20 Ma), l'activité de la ceilture septentrionale décline rapidement; elle se réduit à quelques centres qui émirent des produits très différenciés jusqu'à l'époque sub-actuelle (Lensch et Schmidt, 1984; Berberian et Berberian, 1981). C'est l'époque où s'amorce la phase finale de l'orogenèse alpine marquée par des collisions continentales généralisées à presque toute la chaîne. L'Iran coulisse vers le Sud-Est, le long du grand décrochement dextre du Zargos. Ce mouvement engendre la disparition des bassins marginaux entourant la C.E.I. et la formation de la **chaîne plissée de Zahedan,** étroite structure N-S prise en étau entre le bloc du Lut et le bloc afghan (fig. 5.3).

L'activité de la ceinture méridionale se maintint plus longtemps, au niveau du Caucase et de la marge iranienne continue depuis Rezaiye jusqu'au Makran à la suite des événements miocènes (Berberian et Berberian, 1981; Dercourt et al., 1985).

Dans le **Zargos,** la collision entre l'Arabie et l'Iran n'eut lieu qu'au Miocène terminal/Pliocène (∼ 5 Ma) (Murris, 1980). Au niveau du Golfe d'Oman, elle n'a pas encore débuté. Les dernières reliques de la lithosphère néo-téthysienne encore enracinées en milieu océanique glissent sous le Makran à la vitesse moyenne de cinq centimètres par an (Jacob et Quittmeyer, 1979). La subduction du Makran est remarquable par la faiblesse de la pente adoptée par la plaque subductante (< 1° vers l'Est), comme l'attestent le développement exceptionnel, en grande partie aérien, du prisme d'accrétion, la largeur du gap entre l'arc volcanique et la fosse océanique (∽ 500 Km), les données sismiques et gravimétriques (Jacob et Quittmeyer, 1979; White, 1979).



5.4. Trajectoire de l'Arabie par rapport à l'Eurasie (fixe) depuis le Lias. D'après les données cinématiques publiées dans Ricou et al. (1985).

Jusqu'au Miocène inférieur, le **bloc central afghan** fut isolé des régions adjacentes par des aires océaniques ou de grandes zones décrochantes ayant parfois évolué en bassins marginaux: la **zone de Zahedan**, à l'Ouest et la **zone décrochante de Chaman**, à l'Est, (fig. 5.3.). Le **domaine océanique de Farah**, au Nord, se résorba durant le Crétacé inférieur; le plissement des flyschs jurassique terminal de Panjaw et des flyschs et ophiolites triasique supérieur de Waras y est cacheté par des molasses barrémo-aptiennes (∿ 119 Ma) (Blaise et al., 1978). La subduction de l'**océan béloutche**, prolongement nord du **bassin de Hawasina**, sous le bloc central afghan au niveau du Makran débuta durant le Sénonien; dans les monts Chagaï, des volcanites calco-alcalines témoignant de cette subduction furent émises avant le Maestrichtien (∿ 73 Ma) (Arthurton et al., 1979).

5.3.4. Données cinématiques

Les données les plus détaillées concernant la cinématique de l'Afrique-Arabie depuis le Jurassique inférieur ont été publiées dans Ricou et al. (1985); elles complètent et précisent celles de Patriat et al., (1982). Elles sont basées sur les reconstitutions de l'ouverture des océans Atlantique et Indien ("fit" des anomalies magnétiques) sous contrôle des données géologiques et paléomagnétiques. Nous nous en sommes servi pour représenter la trajectoire de l'Afrique de l'Est par rapport à l'Eurasie fixée arbitrairement (fig. 5.4). Cette figure est également valable pour le mouvement de l'Arabie avant l'ouverture de la mer Rouge (∿ 20 Ma). Rappelons que les âges mentionnés figure 5.4 correspondent à un découpage quelque peu arbitraire et ne doivent pas être considérés comme des indications géochronologiques précises: ils correspondent aux âges des anomalies magnétiques les mieux connues dont on s'est qervi pour les reconstitutions cinématiques. En particulier, durant la grande période magnétique normale du Crétacé supérieur (∿ 118 à ∿ 83 Ma), les données cinématiques détaillées font cruellement défaut, considérant l'importance de cette période pour l'histoire téthysienne.

Le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie se décompose schématiquement en deux grandes étapes: (1) avant ∿ 80 Ma, un coulissage sénestre de 3000 km environ selon un azimut W-E à WSW-ENE; durant le Malm et le Crétacé supérieur, l'Afrique atteint la vitesse record de 5 cm/an; en dehors de ces périodes, sa vitesse moyenne est de 2 cm/an; (2) après ∿ 80 Ma, une convergence SSW-NNE durant laquelle la distance Afrique-Eurasie se réduit de ∿ 1600 km; durant cette étape, le mouvement est assez régulier, à la fois en vitesse (2 à 3 cm/an) et en direction (N 30° E) sauf durant l'Oligocène où un brusque ralentissement est corrélé avec un changement d'azimut de près de 90°.

5.4. Charriage à la dorsale de l'ophiolite d'Oman

Le modèle de mise en place de l'ophiolite d'Oman présenté dans le paragraphe 5.5. s'inspire, d'une part, des donnés géologiques régionales et chronologiques présentées dans le chapitre 5 et dans les paragraphes 5.1. à 5.3., d'autre part de l'hypothèse du charriage à la dorsale. Les arguments en faveur de cette hypothèse sont développés dans les appendices II à IV; ils s'appuient sur les données structurales présentées dans le chapitre 3 et résumées brièvement ci-dessous.

Le contact entre la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman et les formations sédimentaires sous-jacentes est jalonné d'écailles de roches métamorphiques dérivant de cherts et de basaltes océaniques (Ghent et Stout, 1981; Searle et Malpas, 1982). Elles présentent un fort gradient métamorphique inverse, depuis des amphibolites à grenats équilibrées dans des conditions de haute température (∿ 850°C) et de basse pression (5 à 6 Kbars), au contact, jusqu'aux formations sédimentaires non métamorphiques, quelques centaines de mètres sous le contact (Ghent et Stout, 1981). Cette semelle démontre que la mise en place de l'ophiolite débuta par un charriage intra-océanique.

Dans l'ophiolite elle-même, la déformation héritée du charriage intra-océanique (déformation "lithosphérique") est omniprésente dans la partie basale de la section mantellaire, sur une épaisseur variant de quelques centaines de mètres à 2 ou 3 kilomètres au-dessus de la semelle. Elle peut également affecter des niveaux plus élevés de la section mantellaire et la section crustale sous forme de bandes de cisaillement mylonitiques verticales recoupant les structures asthénosphériques et magmatiques. Dans la section mantellaire, ces cisaillements sont de largeur hectométrique à kilométrique. Leurs contacts sont diffus, la transition entre les structures lithosphériques et les structures asthénosphériques est progressive, et ce d'autant plus que l'on considère des niveaux plus profonds. Au contraire, dans la section crustale et dans les niveaux superficiels de la section mantellaire, ces cisaillements s'organisent en bandes plus étroites dont les contacts avec la roche encaissante sont francs. Lors de l'initiation du charriage intra-océanique, la lithosphère devait présenter un fort gradient thermique vertical. Ces cisaillements sont contemporains d'importantes injections de magmas différenciés et hydratés dont l'origine est à rechercher dans la fusion de la semelle sous-jacente (appendice IV); à leur voisinage, les péridotites sont souvent le siège d'altérations hydrothermales de haute température.

Sur le plan cinématique, les déformations enregistrées par les bandes de cisaillement, les péridotites basales et les amphibolites de la semelle sont en concordance parfaite.

Il existe une dualité marquée entre les massifs situés de part et d'autre du Semail Gap (retombée orientale du Djebel Akhdar). A l'Est de cet accident, le charriage intra-océanique se

fit d'Est en Ouest et ne provoqua guère de déformation au sein de la section ophiolitique. Au Nord-Ouest de cet accident, les mouvements associés au charriage intra-océanique ont une composante dominante vers le SSE et la déformation lithosphérique affecte intensément toute la section ophiolitique.

Le massif de Wadi Tayin a enregistré une direction moyenne de charriage N 070°E, sub-perpendiculaire à l'axe de la paléo-dorsale; les quelques bandes de cisaillement mylonitiques reconnues dans ce massif sont confinées dans sa partie occidentale.

Le comportement du massif de Sumail lors du charriage intra-océanique est intermédiaire entre celui du massif de Wadi Tayin et celui des massifs septentrionaux: les déformations internes, sans être exceptionnelles, ne sont pas abondantes; les péridotites basales et la semelle y ont enregistré les deux directions de charriage E-W et N-S. Le massif de Sumail semble donc occuper une position charnière au sein de l'ophiolite d'Oman.

Au Nord-Ouest du Semail Gap, le style tectonique de la déformation lithosphérique est différent de part et d'autre de l'accident du wadi Ahin. Dans les massifs de Fizh et de Hilti, au Nord de cet accident, les zones de cisaillement mylonitiques atteignent leur développement maximum; elles s'organisent en un système conjugué de cisaillements dextres, d'orientation N-S à N 150°E, parallèles à l'axe de la paléo-dorsale, et de cisaillements sénestres, NW-SE à E-W. Dans les parties profondes de la section mantellaire, les bandes de cisaillement dextres dominent largement, en concordance avec la déformation des péridotites de base et des amphibolites de la semelle qui indiquent un mouvement de charriage dominant vers le SSE.

Cette disposition des structures lithosphériques implique que le charriage intra-océanique s'initia sous l'action d'une contrainte compressive orientée dans le secteur WSW-ENE à SW-NE mais que les déplacements majeurs de la lithosphère charriante furent guidés parallèlement à la dorsale.

Au Sud de l'accident du wadi Ahin, aucune composante, même mineure, de mouvement vers l'Ouest n'a été détectée dans les amphibolites et les péridotites de base. Ces massifs sont également affectés par des cisaillements ductiles sub-parallèles à la paléo-dorsale, quoique dans une proportion moindre que dans les massifs de Fizh et de Hilti; ils se distinguent surtout des autres massifs d'Oman par le fait que les structures internes héritées de l'épisode d'accrétion y furent plissées au cours du charriage intra-océanique et des stades ultérieurs de la mise en place. Cette moindre résistance à la compression pourrait être due à une épaisseur plus faible des nappes. L'anomalie gravimétrique, moins importante au niveau de ces massifs, tend à supporter cette interprétation (Shelton, 1984; Manghnani et Coleman, 1981).

La différence entre les massifs situés de part et d'autre du wadi Ahin concerne également (1) l'âge du charriage intra-océanique, sensiblement plus ancien au Nord qu'au Sud (§ 4.3.) et (2) le flanc de la dorsale dont ils sont originaires: flanc

oriental, au Nord et flanc occidental, au Sud (ch. 6).

Ces observations peuvent être intégrées dans le scénario suivant. Le charriage intra-océanique s'est initié au Nord du wadi Ahin, à proximité immédiate de la dorsale, la lithosphère située sur son flanc oriental étant charriée sur son flanc occidental. Le plan de charriage, situé à une profondeur comprise entre cinq et dix kilomètres sous le paléo-Moho coïncidait probablement avec la limite lithosphère/asthénosphère (isotherme 1000°C, voir discussions dans annexes III et IV). La contrainte de temps imposée par la diffusivité thermique de la lithosphère océanique implique que l'inversion du régime d'expansion en régime compressif s'est faite en moins de un ou deux millions d'années (appendice IV). Les causes de cette inversion rapide sont à rechercher au niveau de la marge active eurasienne (voir § 5.5.).

A l'époque de l'initiation du charriage intra-océanique ($\sim$ 100 Ma), l'azimut de la convergence entre l'Arabie et l'Eurasie est N 065°E (fig. 5.4.), sub-parallèle à l'orientation de la contrainte compressive déduite de l'orientation des bandes de cisaillement. En raison de la légère obliquité entre l'orientation de la dorsale ($\sim$ N-S) et celle de cette contrainte, ainsi que de l'anisotropie de rigidité présentée par la lithosphère du fait de l'existence de la dorsale elle-même, les nappes coulissèrent vers le Sud, parallèlement à l'axe de la dorsale sur une distance de plusieurs centaines de kilomètres. Ces mouvements forcèrent le charriage intra-océanique vers le Sud du segment de dorsale délimité par le wadi Ahin et le Semail Gap. Au même moment ($\sim$ 97 Ma), le charriage intra-océanique s'initie à l'Est du Semail Gap où l'accrétion s'était arrêtée dès l'initiation du charriage des massifs du Nord. La dorsale restant le point le plus chaud, donc le plus fragile, le charriage opéra à ce niveau et un centre d'expansion fossile put ainsi être échantillonné. Le massif de Wadi Tayin est le plus épais de tous les massifs d'Oman et ceci explique probablement son comportement plus rigide au cours du charriage intra-océanique; il fut charrié vers l'WSW, conformément à l'azimut de la convergence Arabie-Eurasie. Le massif de Sumail est situé au point de rencontre des nappes venant du Nord et des nappes charriant vers l'Ouest, comme l'attestent les deux directions enregistrées par les semelles métamorphiques de ce massif. Les massifs compris entre le wadi Ahin et le Semail Gap furent pris en étau entre ces deux systèmes de nappes et flambèrent.

Dès la fin du charriage à la dorsale, les massifs d'Oman se comportèrent comme un ensemble cohérent. Durant le Campano-Maestrichtien, ils furent obductés sur la marge arabe. Au cours de cette étape ultime de leur mise en place, ils se déplacèrent vers le SSW, conformément à la direction de convergence entre l'Eurasie et l'Arabie à l'époque.

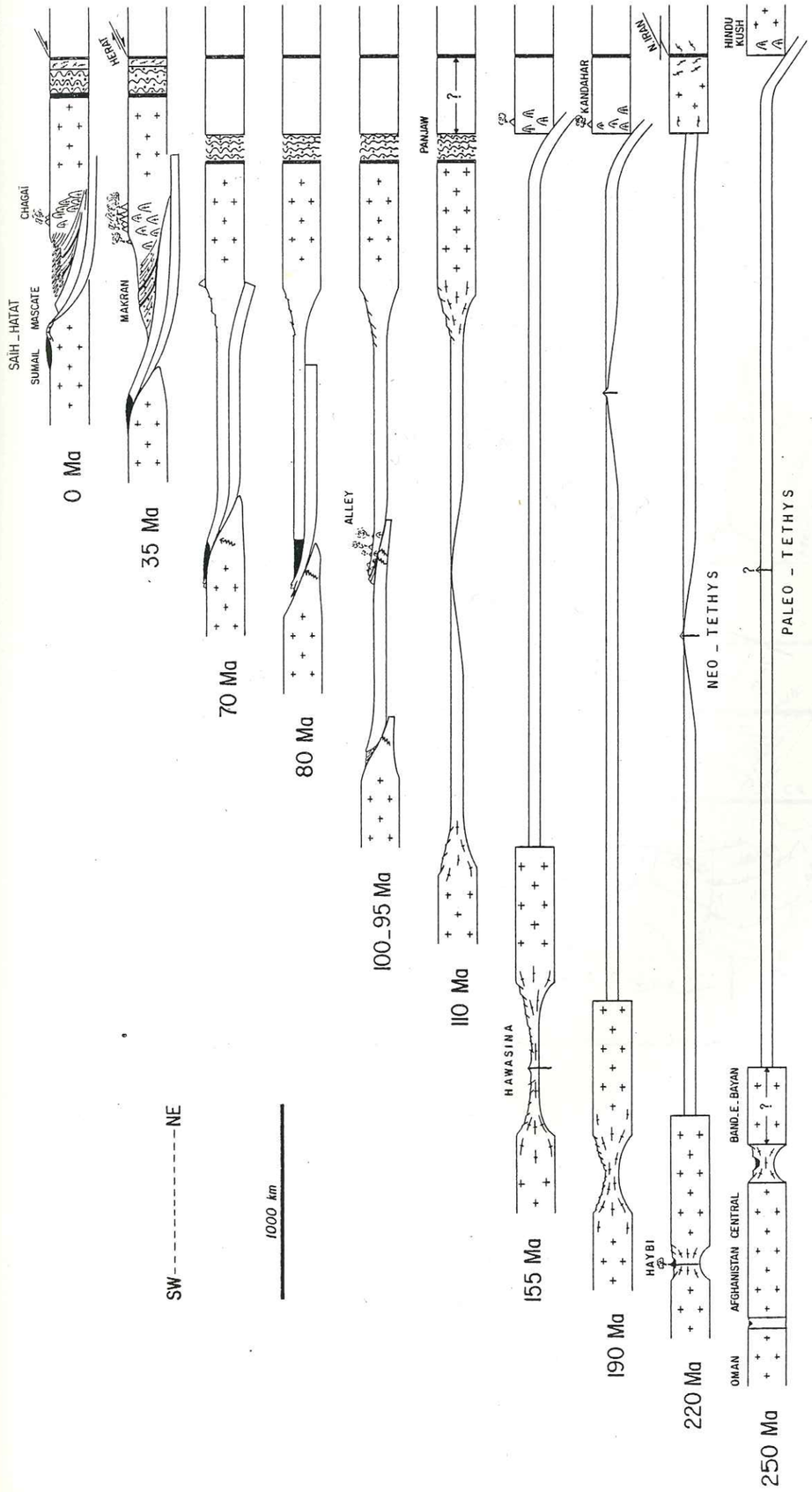
5.4. Corrélations et modèle de mise en place.

Les modèles d'évolution de la chaîne alpine se regroupent en deux grandes catégories: (1) ceux qui appliquent le concept de tectonique des plaques jusqu'à très petite échelle, fragmentant le domaine alpin en un grand nombre de microblocs rigides (Dewey et al., 1973; McKenzie, 1972, 1976) et (2) ceux qui considèrent la lithosphère impliquée dans la chaîne alpine comme un milieu continu dont le comportement mécanique est analogue à celui d'un corps rigide-plastique (Tapponnier et Molnar, 1976; Tapponnier, 1977). Alors que ces derniers rendent beaucoup mieux compte des stades ultimes de l'évolution alpine, la tectonique des plaques reste une bonne approximation lorsqu'il s'agit d'en analyser les stades précoces. La transition entre les domaines d'application de ces deux approches a lieu au moment de la disparition complète des aires océaniques isolant les blocs continentaux les uns des autres. Elle n'est pas simultanée tout au long de la chaîne en raison du jeu des grands décrochements; en particulier, l'histoire structurale de l'ophiolite et de la marge omanaises s'inscrit encore dans un schéma plaquiste alors que la collision continentale affecte le reste de la chaîne alpine.

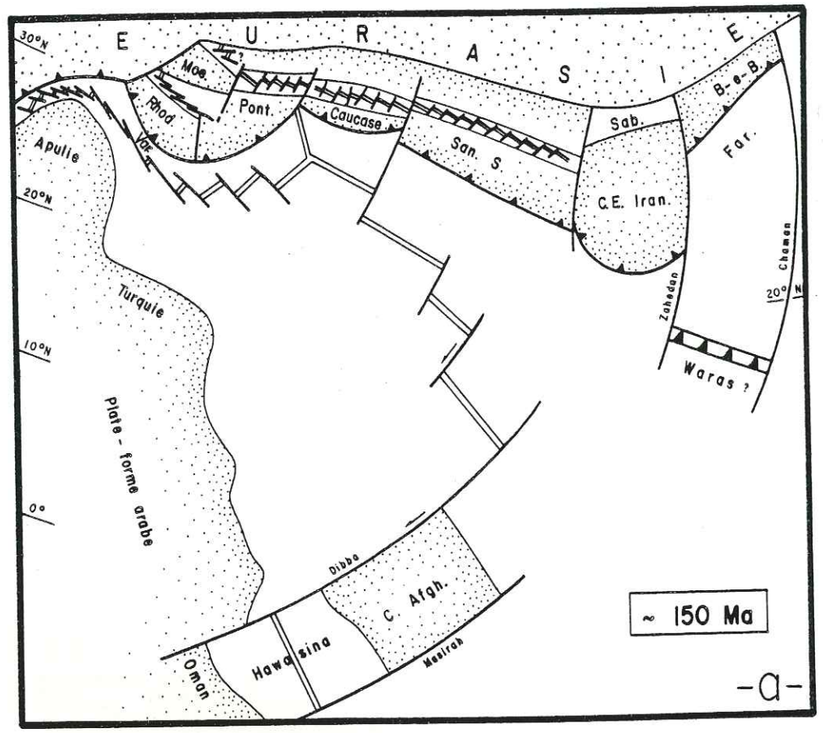
Les domaines océaniques réagissent quasi instantanément aux variations régionales du champ de contraintes. Par exemple, le début de la collision Inde/Eurasie se manifeste, dans l'océan Indien, par une chute brutale du taux d'expansion et un changement de près de 45° de la direction d'expansion (Patriat et Achache, 1984). Des situations analogues ont été modélisées pour des configurations simples. Yamano et Uyeda (1985) montrent que des blocages de subduction se traduisent par des perturbations du régime d'expansion dans les domaines océaniques. Lorsque ce blocage résulte d'une cause locale, par exemple de la collision entre un microbloc et une marge active, le régime initial se rétablit peu de temps après cet événement; au contraire, lorsque la cause du blocage est plus importante, le système tend à évoluer vers une nouvelle configuration, la nature de certaines limites de plaques pouvant être modifiée irréversiblement.

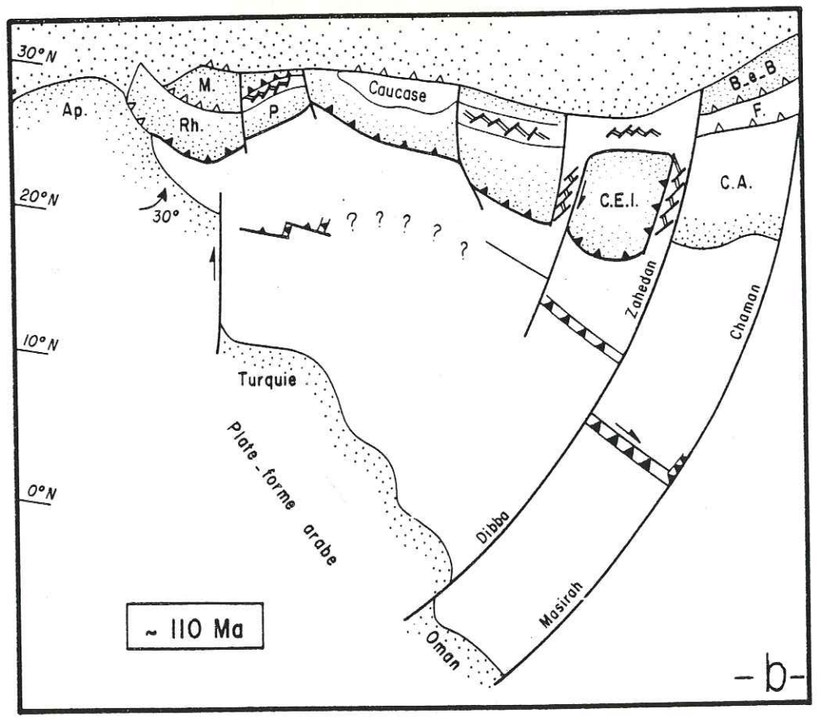
Certains des événements s'étant déroulés dans le domaine téthysien peuvent être interprétés en ces termes. Les alternatives offertes par l'évolution des domaines océaniques permettent d'expliquer la brièveté des épisodes orogéniques mésozoïques impliquant la collision entre des fragments continentaux gondwaniens et eurasiens. Par exemple, l'initiation de la subduction néo-téthysienne et l'ouverture de bassins marginaux dès la fin du Trias empêchèrent la suturation éo-cimmérienne de dégénérer en écrasements ou poinçonnements de grande ampleur.

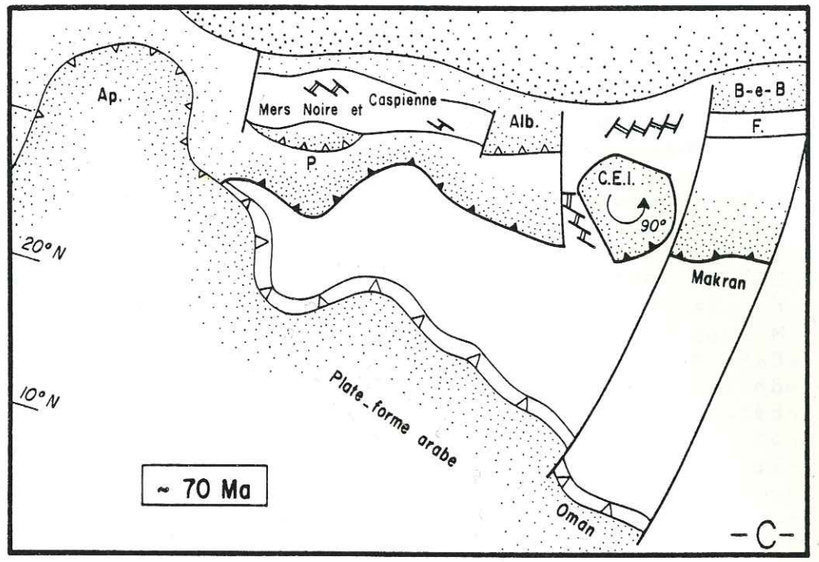
De même, nous proposons que le charriage intra-océanique des ophiolites sud-téthysiennes soit une réaction irréversible de la Téthys à des collisions au niveau de la marge active eurasienne. Ce charriage s'initia, à la dorsale, durant l'Albien supérieur (≤ 105 à ≤ 98 Ma) et se propagea jusqu'à la marge passive nord-

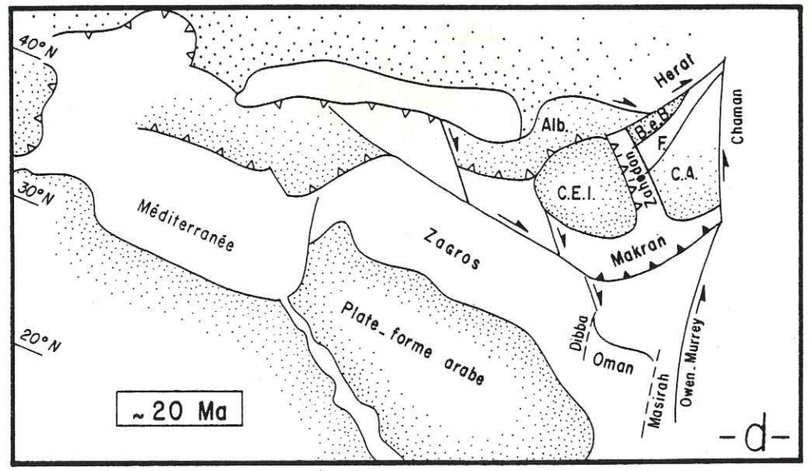


5.5. Modèle schématique de l'évolution du domaine téthysien depuis le début du Mésozoïque selon un transect SW-NE passant par la marge omanaise de l'Afghanistan. Epaisseurs non à l'échelle. Voir fig. 4.1. pour plus de détails au niveau de la marge omanaise. Distance Arabie-Eurasie d'après fig. 5.4.









Obduction
Accrétion
Subduction
Charriage intra-océanique
Collision
Marge continentale

Fig. 5.6. Schéma paléo-structural du domaine téthysien en quatre moments clés de l'histoire des ophiolites d'Oman. Contours approximatifs et position des continents d'après Dercourt et al. (1985); orientation dorsale/transformes au niveau de la Turquie d'après Reuber (1985), au niveau de l'Arabie voir chap. 3. (discussion et autres références voir texte).

Alb = Alborz
Be B = Band-e Bayan
CA = Afghanistan Central
CEI = continent Central-Est Iranien
F = zone de Farah
M = Moesie
P = Pontides
Rh = Rhodope
Sab = zone de Sabzevar
SS = zone de Sanandaj-Sirjan
Var = zone de Vardar

a. **Au Malm** : le continent central afghan se détache de l'Arabie entraînant l'ouverture du bassin de Hawasina; nous suggérons que les zones décrochantes de Zahedan et de Chaman aient été, à l'époque, les prolongements nord des celles de Dibba et Masirah. Le charriage à la dorsale des ophiolites de Waras est parfaitement hypothétique.

b. **Fin Albien** : le télescopage Eurasie-Moesie-Rhodope-Apulie, à la charnière du domaine téthysien, la collision entre l'arc du Caucase et la marge eurasiatique, et la fermeture de la zone de Farah entraînent un charriage à la dorsale généralisé à tout le domaine sud-thétysien. La cinématique de ce charriage est fortement influencée par la géométrie dorsale/transforme mais reste cohérente avec l'orientation des contraintes déduites du mouvement Arabie/Eurasie (voir chap. 3.).

c. **Début Maestrichtien** : le redoublement de la lithosphère océanique sud-téthysienne est achevé; la lithosphère chevauchante est venue s'échouer sur la marge arabe. La cinématique de cette obduction est parfaitement cohérente avec le mouvement relatif Arabie/Eurasie. La collision continentale a débuté au niveau des Balkans et des Carpathes; la subduction reprend en force sous la marge eurasiatique.

d. **Au Miocène** : la collision continentale affecte une portion de plus en plus importante de la chaîne alpine. Le début du poinçonnement de l'Eurasie par l'Arabie provoque l'éjection des noyaux continentaux vers le SE et, par voie de conséquence, la fermeture des bassins marginaux N-S et le décalage dextre des grandes failles eurasiatiques par rapport aux failles gondwaniennes.

gondwanienne durant le Cénomanien et le Turonien (∿ 98 à ∿ 88 Ma) (ch. 4, Appendices II, III, IV). L'initiation du charriage intra-océanique est strictement contemporaine (1) du télescopage de la marge eurasienne et des microcontinents Moésie, Rhodope et Apulie ainsi que (2) de la collision entre l'arc insulaire transcaucasien et le Grand Caucase; elle suit de peu la suturation du bloc central-afghan au bloc de Band-e Bayan (§ 5.3.3., table 5.1.). Entre ces points névralgiques, la marge eurasienne subit une forte réorganisation; c'est de cette époque que date, entre autres, l'océanisation des bassins marginaux entourant la microplaque centrale-est iranienne (fig. 5.6. b). Sur le plan cinématique, l'arrêt de l'expansion océanique dans la zone sud-téthysienne permet une accélération de la convergence Arabie-Eurasie qui passe de 2.8 à 4.5 cm/an (fig. 5.4.; table 5.1.). Deux autres périodes d'accélération de cette convergence ont été mises en évidence depuis le Lias: durant le Malm et durant l'Eocène (fig. 5.4.). Il est intéressant de noter que ces deux périodes correspondent chacune à une intensification de l'activité magmatique au niveau de l'arc Caucase-Iran, indice probable d'une plus grande vitesse de subduction. La période d'accélération du Crétacé supérieur n'est, quant-à elle, corrélée avec aucun paroxisme andésitique au niveau de la marge active (table 5.1.). A cette époque, la convergence Arabie-Eurasie aurait donc été absorbée en grande partie par le redoublement de la lithosphère océanique sud-téthysienne, conséquence géométrique du charriage à la dorsale (fig. 5.5.). Au début du Sénonien, ce redoublement est achevé et la lithosphère chevauchante entreprend de gravir la marge passive gondwanienne. Ce processus, responsable du métamorphisme haute pression des formations de la marge, peut-être décrit comme l'amorce d'une subduction de lithosphère continentale amincie sous une lithosphère océanique; non viable à long terme, cette subduction n'impliqua que les 150 premiers kilomètres de la marge gondwanienne. Au Campano-Maestrichtien, les réajustements isostatiques conduisent à la mise en place gravitaire des ophiolites. On assiste donc, à l'époque, à un nouveau blocage de la convergence Afrique-Eurasie. La réaction du domaine téthysien à cette nouvelle crise tectonique se concentre cette fois au niveau de la marge active, dans la zone nord-téthysienne (table 5.1., fig. 5.5. et 5.6.c.): fermeture des bassins marginaux intra-pontiques et de Sanandaj, rotation de la microplaque centrale-est iranienne et, surtout, reprise en force de la subduction tout au long de la marge eurasienne et initiation de la subduction du Makran. C'est également à cette époque que l'Afrique-Arabie infléchit résolument sa trajectoire selon une direction NNE (fig. 5.4.); cette évolution cinématique coïncide avec la résorption complète de l'aire océanique de Vardar (fig. 5.6. b et c); la zone blakano-carpathique joua, depuis le Crétacé supérieur, un rôle de charnière pour la fermeture de la Téthys. A partir du Cénozoïque, la situation évolue petit à petit vers la collision continentale généralisée, au fur et à mesure que disparaissent, par subduction, les dernières reliques de lithosphère océanique (fig. 5.6. d).

La subduction du Makran est un dernier témoin de la subduction de la branche sud-téthysienne; elle est remarquable

par la faiblesse de la pente du plan de Bénioff (§ 5.3.3.); cet angle dépend principalement de la densité de la lithosphère subductée, laquelle est surtout fonction des épaisseurs relatives de croûte, légère, et de manteau lithosphérique, plus lourd (Karig et al., 1976; Molnar et Atwater, 1978). Nous proposons que l'angle particulièrement faible adopté par la subduction du Makran est dû au fait que la lithosphère subductée est constituée par la superposition de deux lithosphères océaniques; la lithosphère supérieure, ayant été charriée sur l'autre près de la dorsale, a une section mantellaire fort peu épaisse et, pratiquement, on peut considérer que la lithosphère plongeant actuellement sour le Makran a une épaisseur de croûte deux fois plus importante que la lithosphère océanique normale.

Les figures 5.5. et 5.6. résument, de façon schématique, nos idées concernant la formation et la mise en place de l'ophiolite d'Oman. Ce modèle est une alternative au modèle défendu par l'équipe de l'Open University qui considère que l'ophiolite d'Oman s'est formée dans un bassin d'arrière arc associé à une subduction hypothétique en bordure de la marge gondwanienne et s'est mise en place à la faveur de la collision de cet arc et de la marge omanaise.

ANNEXE II

Earth and Planetary Science Letters, 75 (1985) 215–222
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam – Printed in The Netherlands

[5]

Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite: model of plate convergence

F. Boudier [1], J.L. Bouchez [1], A. Nicolas [1], M. Cannat[1], G. Ceuleneer [1], M. Misseri [1] and R. Montigny [2]

[1] *Laboratoire de Tectonophysique, 2 rue Houssinière, 44072 Nantes (France)*
[2] *Institut de Physique du Globe, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg (France)*

Received June 26, 1985; accepted July 8, 1985

Kinematics of early thrusting of Oman ophiolites is deduced using analysis of homogeneous deformation in their metamorphic soles, and is constrained by new K-Ar ages. A model of decollement from a Tethyan ridge system is proposed for the 100–95 Ma period of time. The local geometry of the ridge system controls the thrust direction; a NE toward SW shortening direction of the lithosphere is deduced from the bulk vectorial composition of the senses of shear recorded in the high-temperature thrust soles. A uniform NE toward SW transport direction is also recorded in the lower-grade rocks of the thrust soles, and in the high-pressure/low-temperature metamorphic rocks of the Saih Hatat, for the 90–80 Ma period of time. This last convergence direction is that of Africa with respect to Eurasia deduced from magnetic anomalies study in the Atlantic Ocean.

1. Introduction

The obduction of oceanic lithosphere [1] has been modeled as a two-step process in the case of the Oman ophiolite [2,3] (Fig. 1). The first step referred to here as intraoceanic thrusting is recorded in the metamorphic sole of the ophiolite; it corresponds to oceanic thrusting of the future ophiolite pile in a closing ocean. The second step is recorded by the piling up of the unmetamorphosed Hawasina sediments pushed out from the subsident Hawasina basin; it corresponds to emplacement of the ophiolite onto the continental margin. The driving mechanism of this second stage may be gravity [2]. This paper deals with the first step of the obduction process: the intraoceanic thrusting. It has been shown that the kinematics of such a tectonic process is recorded in the homogeneous deformation of basal peridotites and quartzites at the soles of ophiolite complexes [5].

The soles are composed of lenses of oceanic crust and associated sediments, affected by intense deformation, and by metamorphism characterized by a strong inverse gradient. The dynamometamorphism has been assigned to the early stage of intraoceanic thrusting [6–8]; the thrusting of hot peridotites over oceanic crust is responsible for the inverse thermal gradient. The poorly restored mylonitic microstructures in these peridotites indicate temperatures less than 1000°C for their deformation; a lower limit of about 850°C is given by the high-grade associated metamorphics [9].

The kinematic analysis of the large-scale deformation recorded at the soles of ophiolites is based on studies of microstructures and mineral lattice orientations conducted mainly in olivine from peridotites and quartz from metasediments. The shear direction during thrusting coincides with the mean intracrystalline slip direction which is slightly oblique on the mineral stretching lineation [10,11]. The sense of this obliquity is indicative of the sense of shear. For the large strains considered here, the transport direction is equated with the orientation of the mineral stretching lineation. Since the kinematic information concerning the oceanic thrusting is contained in the ophiolite sole (basal peridotites and metamorphosed oceanic crust), a systematic mapping of foliations and lineations has been undertaken within the sole of the Oman ophiolite (Semail nappe). The derived thrusting geometry indicative of a compressive re-

0012-821X/85/$03.30 © 1985 Elsevier Science Publishers B.V.

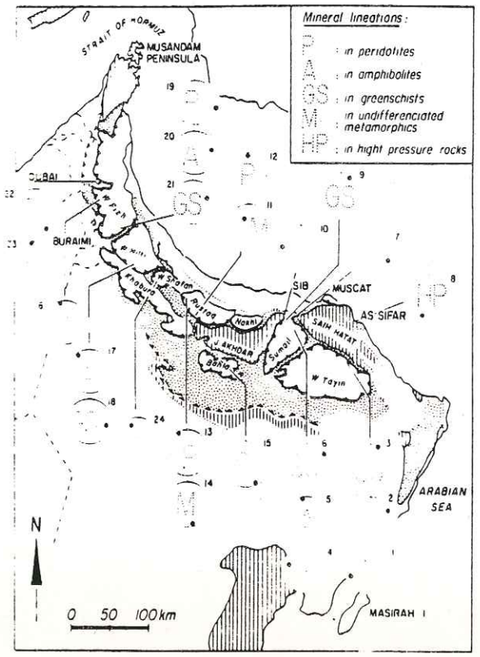


Fig. 1. Tectonic maps of the ophiolite, with sketches of the mineral lineation orientations in the soles, represented by the computed maxima of Fig. 2 (lower hemisphere projection). Vertical hatches, Arabian shield; dots, allochthonous formations of Hawasina and Sumeini; white blocks, Semail nappe.

gime will be compared with the relative motion of the African and Eurasian plates [12].

Two sites of decoupling have been proposed for the initiation of thrusting: at an active margin, along the limit between elastic and plastic lithosphere[13], or at the spreading axis itself along the lithosphere-asthenosphere interface [5]. The second model is invoked in the case of the Oman ophiolite mainly because of the very young age of the crust at the time of the decollement (see below).

2. Geological situation (Fig. 1).

The Semail ophiolite was emplaced on the Arabian margin during Campanian-Maestrichtian times [2,14]. It overrides the Hawasina nappes composed of Permian to Senomanian pelagic sediments. The Semail nappe represents a large arcuate segment of oceanic lithosphere 450 km in length, dismembered during oceanic plate movement and/or during late emplacement into several blocks 50–100 km in size. The Semail nappe is interrupted by the Jebel Akhdar–Saih Hatat antiform composed of pre-Permian to Cretaceous series. With respect to this antiform the blocks belong either to an eastern domain (Wadi Tayin, Sumail, Muscat, Bahla) or to a western one (Nakhl, Rustaq, Khabura, Wadi Hilti, Wadi Fizh). The emplacement of the Hawasina and Semail nappes is sealed by limestone and flysch deposition of Maestrichtian to Cenozoic ages. These sediments indicate a subsidence of the Arabian margin progressing from south to north during Senonian [14]. The final emplacement of the Semail ophiolite on the Arabian margin is therefore older than 75 Ma.

3. Basal sole

The basal sole includes two sets of rocks (1) a continuous layer (a few hundred meters thick) of highly deformed peridotites (fine-grained porphyroclastic to mylonitic) at the base of the peridotite pile, overlying (2) a discontinuous layer (0 up to 500 m thick) composed of metacherts and metavolcanics. These formations crop out in frontal or lateral position relative to the ophiolite nappe in the western domain and in rear position in the eastern one. Vertically the sole exhibits an inverse metamorphic evolution from the garnet-amphibolite facies at the contact with peridotites, to the greenschist facies [15]. Though they contain some metacherts and limestones, the amphibolitic series are developed essentially from basalts, with a hornblende, plagioclase, epidote or garnet paragenesis. The greenschists, developed mostly from metasediments, include boudins of low-grade metabasites (with an actinolite-crossite, epidote, albite paragenesis).

4. Oceanic thrusting

For the purpose of the present structural study in the sole of the Semail nappe, all the presently known metamorphic lenses were investigated except that of the Dibba area. The internal structures (foliation and lineation) in the basal peridotites were mapped all across the arc. Microstructural studies and fabric measurements in peri-

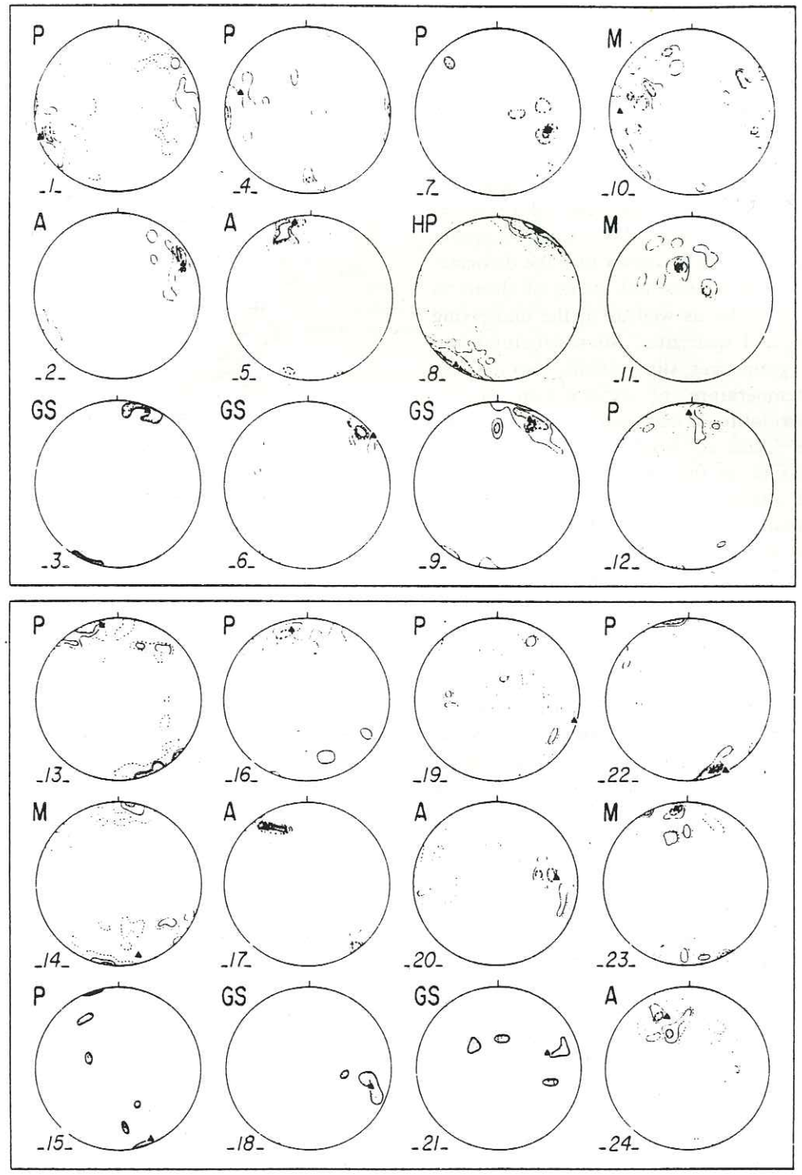


Fig. 2. Equiareal projection of mineral lineations from the ophiolite soles localized in Fig. 1. Same rock type symbols as in Fig. 1. Numbers refer to locations in Fig. 1. Geographical reference system, lower hemisphere projection. Contours: dashed line 3%, full line 6%, spaced dots 10%, close dots 15%, except for diagrams 1 and 8 where contours are 1, 2, 4, 10, 20%. Number of measurements—eastern domain: *1* (52), *2* (17), *3*(5) in W. Tayin; *4* (14), *5* (20), *6* (26) in Sumail W. Mansah; *8* (252) in Saih Hatat; *7* (8), *9* (22), *10* (38) in Sumail Bid Bid; western domain: *11* (16), *12* (36) in Rustaq Mahbad; *13* (37), *14* (30), *15* (7) in Rustaq Majzi; *16* (15) in Fizh; *17* (24), *18* (6) in Hilti; *19* (22), *20* (39), *21* (5) in W. Jizzi; *22* (37), *23* (29) in Fizh Sumeini; *24* (39) in W. Shafan.

dotites and in quartzites from metacherts were performed in the various areas [16–18], in particular to ascertain that the mineral lineation can effectively be equated with the transport direction [10,11]. Senses of shear were deduced from detailed fabric data and from thin section examinations. These studies have shown that the deformation is similar (directions and senses of shear) in the basal peridotites as well as in the underlying amphibolites and quartzites. Microstructural and fabric data (grain sizes, slip systems) also indicate that the temperature of deformation in the mylonitic peridotites is consistent with the garnet amphibolite facies conditions, and that the recorded stress is on the order of 1 kbar [19] in olivine and quartz. It is noteworthy that in all mapped Semail blocks, the basal low-temperature deformation in the peridotites grades continuously upward to the high-temperature one (asthenospheric conditions) with a progressive steepening of the foliation and with the same sense of shear [17,20] (Fig. 4).

In Fig. 1, the mean orientations of the stretching lineations (assimilated to transport directions) are represented in their geographical framework. The detailed orientation patterns of these lineations in the different domains investigated are shown in Fig. 2.

In the *eastern domain*, mineral lineations in the peridotites (Fig. 2: *1, 4, 7*) are oriented in an E-W sector; in the amphibolites they are parallel to those of the peridotites, except locally in Sumail (Fig. 2: *5*). Mineral lineations in the greenschists display a NNE orientation (Fig. 2: *3, 6*); this orientation is also recorded in the crossite-epidote bearing amphibolites of Sumail [2–9].

In the *western domain*, mineral lineations in peridotites and amphibolites are regularly oriented NNW-SSE (Fig. 2: *12, 13, 15, 16* and *22*) except in an area south of Wadi Fizh (Fig. 2: *19*) and in the Dibba zone where unpublished measurements (Lippard, written communication) of amphibole lineations give an E-W direction. In the greenschists, mineral lineations trend close to those of the associated amphibolites (Fig. 2: *18* and *21*).

In short (Fig. 3), the transport direction recorded *in the high-grade facies* is in an E-W sector for the eastern domain, and in a NNW-SSE sector for the western domain, with two exceptions. We may observe that the first orientation corresponds

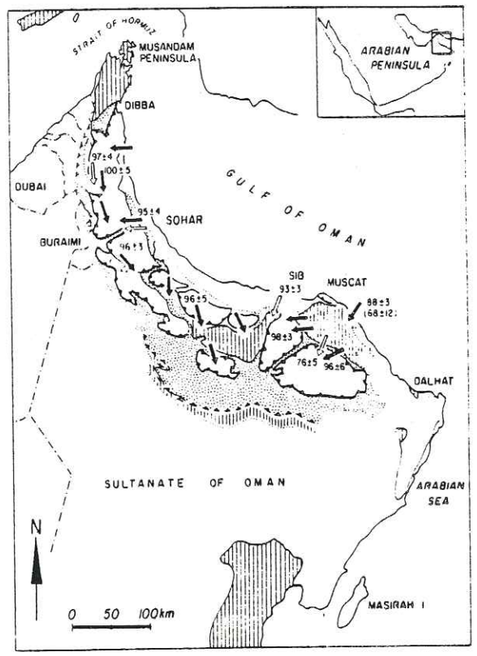


Fig. 3. Direction and sense of oceanic thrusting recorded in the metamorphic soles of the Semail ophiolites. Black arrow is for basal peridotite and high-grade amphibolite, open arrow is for low-grade rocks, decorated arrow is for high-pressure rocks. Dates are from Table 1, except for the W. Tayin in Lanphere [28].

to the rear situation of the exposed soles, whereas the second one corresponds to their frontal exposure. *In the low-grade facies* transport directions are oriented in a NE-SW sector but are less consistent and become disturbed towards the contact with the unmetamorphosed underlying sediments. The sense of thrusting are indicated by arrows in Fig. 3.

5. Blueschists occurrence

High-pressure (HP) minerals have been described in the Saih Hatat para-autochthonous formations: phengite, glaucophane, epidote, and garnet in As Sifar area [22]; lawsonite and Fe-Mg carpholite in the Muscat nappes [23]. Glaucophane lineations in these domains are nearly horizontal and N30°E in azimuth (Fig. 2: *8*). A transport

TABLE 1

K-Ar analytical results

Sample No.	Location	Metamorphic facies	Mineral	K_2O (wt.%)	100 rad. ^{40}Ar / total ^{40}Ar	rad. ^{40}Ar (10^{-11} mol/g)	Age ±1σ (Ma)
81 OJ 77	Sumeini window	amphibolite	hornblende	0.320	61	4.742	100 ± 5
84 OG 212	Sumeini window	amphibolite	hornblende	0.613	80	9.160	101 ± 4
84 OG 209	Sumeini window	greenschist	actinote	0.719	72	10.36	97.5 ± 3.5
84 OJ 6	Wadi Jizzi	amphibolite	hornblende	0.413	71	5.801	95 ± 4
84 OG 123c	Wadi Hilti	amphibolite	hornblende	1.220	86	17.31	96 ± 3
82 OA 25c	Rustaq	amphibolite	hornblende	0.518	70	7.490	97.5 ± 4
82 OA 25J	Rustaq	amphibolite	hornblende	0.424	70	6.026	96 ± 5
84 OG 85A	Wadi Mansah	amphibolite	hornblende	1.210	88	17.58	98 ± 3
84 OG 128B	Fanja	epidote amphibolite	hornblende	0.949	83	13.03	93 ± 3
84 OG 105	Saih Hatat	glaucophanite	muscovite	10.27	94	133.3	88 ± 3
			glaucophane	0.109	38	1.098	68.5 ± 12

$\lambda_\epsilon = 0.581 \times 10^{-10}$ a^{-1}, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ a^{-1}, ^{40}K/total K $= 1.167 \times 10^{-4}$ mol/mol.
The ± figures represent estimations of the analytical precision at the 68% confidence level.

direction, parallel to these lineations, with a southwestward sense of shear, is attested by the associated quartz fabrics and microstructures [23]. Similarly oriented lineations are also measured in lower Paleozoic quartzophyllites of the central part of the Saih Hatat antiform. Considering that the HP zones coincide with the highly deformed domain at the northern border of the Saih Hatat [23] and share the same geometry of deformation (ubiquity of the N30°E lineation), the development of this HP metamorphism is assigned to a local thickening of the Arabian margin due to the piling up of thrust sheets composed of Paleozoic and Triassic formations on the margin below the ophiolite nappe [24]. Piling up and the associated HP metamorphism would then be contemporaneous with the stage of obduction of the ophiolites on the Arabian plateform, as shown by the radiogenic dates now available (Table 1).

The thickness of the ophiolite formations estimated in Wadi Tayin at a maximum of 15–20 km perpendicularly to the thrust plane [16,25] would account for the 4–8 kbar pressure necessary to develop the HP metamorphism [25]. A duplex mechanism [23] may have temporarily piled up the ophiolitic domains presently represented by the Muscat and the Wadi Tayin massifs.

6. Ages constraints

Constraints on the age of the Semail oceanic crust originate form different sources. U/Pb radiogenic dates of 93.5–97.5 Ma on zircons from plagiogranites [26] intruding the upper part of magma chambers provide a minimum age for the crust. Radiolarian datations [27] give early Cenomanian ages (98 Ma) for faunas associated with the lower pillow basalts (Geotimes formation) and Turonian (90 Ma) to Santonian (85 Ma) for the faunas associated with the upper volcanics (Alley formation).

Complementing previous $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on whole-rock and amphibole from the sole of the Wadi Tayin area [28], new conventional K-Ar measurements (Table 1) provide a detailed set of age determinations on the soles underlying the Semail ophiolites. Our analytical techniques were identical to those reported in [29].

These K-Ar ages (Fig. 3) on amphibole indicate an average value of 96 Ma for the high-grade metamorphism, the northern domain being characterized by slightly older dates. Two amphiboles extracted from lower-grade metamorphic rocks yield an age 4 Ma lower than the associated high-grade rocks. The discrepancy may correspond either to a real age difference between those two metamorphic grades or to an incomplete mineral separation (amphibole not 100% fresh). It has to be noticed that the average K-Ar age corresponds to the older $^{40}Ar/^{39}Ar$ age determined on the Wadi Tayin body [28].

Blueschists of the Saih Hatat have been dated by conventional K-Ar method [22] giving ages of 100–80 Ma on phengite. We have performed two

additional measurements on coeval minerals, obtaining dates of 88 ± 3 Ma on muscovite and 68 ± 12 Ma on glaucophane. These ages suggest that the blueschist metamorphism postdates that of high temperature recorded at the soles. To date, we have no clear explanation for the age discrepancy displayed by those minerals.

7. Discussion

7.1. Detachment at the ridge

The available age data on the crust [26,27] compared with those on the amphibolite sole [28] (Table 1) strongly suggest a very young age of the crust at the time of its detachment. In addition, the progressive transition in the peridotites between the high-temperature microstructures and the low-temperature ones, according to similar flow planes and senses of shear [16,20] emphasize: (1) a high-temperature for the peridotite at the time of its detachment, and (2) a detachment located on the distal side of the ridge, with respect to the Arabian margin (boxed in Fig. 4a). The local occurrence of undeformed gabbro dikes cross-cutting the basal peridotites (in southeastern Wadi Tayin) indicates that the thrusting peridotites were (1) passing over a magmatic center, (2) still sufficiently hot to crystallize these intruding melts as gabbro dikes and not diabase.

Each piece of the latter data is not consistent with previous models invoking thrusting along a subduction plane dipping seaward, and located in between a back-arc spreading ridge and the Arabian margin [30,31]. On the contrary a detachment at the ridge best fits the present data. The 800–1000°C temperature conditions recorded in the high-grade amphibolites as well as in the basal peridotites implies a decoupling surface along the 1000°C isotherm which is equated with the lithosphere/asthenosphere boundary (Fig. 4a).

7.2. Ridge-guided geometry of the detachment

A geometrical model of the initiation (step 1) of oceanic thrusting has to take into account (1) the ridge orientation, and (2) the thrusting direction.

(1) The orientation of the paleospreading axis is based on the orientation of the sheeted dikes [21,32], it ranges from N00°E in eastern Semail to N125°E in western, with an average trend about N155°E [21,32]. The angular variation of the ridge trend, from one block to the next, does not exceed the intrinsic variation within a single block. Consequently the observed pattern of transport directions is not likely to have been modified by post-emplacement rotations. Paleomagnetic measurements (in progress) should precise this assessment.

(2) The transport direction during high-temperature thrusting (in peridotites and amphibolites) is directed either towards the west or towards the south-southeast. These directions appear to be related with the ridge geometry: parallel to the ridge, and at a high angle to it. With respect to time, age data do not suggest a time gap characterizing the two orientations. The geographical distribution of the transport directions reported (Fig. 3) does not suggest a regional separation of the two orientations, though the NNW – SSE direction is best represented in the western domain. Consequently the two directions are assumed to be closely associated in space and time. The bulk transport direction resulting from their vectorial addition is therefore oriented in the NE-SW sector. This favorably compares with the shortening direction deduced from the convergence of Africa relative to Eurasia, as derived independently from the study of magnetic anomalies in the Atlantic Ocean for this period of time [12], (see also Fig. 5). A ridge-transform system could well account for the dual transport directions, however, despite the exceptional quality of the exposures, evidences of paleo-transform faults in the Semail ophiolite are scarce and still disputable.

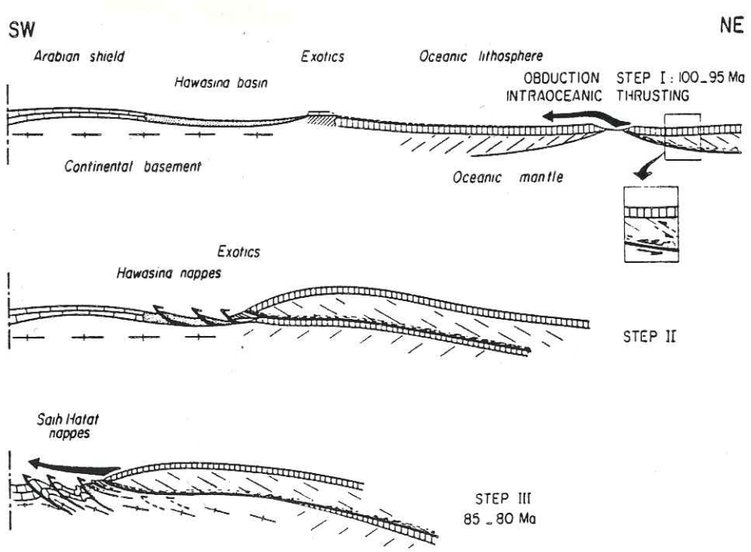


Fig. 4. Three stages of the Semail nappes emplacement. I: intraoceanic thrusting at the axis of accretion; cross-section through the Arabian passive margin after Graham [4] and Glennie et al. [14]. II: Hawasina nappes piling. III: Arabian shield thrusting: Saih Hatat nappes. In the box the senses of shear are indicated for the high-temperature asthenospheric flow (dashed arrows), and the medium-temperature oceanic thrusting (black arrows) conditions.

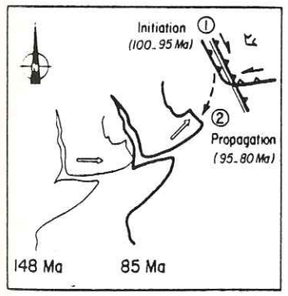


Fig. 5. First stage of closure of the South Tethys by intraoceanic thrusting at a spreading axis, between 100 Ma and 80 Ma, yielding to the emplacement of the Semail ophiolite. Positions and directions of movement of the Africa margin are from Patriat et al. [12].

7.3. Closure of the South Tethys

From metamorphic evolution and age data, a three steps obduction process (Fig. 4) is now considered.

I: Decoupling along the lithosphere/asthenosphere interface at the spreading center resulting in an oceanic lithosphere duplication over a distance presently unconstrained. This step is recorded by the decreasing metamorphism at the sole of the Semail nappes and dated between 100 and 95 Ma.

II: Slicing of the Hawasina basin and piling of the Hawasina nappes in front of, and partially under the ophiolite pile progressing towards the margin.

III: Emplacement of the now-cooled oceanic lithosphere over the Arabian shield, inducing the piling of the Saih Hatat nappes and high-pressure metamorphism due to the oceanic lithosphere overload. This final step is dated between 90 and 80 Ma.

Fig. 5 restores tentatively this model in the South Tethyan dynamics at the time of the detachment. The direction of movement of the Africa plate is deduced from magnetic anomalies studies in the Atlantic Ocean [12]. This direction eastward before 100 Ma, rotates northeastward during the 100–90 Ma period of time. Providing that there is no clear time gap characterizing the E-W and NNW-SSE transport directions recorded in the high-grade metamorphics of the Semail nappes, we assume that the ridge geometry exerted a strong control on the decoupling process. After 90 Ma, the movement of Africa is northeastward. This orientation is definitely consistent with the transport directions and senses of shear recorded in the low grade and high pressure rocks.

Acknowledgements

This study was made possible thanks to the Ministry of Petroleum and Minerals of Oman, represented by M.H. Kassim, and with the help of the Company Elf Aquitaine Oman. Financial sup-

port was provided by the CNRS. The manuscript benefited of precise review by R.G. Coleman, and unpublished structural data were kindly provided by S.J. Lippard.

References

1 R.G. Coleman, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, J. Geophys. Res. 76, 1212–1222, 1971.

2 R.G. Coleman, Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, J. Geophys. Res. 86, 2495–2508, 1981.

3 F. Boudier and A. Michard, Oman ophiolites the quiet obduction of oceanic crust, Terra Cognita 1, 109–118, 1981.

4 G. Graham, Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman Mountains, Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus, pp. 414–423, 1980.

5 F. Boudier, A. Nicolas and J.L. Bouchez, Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites, Nature 296, 825–828, 1982.

6 J. Malpas, R.K. Stevens and D.F. Strong, Amphibolites associated with Newfoundland ophiolite: its classification and tectonic significance, Geology 1, 45–47, 1973.

7 H. Williams and W.R. Smyth, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples, Am. J. Sci. 273, 594–621, 1973.

8 J.F. Parrot and H. Whitechurch, Subductions antérieures au charriage N.S. de la croûte tethysienne: facteur de métamorphisme de séries sédimentaires et volcaniques liées aux assemblages ophiolitiques, Rev. Geogr. Phys. Dyn. 20, 153–170, 1978.

9 E.D. Ghent and M.Z. Stout, Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, Southeastern Oman Mountains, J. Geophys. Res. 86, 2557–2571, 1981.

10 A. Nicolas, R. Boudier and A.M. Boullier, Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites, Am. J. Sci. 273, 853–876, 1973.

11 J.L. Bouchez, G.S. Lister and A. Nicolas, Fabric asymmetry and shear sense in movement zones, Geol. Rundsch. 72, 401–419, 1983.

12 P. Patriat, J. Segoufin, Schlich, J. Goslin, J.M. Auzende, P. Benzard, J. Bonnin and J.L. Olivet, Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie, Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 363–373, 1982.

13 A. Nicolas and X. Le Pichon, Trusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites, Earth Planet. Sci. Lett. 46, 397–406, 1980.

14 K.W. Glennie, M.G.A. Boeuf, M.W. Hughes Clarke, M. Moody Stuart, W.F.H. Pilaar and B.M. Reinhardt, Geology of the Oman Mountains, Verh. K. Ned. Geol. Mijnbouwknd. Gen. 31, 1974.

15 M.P. Searle and J. Malpas, Petrochemistry and origin of subophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains, J. Geol. Soc. London 139, 235–248, 1982.

16 F. Boudier and R.G. Coleman, Cross-section through the peridotite in the Semail ophiolite, southern Oman, J. Geophys. Res. 86, 2573–2592, 1981.

17 M. Misseri, Structure des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman): lithosphere d'arc insulaire, lithosphere océanique, 158 pp, Thèse, Nantes, 1982.

18 M. Cannat, Cinematique de charriages ophiolitiques (Klamath Mountains, Semail, Groix) et convergence océanique, 159 pp, Thèse, Nantes, 1983.

19 A. Nicolas, Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites, Philos. Trans. R. Soc. London 288, 49–57, 1978.

20 F. Boudier, A. Nicolas, J.L. Bouchez, S. Crambert, R. Dahl and T. Juteau, Les ophiolites des nappes de Semail (Oman): Structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq, Sci. Geol. Bull. 36, 17–33, 1983.

21 J.S. Pallister, Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman, J. Geophys. Res. 86, 2661–2672, 1981.

22 S.J. Lippard, Cretaceous high pressure metamorphism SE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement, J. Geol. Soc. London 140, 97–104, 1983.

23 A. Michard, J.L. Bouchez and M. Ouazzani-Touhami, Obduction related planar and linear fabrics in Oman, J. Struct. Geol. 6, 39–50, 1984.

24 E.H. Baley, Geologic map of Muscat-Ibra area, Sultanate of Oman, J. Geophys. Res. 86, 1981.

25 J.S. Pallister and C.A. Hopson, Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field relations, phase variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, J. Geophys. Res. 86, 2593–2644, 1981.

26 G.R. Tilton, C.A. Hopson and J.E. Wright, Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics, J. Geophys. Res. 86, 2763–2776, 1981.

27 P.R. Tippit, E.A. Pessagno Jr. and J.D. Smewing, The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite, J. Geophys. Res. 86, 2756–2762, 1981.

28 M.A. Lanphere, K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Semail ophiolite, Oman, J. Geophys. Res. 86, 2777–2782, 1981.

29 M. Westphal, R. Montigny, R. Thuizat, C. Bardon, A. Bossert, R. Hamzeh and J.P. Rolley, Paleomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétace du Maroc, Can. J. Earth Sci. 16, 2150–2164, 1979.

30 W.K. Gealey, Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas, Geol. Soc. Am. Bull. 88, 1183–1191, 1977.

31 T. Alabaster, J.A. Pearce and J. Malpas, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite complex, Contrib. Mineral. Petrol. 81, 168–183, 1982.

32 J.D. Smewing, An upper cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite, Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus, pp. 407–413, 1980.

ANNEXE III

HIGH-TEMPERATURE SHEAR ZONES IN THE OMAN OPHIOLITE AND INITIATION OF THRUSTING ON AN OCEANIC RIDGE.

G. CEULENEER and A. NICOLAS.

Laboratoire de Tectonophysique, Université de Nantes
44072 NANTES Cedex, FRANCE.

ABSTRACT

High temperature N-S to NW-SE shear zones have been discovered in the peridotites and gabbros of the Oman ophiolite. They reach their maximum development (1-2 km across and 50 km along strike) in the northern massifs of the ophiolite belt. The major shear zones run parallel to the paleo-ridge as defined by the orientation of the diabase dike swarm. They are in structural and kinematic continuity with the basal thrusts in the peridotites and underlying metamorphic aureoles. They are marked by an important magmatism, synchronous with the shearing. This shearing and the associated southward thrusting occurred at the ridge when compression superseded expansion at 95-100 m.y. The thrusting is followed in the northern massifs and accompanied in the southern ones by a WSW thrusting. The origin of this complex detachment picture is presented in the context of the Africa-Eurasia convergence.

1 - Introduction

The Oman ophiolite is altogether one of the largest (500 x 100 km), best exposed and least dismembered ophiolites in the world. It has been extensively studied with some divergence of

opinion between authors about the oceanic environment where it formed and the mode of its emplacement onto the Arabic platform. For one group of authors (1,2,3) it was formed along a mid-oceanic ridge and the emplacement was initiated on or close to that ridge when compression superseded spreading in the paleo Indian Ocean. For another group (4,5,6), it was formed in a back-arc basin, east of a subduction zone dipping away from the Arabian platform. The emplacement is explained by the incoming of this platform into the subduction zone. These two interpretations are summarized by the sketches of figure 1.

The main evidence in favour of a back-arc origin is the existence of a secondary magmatism intruding and covering the ophiolites with island-arc, back-arc affinities (5,7). We have recently shown (8) that melting of the overriden oceanic crust during an incipient oceanic thrusting could equally well generate this magmatism and that in the Oman case a few lines of evidence militated in favor of this alternative interpretation. We would like to present here some results of an extensive structural study of the peridotite sections of the Oman ophiolites which bring new evidence in favor of the interpretation of thrusting at a ridge. Dealing with the highly strained and mylonitic peridotites at the base of the ophiolite pile and with the underlying metamorphosed basalts and sediments, another result of this study has been to trace back the kinematic path of the thrusted lithosphere from its first decollement in the Ocean to its final emplacement onto the Arabic platform (3). This path correlates well with the motion of Africa with respect to Euresia during the thrusting (9). In particular at 95-100 Ma (see age compilation in 8) when the thrusting is initiated, Africa is drifting toward the

ENE (Fig.9) and accordingly some mylonitic peridotites and amphibolites still record a WSW shear flow direction (3). However many others record a contemporaneous S to SSE shear direction which cannot be simply explained in this well constrained kinematic frame. This departure from the expected direction is not better explained by a late rotation of one massif with respect to another because both directions have been found in the same massif. The amplitude of the rotation is also larger than those registered from one massif to the next considering the diabase dike swarm (Fig.2) or the subsequent nappe motion as it is recorded by lineations in greenschist facies formations (3). Furthermore, paleomagnetic studies do not indicate large post-emplacement rotations of individual massifs (10,11,12). Thus the duality of displacements during the initiation of the thrust is real and its source must be looked for at the ridge itself. We wish to address here this problem in the light of the discovery of large shear zones affecting the entire thrusting lithosphere and related to this thrusting. With the two other papers mentioned above (3,8), this one constitutes a series of companion papers presenting various aspects of the oceanic thrusting of Oman ophiolites.

2 - Basal aureoles and oceanic thrusting in Oman

In the Oman peridotite like in many other ophiolitic peridotites, two distinct types of plastic deformation can be mapped (13) : that corresponding to solidus or hypersolidus temperatures and therefore ascribed to asthenospheric flow beneath a spreading center and that corresponding to lower-T and higher stress, which is observed in mylonitic peridotites at the base of

the massifs. These last peridotites present the same deformation as the amphibolites of metamorphic aureoles which they overlie. Such metamorphic aureoles are related to an oceanic thrusting (14).

We are here interested only in this latter deformation. Metamorphic aureoles are well developed in Oman (15,16,17). Geothermometers and barometers applied to their amphibolites have given maxima temperatures and pressures of 870°C and ∿ 600 MPa (18,19). In the mylonitic peridotites the upper limit in temperature for this deformation is around 1000°C (8). Our group has mapped the tectonic structure in both the peridotites and the underlying metamorphic formations of the entire ophiolite belt. Using the appropriate method (20,21), the maps of foliations and lineations can be transformed in kinematic ones. The kinematic path of the thrusting lithosphere (3) can be deduced from this map and from chronological considerations. It is shown that the deformation during the thrusting migrates downward with time and decreasing temperature, from the mylonitic peridotites to the amphibolites and the greenschists formations. The last deformations in the high pressure conditions of blueschist metamorphism (6,22) and finally in the low temperature conditions of a waning metamorphism are recorded into the Arabic platform formations. This sequence is confirmed by radiometric dating showing that the amphibolites were formed between 100 and 90 M.a (3,23), the greenschists between 85 and 70 Ma (15, 23) and the blueschists, at about 70 Ma (3).

The peridotite and amphibolite deformations are more specifically considered here because of the two flow directions which they record. They correspond to the motions of the thrust respec-

tively along the decoupling plane in the mantle and over the crust and sediments of the overriden lithosphere (8). From thermal considerations we have estimated that both occurred within around two M.a. after the initiation of thrusting (8).

3- Shear zones and their relation with basal thrusts

3.1. Occurrence and field characters

The major shear zones recognized during our systematic mapping of the Oman peridotites are represented in figure 2. They occur throughout the belt, but with an exceptional development in the northern Fizh and Hilti massifs. They are characterized by the development of a mylonitic foliation (Fig.4) cross-cutting at high angles the structures inherited from the accretion history of the ophiolite. The mylonitic planes carry a sub-horizontal stretching lineation indicating a strike-slip movement.

In the mantle sequence, the shear zones range in width from a few meters to 1-2 km and they can be traced along strike over more than 50 km. In Hilti and Fizh massifs (Fig.3), the drainage pattern is often controlled by their geometry. Locally they can be followed upward into the gabbros of the crustal sequence with the development of flaser structures. There the shear zones split into numerous splays a few meters wide like those described in Wadi Ragmi (24).They may be responsible for a local tilting of the crustal section like in Wadi Sayjani (northern Sumail massif) where the contact between peridotites and gabbros is rotated to the vertical on 100 m width and on 7km along strike. In Wadi Ragmi, where the shear zones are particularly common in the gabbros and further North in Wadi Fayd, a progressive rotation up to the vertical affects the mantle and crustal sections on a

total width of 2 to 6 km.

3.2. Magmatic activity

In the crustal section, a correlation between shear zones and late intrusions of wehrlites, gabbros and plagiogranites has been observed in the Ragmi area (24), in the Rustaq (25) and in the Sumail massifs. In the mantle section, the shear zones are also the privileged sites of gabbroic injections. Most of the dikes are deformed and concordant with respect to the mylonitic foliation, but a gradation exists from deformed concordant to subconcordant dikes and even to a few undeformed gabbro patches disturbing the mylonitic foliation. Thus, the field relationships show that an important injection activity existed during the shearing event. This relation is more fully discussed in another publication (8).

3.3. Textures and microstructures

In the mantle section, the major shear zones display a symmetric textural zonation with porphyroclastic textures at the periphery grading into submylonitic, mylonitic and, at some places, ultramylonitic textures toward the center of the zone (Fig.4). The sheared peridotites can be extremely fresh. The limits of the shear zones are not clear-cut ; we arbitrarily equated them with the first appearance of porphyroclastic textures in the harzburgites displaying otherwise the coarse-grained equigranular texture and well recovered substructure typical of high-T flow (20). This appearance coincides in the field with the steep rotation of the high-T foliation (S1) into a new attitude parallel to the mylonitic foliation (S2) of the center of the

shear zone.

Porphyroclastic textures are characterized by undulatory extinctions in olivine porphyroclasts and kinks in orthopyroxenes and by a bimodal grain size distribution due to the development of neoblasts (Fig.4b). The neoblast size (0.05 to 0.30 mm) and the spacing of subgrains in olivine point to a high deviatoric stress of the order of 100 MPa (26,27).

Porphyroclastic and submylonitic textured rocks constitute more than 90 % of the shear zones ; truly mylonitic and ultramylonitic textures are restricted to discrete bands whose abundance increases toward the center of the shear zone. Ultramylonites in the field display a typical mineral banding and in thin section, a grain size ranging from 50 microns to 1 microns (Fig.4 c,d). By reference to peridotites with a similar microstructure, this deformation is ascribed to superplastic flow (28).

3.4. Geometry and kinematics

The major shear zones maintain a relatively constant orientation over tens of kilometers (Fig.2,3). They are subvertical and their strike range from N-S to NW-SE (Fig.5d) with a horizontal mineral lineation (Fig.5e and f). Their general attitude is also close to that of diabase dike swarm (Fig.2,3 and 5a). The N-S segments which are dominant correspond to a dextral shear sense and the NW ones, to a sinistral shear sense. In the mantle peridotites the shear sense is mainly deduced from the obliquity in thin section between lattice and shape preferred orientations in olivine and orthopyroxene (20). It is locally confirmed by the rotation in the field of high-T foliation or magmatic lamination in the vicinity of the shear zone . These rotations operate on a

few meters in the gabbros and on around 1 km in the deepest peridotites, indicating that the temperature contrast at the time of shearing was much larger in the crust than in the mantle. In the Fizh and Hilti massifs (Fig.3), there is a sharp contrast between on the one hand the orientation of S2 foliation (Fig.5d) and associated lineations in peridotites (L2, Fig.5e) and amphibolites (Lm, Fig.5f) of the shear zones and on the other hand the orientation of S1 foliation (Fig.5b) and L1 lineation (Fig.5c) of the surrounding domains deformed at high-T.

3.5. Relation with the basal thrusts

The relation between the large shear zones and the basal thrusts can be studied in the southwestern part of the Fizh massif (Fig.3). There, we have found a complete continuity between a major NNW-SSE vertical shear zone transecting the western part of this massif and the subhorizontal basal thrust zone outcropping at its southwestern edge. The low-T porphyroclastic and mylonitic foliations which are vertical in the shear zone become sub-horizontal over 2-3 km (Fig.5d) whereas the mineral and aggregate lineations preserve the same SSE trend. The dextral shear sense in the shear zone thus grades into a SSE directed thrust. These relations are illustrated by figure 6 which also incorporates them into the general picture of the Fizh massif.

3.6. Relation between N-S and E-W initial motions

The regional distribution of shear deformation in peridotites and amphibolites (3) shows that the N-S to NW-SE lineations are absent in the southern massifs of Sumail and Wadi Tayin where only the E-W to WSW-ENE ones have been recorded ; the shear zones

are also less abundant. Both directions are represented in the northern massifs, with a predominance of the N-S to NW-SE ones.

Radiometric dates of the amphibolites cluster between 100 and 90 m.y. with a tendency for the N-S deformation to be older than the E-W one (Fig.7). Both deformations imprinted in a single specimen also suggest this relative timing (Fig.8).

4. Discussion

Before proceeding it should be emphasized that with a cumulated thickness of several kilometers at least in the northern massifs, .the shear zones under consideration correspond to major displacements in the lithosphere of origin. It is shown (29,30) that the shear strain in shear zones attains between 10 and 100. Thus the relative displacement for a 4 km cumulated width would be between 40 and 400 km.

4.1. Site of the shear zones

Shear zones of comparable or larger width have already been described in ophiolitic peridotite massifs (31,32,33) where they have been interpreted as paleo-transform faults because they were orthogonal to the presumed ridge direction ; this direction is itself defined as being parallel to the diabase dike swarm and/or at high angle to the average lineation trend in high-T peridotites. Here the direction of the shear zones is close to that of the dike swarm and at a high angle to the lineation in peridotites (Fig.5) and thus rules out their interpretation as transform faults. The dominant dextral NNW-SSE shear zones are on the contrary parallel to the paleoridge direction, a feature so far unknown in ophiolites and oceanic ridges.

Another remarkable feature of these shear zones is the concomittant magmatic activity marked by a profusion of gabbroic dikes (§.3.2). In a more detailed study (8), it was concluded that a mafic magma had been preferentially injected into these zones during shearing and that this occurred at the ridge or very close to it, while the lithosphere was still above 400°C in the basal part of the crustal section. Below that temperature the dikes would not crystallize as gabbro but would be chilled as diabase (8). The fact that the lithosphere was not cooled is confirmed by the diffuse limits of the shear zones below the Moho, indicating a limited thermal contrast with the surrounding peridotites (§.3.4).

A model of formation of these shear zones must therefore account for the existence of large transcurrent movements taking place parallel to a ridge segment during a stage of waning spreading or immediately after the spreading ceased. It should also explain the continuity with basal thrusts.

4.2. Thrusting initiation at the ridge

As mentioned above (§1, Fig.1), two models have been proposed for the Oman oceanic thrusting. In the model of figure 1a, the thrusting plane coincides with the subduction surface and the Oman ophiolites would derive from the plate above the subduction zone. In the model of figure 1b, the thrusting is initiated along the ridge itself and the decoupling surface is the limit between lithosphere and asthenosphere. An alternative to the second model is that of a thrusting initiated in front of a subduction zone in a young lithosphere (21,34).

The island-arc affinities of the secondary magmatism which is the main evidence for the arc-basin interpretation can alternatively be explained by the melting of the overriden crust during the initial stage of oceanic thrusting at a ridge (8, Fig.1b) On the other hand the chosen interpretation must account for the following facts.

i) The Oman ophiolite nappe penetrates around 100 km inland and the westernmost outcrops correspond to the tip of the nappe, abutting against a wedge of ocean floor and continental rise formations (the Hawasina nappes and the Sumeini group) which were scraped in front of the thrust (16).

ii) The nappe thickens eastward with a total peridotite thickness of 2 to 4 km in Bahla and of 1 km at the western termination of Wadi Tayin. This thickness attains around 10km in eastern Wadi Tayin (35) and 6-8 km in Haylayn and Rustaq (36) . From these field estimates the slope of the thrusting plane is in the range of 2-3°.

iii) From systematic mapping in the peridotites, it is concluded that there is no major flat tectonic discontinuity within this section. iv) The lithosphere was still hot at the time of the thrusting. This is deduced from the continuity between thrusts and shear zones which themselves operated in a hot lithosphere (§.4.1, 8). Also the large scale overturned folds described in the peridotites of Haylayn and Rustaq massifs (36) and more recently in the gabbros of the Wadi Fayd area indicate that during thrusting the lithosphere plate was warm enough to deform plastically in contrast with previous results in other ophiolites.

v) In the sedimentary formations issued from the oceanic domain located between the Arabic shield and the Oman ridge, no record of a subduction zone environment has been detected and the paleo-geographic reconstructions built on these data (1,16,37) ignore this possibility . No volcano-detritic sediments indicating the proximity of an island arc have been found associated with the ophiolites which are covered by umbers and radiolarians.

These points are obviously compatible with the interpretation of the thrusting initiation along the ridge. In particular the estimated angle of the thrust corresponds with that of the 1000°C isotherm surface taken as a decoupling plane into the mantle (8), for spreading velocities in the range of 5cm/y. They are incompatible with the subduction zone interpretation. Either the angle of subduction is that estimated in ii) and then the Oman ophiolites which are derived from the tip of the fore-arc lithosphere were cold and could not be intruded by the Lasai arc volcanism (which would be located hundreds of km east) ; or the angle of subduction is very large, making possible the location of the island arc within the first 100 km east of the subduction zone, but then a tremendous thinning must occur in the lithosphere above the subduction zone to comply with the data of ii) (38) ; no trace exists of such thinning (point iii).

4.3. Model of the early thrusting

How to explain that simultaneously, or nearly so, the first detachment of lithospheric thrust from the paleo-ridge of Oman is toward either the WSW or the SSE remains a question. The displacement field created by a ENE drift of Africa (Fig.9,9) explains well the WSW thrusting of the lithosphere, but it fails to ex-

plain the SSE motion. A first answer was looked for in a control by the ridge geometry, namely that although the horizontal compression was applied normal to the ridge, locally the first motion would be locally parallel to it, if a weak feature along the ridge (transform fault, overlapping segments ?) could make the detachment easier in that direction. No such features have been clearly identified in Oman but it is possible that the Wadi Ragmi and Wadi Zaibin WNW-ESE crustal deformation zones (24) be the trace of SSE thrusts initiated on overlapping segments of a ridge (Fig.9). It seems however difficult to believe that such local features of a ridge could impose longitudinal motions in the range of tens to hundreds of kilometers like those estimated along the major shear zones (§.4). Like for the rapid shifting from oceanic spreading to thrusting imposed by the detachment on a ridge (8), it seems that the cause of these large longitudinal movements is to be looked for in the paleo-geodynamic environment.

The successive motions of Africa with respect to the nearly static Eurasia (9) are sketched in figure 9. During the considered period of time, Eurasia is bounded to the south by a subduction zone (39). Spreading on the Oman ridge is only possible if the subduction rate is large enough to balance both the rate of spreading and that of Africa drift. Using the analogy of the India-Eurasia collision which is a well documented case (40), the rapid shift from spreading to thrusting on the Oman ridge could be explained by an equally rapid drop in subduction rate due to collision with some block. If this block, which is so far unidentified, was located north of the Oman ridge, it seems possible that when it met the subduction zone it was first expel-

led southward, inducing the shear motion recorded along the ridge (Fig.9). This speculation is supported by the observation that the Africa-Eurasia convergence operates with a pole of rotation located in the Mediterranean (41). The scissor motion due to the close location of the pole creates the conditions for a southward expulsion.

Competing with the southward motion the convergence induces a WSW thrusting. It is possible that the southward motion is progressively attenuated along the Oman ridge which is 500 km long thus explaining the absence in Southern Oman of any record of the southward motion in basal thrusts.

Acknowledgments. F. Boudier and J.L. Bouchez have participated in the field studies and, together with D. Mainprice, in constructive discussions. Facilities from the Oman Ministry of Petroleum and Minerals represented by M.H. Kassim and financial help from the Centre National de la Recherche Scientifique (U.A 723 and ATP Plis-failles) are also acknowledged.

REFERENCES

(1) R.G. Coleman, Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, J. Geophys. Res. 86, 2497-2508, 1981.

(2) F. Boudier and R.G. Coleman, Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman, J. Geophys. Res. 86, 2573-2592, 1981.

(3) F. Boudier, J.L. Bouchez, A. Nicolas, M. Cannat, G. Ceuleneer, M. Misseri and R. Montigny, Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite, model of plate convergence, Earth and Planet. Sci. Let., in press.

(4) M.J.P.Welland and A.H.G. Mitchell, Emplacement of the Oman ophiolite : a mechanism related to obduction and collision, Geol. Soc. America Bull. 88, 1081-1088, 1977.

(5) J.A. Pearce, T. Alabaster, A.W. Shelton and M.P. Searle, The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidences and implications, Phil. Trans. R. Soc. London A300, 299-317, 1981.

(6) S.J. Lippard, Cretaceous high pressure metamorphism in SE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement, J. Geol. Soc. London, 140, 97-104, 1983.

(7) T. Alabaster, J.A. Pearce and J. Malpas, the volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex, Mineral. Petrol., 81, 168-183, 1982.

(8) A. Nicolas and G. Ceuleneer, Oceanic thrusting, related magmatism and environments of origin of ophiolites : the Oman case, Earth and Planet. Sci. Let., submitted.

(9) P. Patriat, J. Segoufin, R. Schlich, J. Goslin, J.M. Auzende, P. Beuzart, J. Bonnin and J.L. Olivet, Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. Géol. France, (7) XXIV, 1982. 363-373.

(10) B.P. Luyendyk , B.R. Laws, R. Day and T.B. Collinson, Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 1. The sheeted dyke complex at Ibra, J. Geophys. Res. 87, 10 883-10 902, 1982.

(11) B.P. Luyendyk and R. Day, Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 2. The Wadi Kadir gabbro section, J. Geophys. Res. 87, 10 903-10 917, 1982.

(12) A.W. Shelton, Geophysical studies on the northern Oman ophiolite, Ph.D., The Open University, 353 p. 1984.

(13) A. Nicolas, F. Boudier and J.L. Bouchez, Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments, American Journal of Sciences, 280 A, 192-210, 1980.

(14) H. Williams and W.R. Smyth, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites : tectonic implications with west Newfoundland examples, Amer. J. Sci. 273, 594-621,1973.

(15) F. Allemann and T. Peters, The ophiolite-radiolarite belt of the North Oman mountains, Eclogae Geol. Helv. 65, 657-698, 1972.

(16) K.W. Glennie, M.G.A. Boeuf, M.W. Hughes Clarke, M. Moody-Stuart, W.F.H. Pilaar and B.M. Reinhardt, Geology of the Oman mountains. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologish Mijnbouwkundig Genootschap, Deel 31.

(17) M.P. Searle, The metamorphic sheet and underlying volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the northern Oman mountains of Arabia, Ph.D. Thesis, The Open University, 213 p., 1980.

(18) E.D. Ghent and M.Z. Stout, Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, Southeastern Oman mountains, J. Geophys. Res., 86, 2557-2573, 1981.

(19) M.P. Searle and J. Malpas, Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman mountains, J. Geol. Soc. London, 139, 235-248, 1982.

(20) A. Nicolas and J.P. Poirier, Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks, J. Wiley & Sons, 444 p., 1976.

(21) F. Boudier, A. Nicolas and J.L. Bouchez, Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites, Nature 296, 1982, 825-828.

(22) A. Michard, J.L. Bouchez and M. Ouazzani-Touhami, Obduction-related planar and linear fabric in Oman, J. of Structural Geology, 6, 39-49, 1984.

(23) M.A. Lanphere, K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Semail ophiolite, Oman, J. Geophys. Res. 86, 2777-2782, 1981.

(24) J.D. Smewing, An upper cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite. In : Ophiolites ; Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, Ed. by A. Panayiotou, 407-413, 1980.

(25) P. Browning, The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite, Ph.D., The Open University, 404 p., 1982.

(26) A. Nicolas, Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites, Phil. Trans. of Royal Soc. London, 288, 49-57, 1978.

(27) S.I. Karato, Grain-size distribution and rheology of the upper-mantle, Tectonophysics 104, 155-176, 1984.

(28) A. M. Boullier and Y. Gueguen, SP-mylonites, origin of some mylonites by superplastic flow, Contrib. Mineral. Petrol. 50, 93-104. 1974.

(29) A. Nicolas, Principes de tectonique, Masson, Paris, 200 p., 1984.

(30) K. Otsuki, On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault, Geol. Soc. Japan 84, 661-669, 1978.

(31) A. Prinzhofer and A. Nicolas, The Bogota peninsula : a possible oceanic transform fault, Journal of Geology 88, 387-398, 1980.

(32) A. Nicolas and Cl. Dupuy, Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites, Tectonophysics 110, 177-187, 1984.

(33) I. Reuber, Mylonitic ductile shear zones within tectonites and cumulates as evidence for an oceanic transform fault in the Antalya ophiolite, S.W. Turkey, Sp. Publ. Geol. Soc. 17, 319-333, 1985.

(34) A. Nicolas and X. Le Pichon, Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites, Earth Planet. Sci. Lett. 46, 397-406, 1980.

(35) C.A. Hopson, R.G. Coleman, R.T. Gregory, J.S. Pallister and E.H. Bailey, Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, J. Geophys. Res. 86, 2527-2544, 1981.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

(36) F. Boudier, A. Nicolas, J.L. Bouchez, S. Crambert, R. Dahl and T. Juteau, Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq, Sc. Geol. Bull. 36, 17-33, 1983.

(37) R.J. Murris, Middle East : stratigraphic evolution and oil habitat, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 64, 597-618, 1980.

(38) J.F. Casey and J.F. Dewey, Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and fore-arc spreading centers - implications for ophiolitic geology and obduction, In : ophiolites and oceanic lithosphere, ed. by I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton, Blackwell Scientific Publications, 269-290, 1984.

(39) G. Lensch and K. Schmidt, Plate tectonics, orogeny and mineralization in the iranian fold belts, results and conclusions, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 168, 558-568, 1984.

(40) P. Patriat and J. Achache, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, Nature 311, 615-621, 1984.

(41) P. Tapponnier, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, Bull. Soc. Geol. France 19, 437-460, 1977.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. The two models of formation and emplacement of Oman ophiolites. a- Origin in an arc-basin system and emplacement along a subduction surface. b- Origin as a mid-ocean ridge and emplacement by thrusting initiated at the ridge along the asthenosphere-lithosphere boundary ; the Lasai volcanism is produced by melting of the overriden crust.

Fig. 2. The Oman ophiolite belt and the main shear zones.

Fig.3. Detailed map of the Fizh and Hilti massifs.

Fig.4. a- Shear zone in cumulate gabbros of Wadi Sayjani. b- Porphyroclastic to submylonitic texture in a peridotite from a shear zone (optical microscope, crossed nicols). c- Ultramylonites from a shear zone in peridotites of Wadi Hayl. d- Ultramylonite texture in a peridotite with a superplastic trail in the wake of an orthopyroxene augen (optical microscope, natural light).

Fig.5. Stereonets of the structural elements in the southern Fizh and Hilti massifs (Fig.3). Heavy line : attitude of the paleo-Moho. Lower hemisphere ; contours per 0.45 % net area ; full and open triangles, respectively computed best axes and pole of best plane . a-Diabase dikes from the dike swarm (231 measurements) ; contours 1,3,4,10,18. b- High temperature foliations (119 measurements) ; c- High temperature lineations (measurements); contours contours 1,2,4,7. d- Shear zone and basal thrust foliations (94 measurements) ; contours 1,2,3,4. e- Shear zones

and basal thrust mineral and aggregate lineations (103 measurements) ; contours 1,3,5,7,10. f- Metamorphic aureoles amphibole lineations (92 measurements) ; coutours 1,2,3,4,7.

Fig.6. Schematic block diagram showing the relations between the vertical shear zones and the flat-lying thrusts and their common relation with the ridge structure.

Fig.7. Histograms of radiometric ages in the amphibolites of metamorphic soles. Black decoration, N-S trending lineations ; white decoration, E-W trending lineations.

Fig.8. Drawing after a peridotite hand-specimen showing the S2-L2 mylonite of a major shear zone locally deformed by a ultramylonite with a flat S3 foliation and a NW trending L3 lineation.

Fig.9. Synopsis diagram of the presumed history of the Oman ridge.

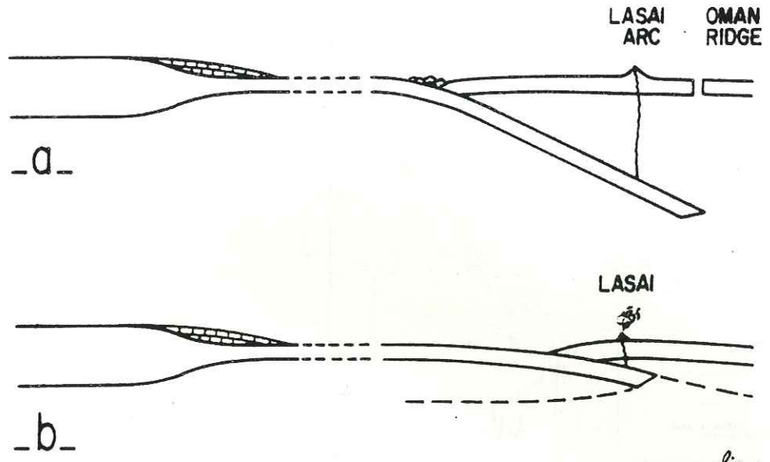


fig. 1.

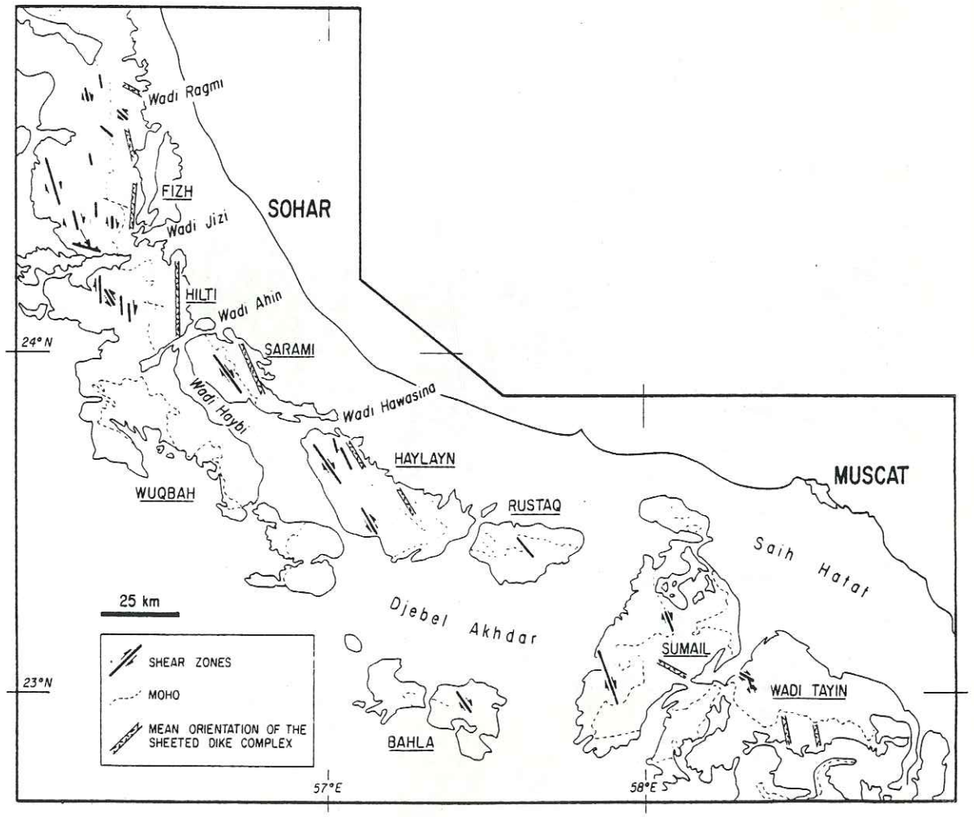


fig. 2.

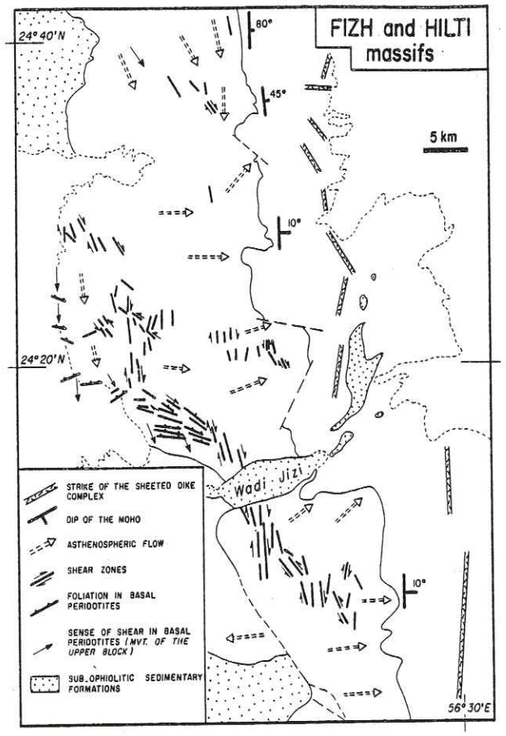


fig.3.

fig.4.

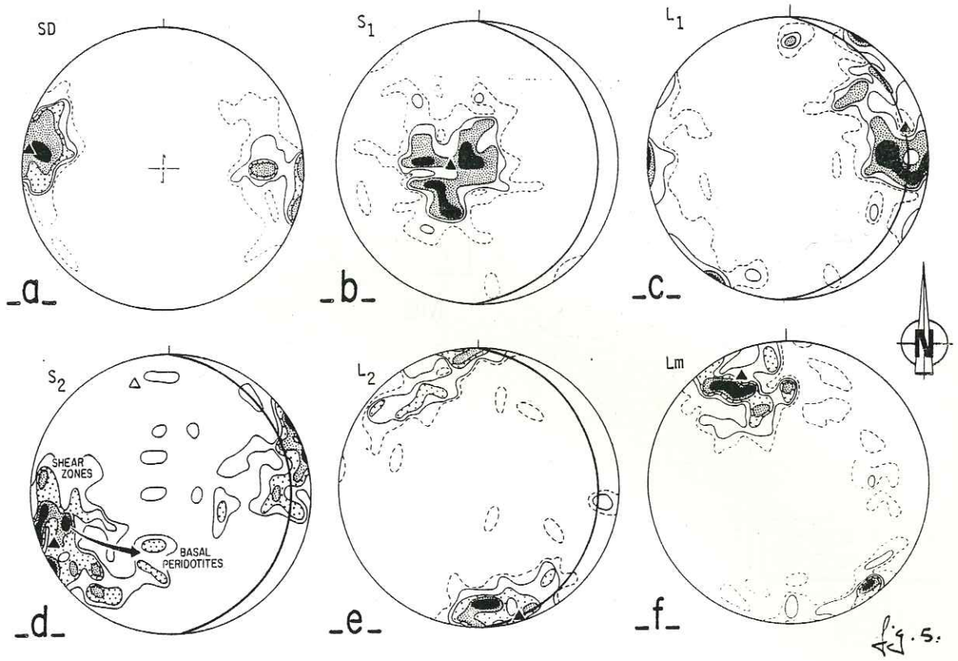


fig.5.

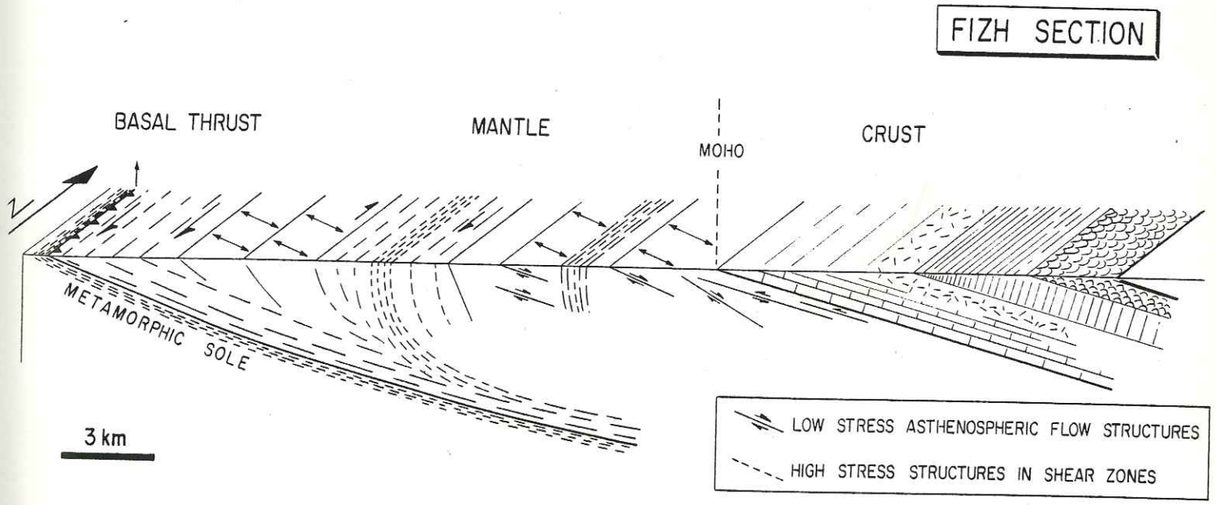


fig. 6.

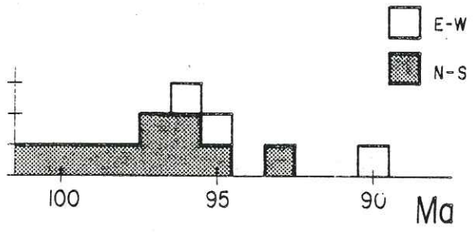


Fig. 7

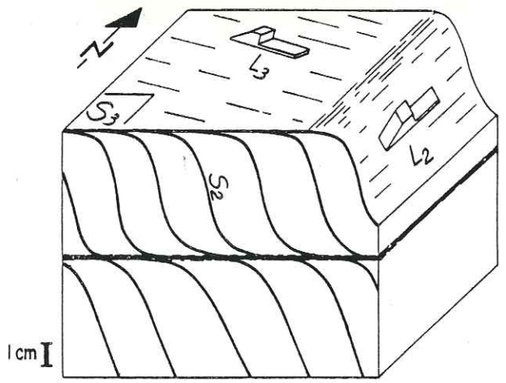


Fig. 8

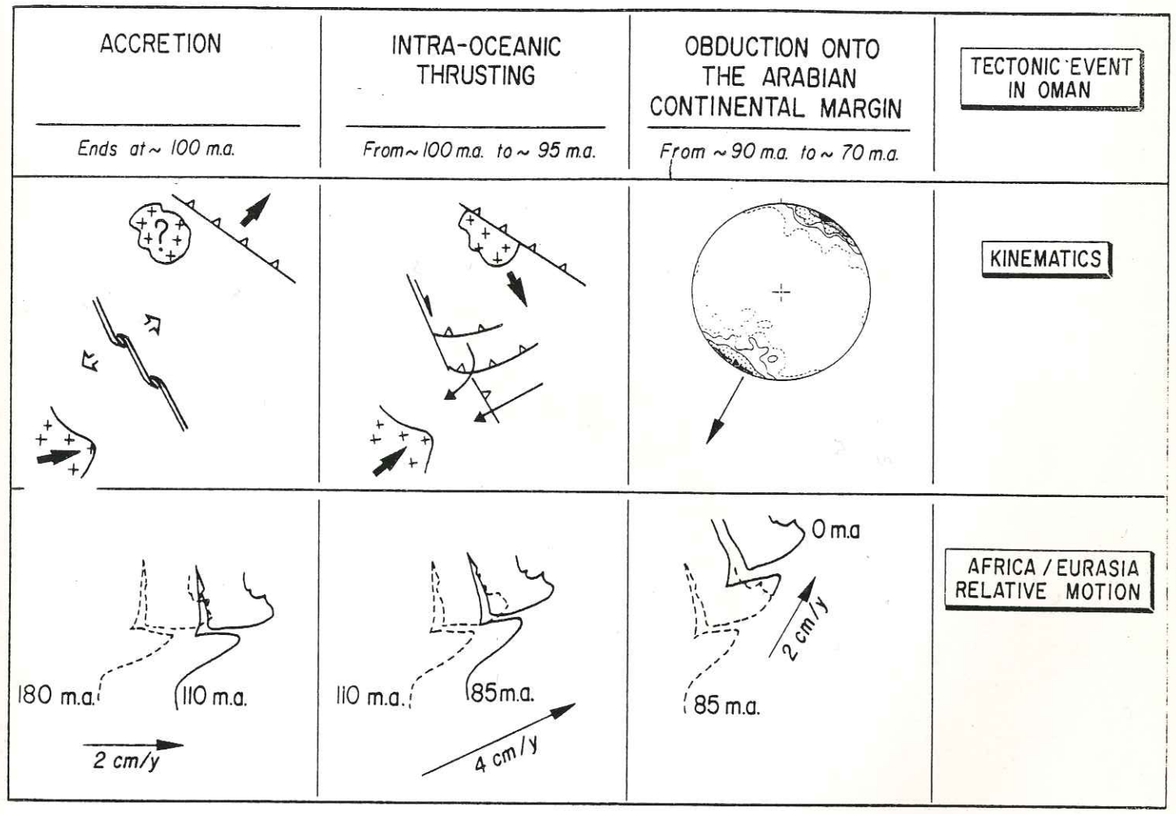


Fig. 9.

ANNEXE IV

OCEANIC THRUSTING, RELATED MAGMATISM AND ENVIRONMENTS OF ORIGIN OF OPHIOLITES : THE OMAN CASE.

A. NICOLAS and G. CEULENEER
Laboratoire de Tectonophysique, 2 rue de la Houssinière, 44072 Nantes, France.

Abstract

Structural studies in the peridotites of Oman show that the obduction was initiated along the spreading ridge itself. The plane of thrusting was the limit between lithosphere and asthenosphere which is taken as the 1000°C isotherm. This results in the oceanic crust close to the ridge and below the thrusting plate being continuously heated. Due to the presence of water previously introduced by hydrothermal alteration, this crust is partially molten and the melts are introduced into the overlying plate as intrusions and above, as volcanics. Their andesitic affinities are readily confused with island arc ones. Consequently the use of 1) geochemistry of lavas to ascribe a geodynamic environment of origin to a given ophiolite should be restricted to the lavas intrinsically belonging to the oceanic crust and, 2) radiometric ages from plagiogranite, to date the formation of oceanic crust is dubious as they may relate to the thrusting.

1. Introduction

In the early days of plate tectonics, the ophiolites were first regarded as oceanic lithosphere fragments generated at mid-oceanic spreading centers. This view held until the "Miyashiro's challenge" (1,2,3,4) imposed the idea that ophiolites could also

form in island arcs and marginal basins, principally on the basis of a geochemical reasoning. It was shown in the Troodos case (Cyprus) that rather than a MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) affinity, a number of lavas specimens of the ophiolite sequence had an island arc affinity by reference to modern environments. Since, several geochemical diagrams have been proposed (5,6,7,8,9) which, using plots of geochemical elements, ratios of such elements or of isotopes, delineate fields supposed to characterize the principal geodynamic environments where ophiolites can form : mid-oceans, island arcs or marginal basins. As a result, the arc-basin interpretations are becoming increasingly popular and a large number of ophiolites (10), including those of Oman (11,12) are regarded as derived from such environments, although in this last case a mid-ocean interpretation has also been envisaged (13,14,15).

However, it should be realized that in many cases, the lavas which display the island arc signature are not those directly on top of the ophiolite sequence, but upper lavas separated from the lower ones by umbers or other sediments. Typically in Oman, the lower lavas belonging to the "Geotimes Unit" have a MORB signature (16) except for a remarkably low Cr content (11) which is uncommon but not exceptional in MORB ; distinct signatures compatible with island arc volcanism (11,12) are obtained in the various overlying volcanic units which grade from basalts to andesites and even rhyolites and are usually separated from the Geotimes lavas by a few meters of umbers. Intrusive bodies and dike swarms from the same magmatic suite locally invade the crustal section (17). We wish to present here data showing that the secondary magmatism is generated during a

lithospheric thrusting taking place at the ridge site following a scenario already proposed (21) and applied to Oman (13,18,30), where this magmatism would not be symptomatic of an arc-basin system. This conclusion can be extended to other ophiolites, carrying a message of caution in applying geochemical discriminants to assess the environment of formation of ophiolites.

2. Oceanic thrusting of ophiolites

Thirty ophiolite complexes (19) representing the majority of the complexes described so far in the world lie over a metamorphic aureole with a steep (a few degrees/meter) thermal gradient and an inverse metamorphic zonation. High temperature amphibolite or granulite facies conditions are developed at the contact with the peridotites. These metamorphic formations are derived from oceanic basalts and associated sediments. The overlying peridotites present a mylonitic foliation concordant with that of the metamorphic schists. Since they were discovered (20), these aureoles have been interpreted as resulting from an intra-oceanic thrust during an episode of compression. Two oceanic sites seem most favorable for the initiation of the thrusting and have been discussed (21). Both imply that the involved lithosphere be very young in order to explain the observed thermal effects in the aureole, the limited thickness of the mantle section in ophiolites and the magmatic intrusions discussed below. In the first model (Fig.1a), the thrust site is located in front of a subduction zone implying a lithosphere not older than 10-20 M.y. (19). In this model the decoupling surface is the horizon limiting the elastic from the plastic lithosphere which coincides with an isotherm around 600°C. Seismic evidence illustrating this mode of

thrusting has been reported from the Peru-Chile Trench (22). In the other model (Fig.1b), the thrusting would occur at the ridge itself (18,21,23). The decoupling surface is now the limit between lithosphere and asthenosphere. Mechanically and geometrically with a slope of only a few degrees, this represents an excellent potential thrust surface if oceanic expansion shifts rapidly to compression.

3. Oceanic thrusting in the Oman ophiolite

After their initial mapping (24,25), the Oman metamorphic aureoles have been studied in the Wadi Tayin massif in southern Oman (26) and in the Fizh block of northern Oman (27) (Fig.2). From these studies temperatures at the peridotite contact are estimated in the range of 755°-865°C in Wadi Tayin (26) and 670°-750°C in Northern Oman (27). In both cases the pressures are compatible with the assumed thickness of the thrusted lithosphere (§7.2). More recently, our group (18,28,29) has undertaken the structural mapping over the entire ophiolite belt of these metamorphic formations and of the overlying mylonitic peridotites. This project aims at deducing the kinematic path followed by the ophiolite during the obduction, starting from its early oceanic detachment to its final emplacement on the arabic continental shelf. The method applied has been published (21) and the general results of this extensive study are presented in two companion papers : the first one deals with the kinematics of obduction and its connection with motion of Africa with respect to Eurasia (30) and the second, with the pecularities of the initial oceanic thrusting (31). In the latter paper, it is shown that, at least in the northern and central part of the ophiolite belt, the

oceanic thrusting was initiated on the ridge itself.

4. Secondary magmatism

The existence of an important hydrous magmatism has been discovered and studied in northern Oman by the Open University Group. This magmatism is clearly subsequent to the formation of the ophiolite crustal section and in particular to the basaltic lavas of the Geotimes unit as already mentioned. Two principal units have been distinguished, the Lasail and the Alley Units, both geochemically sharing island-arc affinities (11,12). They differ in their outcrop and petrology. The Lasail Unit form patchy outcrops disseminated above and inside the normal crust ; it is formed by a suite of amphibole gabbro-tonalite-trondjhemite intrusions, swarms of inclined sheet dikes emanating from these intrusions and overlying lavas ranging from basalts and andesites to felsites. The mode of occurrence evokes sea-mounts. The Alley Unit rather occupies N-S to NW-SE grabens where its lavas are separated from the Geotimes ones by umbiferous sediments. The composition of the lavas ranges from basalts to rhyolites and the intrusives are composed of wehrlites and amphibole gabbros. The poikilitic wehrlites and associated troctolites often contain brown primary amphibole. They usually cut the gabbro-trondhjemite intrusives but a continuous transition from a clinopyroxene-hornblende wehrlite to amphibole gabbros and diorites and finally trondjhemites has been described in the Haylayn massif (32). These findings have been further studied and extended to the Sumail massif in the central belt of the Oman ophiolite (Fig.2) (33)

This important secondary magmatism in the crustal section of northern and central Oman ophiolites is reflected in the mantle

section by the presence of specific dikes. They are mainly amphibole gabbro and less commonly plagiogranite dikes which on their mineralogy and setting can be distinguished from the pyroxenite and gabbro dikes thought to have fed the crust at the spreading ridge. In the Wadi Tayin massif in Oman, like in other ophiolites and isolated peridotite bodies where the secondary magmatism is moderate or absent , the sequence of dikes related to the asthenospheric melting and uprise (34) are anhydrous, containing no magmatic amphibole and their orientation and deformation is controlled by the high temperature plastic flow structure (35). For these reasons, we consider those dikes which contain a brownish magmatic amphibole, which are not or little deformed and present no symptomatic orientation with respect to the high-T flow structures to be feeder dikes for the secondary magmatism. The magmatic amphibole is readily distinguished from the secondary fibrous tremolite which, associated with talc, chlorite and antigorite, is a product of local hydrothermal alteration.

The secondary plagiogranite and amphibole gabbro dikes tend also to be larger than the primary gabbro-pyroxenite dikes and can attain a 10 m thickness. They are observed at any level in the mantle sequence, but their occurrence is restricted to local areas (§5) where the gabbros in particular constitute powerful swarms. Diabase dikes, which could have been intruded during this magmatic event, are exceptionally observed in the basal cumulates and the underlying dunites (Sumail massif, and Wadi Fizh, Zabin and Mahara areas of the northern massif) and never lower in the sequence.

The Wadi Tayin massif is the only one where both in the crustal and the mantle section the secondary magmatism is exceptional. Intrusive wehrlites, amphibole gabbros and plagiogranites-trondjhemites are still present but in smaller (200 m instead of 2 km) and less numerous masses. Amphibole gabbro dikes in the peridotites are well represented only in the Batin area. In contrast, this is the only massif in Oman where diabase dikes penetrate throughout the peridotite section and even through the mylonitic peridotites of the sole.

5. Shear zones and magmatic activity

Shear zones attaining 1-2 km in section have been discovered in the peridotites of Oman (31). They are dominantly parallel to the ridge as defined by the dike swarm trend (Fig.2). They have been ascribed an important role in the first motion of the oceanic thrusting. The normally flat foliation of the mylonitic peridotites locally rotates over a few kilometers and evolves into these thick vertical shear zones in which the same lineation trend and the same shear sense are preserved (31). Such shear zones affect the entire section of peridotites and, when they attain the overlying crustal section, they split in numerous splays (31,36,38). In the upper peridotite section the shear zones are exceptionally rich in gabbroic dikes and magmatic impregnations containing brown magmatic amphiboles. These mafic intrusives are usually mylonitized along with their wall peridotites but locally they transect the sheared domains and are undeformed or less deformed (Fig.3).

On a larger scale in Oman ophiolites with the exception of the Wadi Tayin massif, the relation between the secondary magmatic activity and the major shear zones is obvious. In the vicinity of these N-S to NW-SE striking shear zones, the magmatic

activity is locally marked in the peridotite section like in Wadi Sarami by the occurrence of amphibole gabbro dike swarms, extending 1-2 km beyond the shear zone or of plagiogranite intrusions like in the SW part of the Sumail massif (M. Beurrier, pers.comm.). Where such shear zones penetrate the lower gabbros, magmatic intrusions are common like in Wadi Sayjani with a hornblende-bearing wehrlite. In the upper crustal section, the structural control of the secondary magmatism by NW-SE trending accidents is well established (11,12,17,32,37). Finally, in the Wadi Zabin, Wadi Rajmi and Wadi Fayd areas, there is a control of amphibole gabbro intrusions and of related dike swarms by large faults and shear zone splays oriented WNW-ESE (17,36,38).

6. Magmatic activity and oceanic thrusting

Three arguments indicate that the secondary magmatism of the northern and central ophiolite belt of Oman relates to the ophiolite thrusting. The two last ones are indirect, showing that the two phenomena are synchronous.

i) The gabbroic magmatism accompanying the shear zones activity demonstrates, considering the physical continuity of these shear zones with the mylonitic sole of the peridotites (31), the relation between the oceanic thrusting and this specific magmatism.

ii) The secondary magmatism, whether expressed by mafic dikes in the peridotite section or intrusive masses in the crustal section is characterized by the absence of chilled margins with its country rocks and by beautiful magmatic reactions between gabbro-wehrlite intrusions and the cumulate gabbros at their contact. This demonstrates that the secondary magmatism was emplaced in a still hot and therefore young lithosphere. Thermal constraints (§.7.2 and Fig.5) indicate that the secondary magmatism should occur within around 2 m.y. after the creation of the crust. In order to be located on the ridge itself (30,31), the oceanic thrusting must also occur within a comparable time lapse after the end of spreading, otherwise the rapid thickening of the lithosphere would destroy the favorable geometry for thrusting (Fig.5). In contrast, in the Wadi Tayin massif the existence of diabase dikes cutting throughout the peridotites (§4) suggest that the oceanic thrusting occurred in a cold lithosphere. It was possibly initiated away from the ridge (Fig.1a), thus explaining the paucity of secondary magmatism in this massif. In this interpretation, the diabase dikes could be the products of the waning magmatic activity of the spreading center (§7.3).

iii) There is a remarkable coincidence in the radiometric ages of the plagiogranites-trondjhemites and the amphibolites from the metamorphic aureoles (Fig.4). In northern Oman, these plagiogranites are clearly related to the secondary magmatism (§.4.). This conclusion may be extended to the Wadi Tayin case, although there the plagiogranites could alternatively represent the final products of differentiation in the magma chambers of the oceanic spreading center (39). It has been shown on the Karmoy ophiolite of Norway that two types of plagiogranite existed which were respectively formed by hydrous partial melting in gabbro shear zones and by differentiation of a wet basaltic magma (40). They have in particular distinct REE patterns. The patterns of Wadi Tayin plagiogranites (16) is more compatible with a fractionation origin.

7. A genetic model

7.1. Description of the model

In the interpretation of the initiation of the oceanic thrusting at a ridge (13,30,31), the crust located close to the ridge below the thrust is continuously overriden by a renewed lithosphere whose base is always at around 1000°C, the temperature here limiting lithosphere and asthenosphere (§.7.4). It is this lithosphere which is found to be obducted over Oman (Fig.6).

At the initiation of convergence the crust below the thrust is progressively heated until it starts melting. It is a hydrous melting because this crust has been submitted to the spreading center hydrothermal alteration. In the altered basalts in contact with siliceous sediments impregnated by sea water, the first eutectic is attained around 700°- 750°C for a pressure of 30-40 MPa corresponding to the load of the overriding lithosphere (§.7.2) and the first melt should be dacitic in composition (41, 42). It would evolve toward more mafic melts, when the successive eutectic liquids are withdrawn and progressively more mafic horizons are affected by the melting. In a hydrous basaltic crust with around 2 % water (37), the melting should stop around 850°-900°C when it has attained 20 % of the rock and consumed all available water (41,42). In a hydrated peridotite, at these low pressures the first melt is not obtained before 950°-1000°C (43). The melting resumes until the water content of the crust is exhausted. With an estimation of an average 2 % water content in the crust (37) from the surface to a 4 km depth (42) and with, in the considered P,T conditions, 8 % the water fraction in a water-saturated andesitic melt (45), the maximum fraction of the total 6 km crust which can be thus remelted is $\sim$ 16 % (i.e. $\frac{0.2 \times 4}{0.8 \times 6}$).

Once the crust nearest the site of the spreading center has been heated and melted out, the melting can proceed further away. However the cooling from above increases with aging and in this young lithosphere after around 1 m.y. (Fig.6) the base of the overriding lithosphere is below the 900°C necessary for a significant melting. This age cannot be increased significantly by frictional heating (§7.6). Thus, only the front of the overthrust lithosphere will be intruded by the secondary magmatism.

In terms of petrological and geochemical signature, this magmatism should compare with that issued from melting in a subduction zone environment which is also triggered in the underthrust lithosphere. The main difference is that in the latter case the melting occurs at 100 km instead of 10-15 km. Finally, due to a possible residual magmatic activity connected to the waning spreading (§.7.3) some melt may be also extracted from the asthenospheric mantle, accounting for the intermediate geochemical characters of certain lavas between the Geotimes and the Lasai magmatism (11,12).

This general model can be somewhat improved by a closer inspection of the oceanic thrusting conditions and by heat transfer estimations destined to check if the thermal requirements for a large melting are satisfied in the time lapse allowed by the thrusting event. Although this is not central for this paper, it is useful to base the reasoning on a model of the thermal structure close to a ridge and of its evolution.

7.2. Thermal structure at the ridge

In our interpretation, the Oman ophiolite represents, at least in the northern and central part of the belt, the sampling

of the last 50-100 km created at a ridge. With its fully developed crust and apparently continuous magma chamber, this ophiolite should correspond to spreading rates greater than 1-2 cm/y (15,46). The only available constraint on this problem is given by the thickness of the ophiolite nappe in Oman, which is equated with the thickness of the thrusted lithosphere, in the absence of any obvious major flat-lying discontinuities within the mapped peridotites. We estimate it at 10-12 km in northern and central massifs (47) and 15-20 km in Wadi Tayin (28) in confirmity with previous workers (48). The 10-12 km figure for a lithosphere at 50 km from a ridge imposes a spreading rate around 5 cm/y. (Fig.5). This means that the ophiolite of Oman represents an oceanic lithosphere which is entirely created within no more than 2 m.y. and that, the thermal structure of the ridge of origin must be modelled between zero and this age.

The thermal models of literature are in difficulty for these young ages because they cannot account for the convective heat transfert by hydrothermalism. It may be possible to improve them by a careful consideration of the boundary conditions, inside which the conductive cooling calculations (49) are applied.

The location of the decoupling 1000°C isotherm (§7.4) depends critically on the adiabatic boundary temperature chosen in the underlying asthenosphere. From a recent study on melt extraction (34), the temperature at 15 km below sea-floor in a ridge was estimated at 1260°C. The asthenosphere flow away from the ridge being nearly horizontal, a temperature of 1250°C is thus chosen along a lower boundary at 15 km below sea-floor.

The hydrothermal circulation at the ridge penetrates about 4 km (44) inside the crust. Just above the magma chamber, at depth

of 2.5-3.0 km, the temperature attains 400°C, as deduced from metamorphism in ophiolites (44,50) and temperatures of water in hydrothermal vents (51). This hydrothermal system operates above the 4 km level and below a blanket of sediments whose base is around 150°C-200°C (52). After a couple of m.y., the rapidly decreasing heat flux (53) indicates that the system is no longer perfectly convective ; the 4 km horizon in oceanic crust younger than 2 m.y. may be thus at temperatures higher than 200°C. For the purpose of our study, it is accurate enough to take as the upper boundary of our system a 350°C surface at a depth of 4 km below sea-floor. The thermal profile of figure 5 is constructed with these boundary conditions.

7.3. Shift from expansion to compression

In the Oman oceanic ridge the shift from expansion to compression is a consequence of the relative motion of Africa with respect to a nearly stable Eurasia. At 100 m.y. Africa is drifting eastwards (54) and approaching Eurasia thanks to a subduction zone close to this continent (55). The Oman ridge is in-between. It works in expansion as long as the subduction rate is larger than the Africa drifting rate and in compression when the subduction rate becomes smaller (31). Estimating the time lapse necessary to shift from the waning expansion to the first compressive motion along the ridge is critical because of its influence on the lithospheric thermal structure and thus on the possibility and location of oceanic thrusting. Evolution of the thermal structure (Fig.5), shows that beyond 2 or 3 m.y. of cooling, the 1000°C decoupling surface (§ 7.4) becomes too deep to remain compatible with the thickness of the thrusted ophiolites

(§ 7.2). Fortunately, with the India-Eurasia collision there is one geological record of a similar situation. There, due to the first continental collision, within 2 m.y., convergence rates decrease of 10-15 cm/y (55) and spreading rates along the western and eastern Indian Ocean ridges, of 5-10 cm/y (56). A rapid shift along the Oman paleoridge from a 5cm/y expansion to thrusting seems thus possible.

The inertia of the underlying asthenospheric system should also be considered. It is probably greater than that of the lithospheric system and, while the overlying plates at the ridge are already colliding and thrusting, it seems conceivable that the asthenosphere below the ridge may still be diverging. For this to happen, the two systems must be well decoupled, a possibility suggested by local structural observations in the transition zones of the Oman ophiolites showing the extraordinarily sharp strain gradients of the hypersolidus deformation of peridotites at the contact with crustal formations. A waning asthenosphere divergence would maintain the thermal structure of the ridge unchanged and would result in the persistence of spreading center magmatism during the early stage of thrusting, thus explaining the intrusion of diabase dikes in Wadi Tayin peridotites (§.6). Consequently, in the following analysis we adopt at the initiation of thrusting the configuration of the lithosphere-asthenosphere structure of a ridge (Fig.5). In the modelling (Fig.6), we further assume that this configuration is not deeply altered, in spite of the aging of the overriding lithosphere. This assumption is acceptable if the average convergence rate of 4cm/y (30,31) is rapidly attained, in which case the thrusting of the Oman nappe (50 to 100 km in extension) over the melting top

of the overriden slab occurs within only 1-2 m.y. Shear heating in the mantle along the 1000°C decoupling surface would also help to maintain the initial thermal structure.

7.4. Thermal evolution of the overriden plate

The thermal evolution of the overriden plate close to the former ridge is easily modelled recalling that it is continuously overthrust by a renewed lithospheric plate which emerges from the mantle with its base at a constant high temperature at least at the initiation of thrusting (§7.5). It consists in studying the heat transfert with time through the overriden plate heated from above by a source at a constant temperature, (see appendix).

Estimating the temperature of the thrust surface in the mantle is critical here. The considered limit separates the asthenosphere from the rheologically defined lithosphere which depends on temperature and applied stress (57). In the asthenosphere the strain rates are larger than 10^{-14} or 10^{-15} s^{-1} and in the lithosphere they are smaller. Knowing this limit and the stress, the corresponding temperature can be deduced from peridotite creep laws . With the comparatively high stress implied in thrusting (19), it would be in the 800°C range. Unfortunately, the large uncertainty mainly on creep law extrapolations makes this estimation very approximate. The temperature has however to be higher than 865°C, the highest temperature recorded in the amphibolites (§.3) and lower than 1250°, the melting temperature in peridotites at the considered depth (§.7.2). Pyroxenes geothermometers in the mylonitic peridotites which record a blocking temperature during cooling give 900-950°C in the St Anthony complex of Newfoundland (58). High-stress porphyroclastic

microstructures developed just above the mylonites indicate by reference to similar structures in basalt xenoliths, temperatures of around 1000°C (59). Thus we adopt 1000°C for the isotherm of decoupling during lithospheric thrusting.

The first eutectic at 700-750°C (§.7.1) is immediately attained in the sediments and upper lavas in contact with the 1000°C source. It is at 4 km depth, taken here as the lower horizon for large hydrothermal alteration, after less than 1m.y. This depth is attained by the critical 850-900°C temperature (§.7.1) after 5 to 6 m.y. This marks the end of the secondary melting episode.

The Moho is not heated to the 950°C temperature necessary to initiate hydrous melting in peridotites (§.7.1) before an irrealistic 40 m.y. Thus, the wehrlites produced by peridotite melting, cannot be formed by melting in this plate. It is concluded that they are formed by hydrous melting of the base of the overriding lithosphere which is at the required temperature and is percolated by the hydrous fluids extracted from below.

7.5. Evolution of the overriding lithosphere

The thrust lithosphere is invaded by the secondary magmatism as soon as it emerges from the mantle. At this stage the deformation so far imprinted into the mylonitic peridotites, migrates downwards into the weak and melting formations of the overriden crust. While moving away, the upper part of this lithosphere cools and starts being eroded (13). As seen above (§.7.1) after around 1 m.y. its plane of contact with the lower crust is below 900°C, a temperature precluding a large volume of melting. At this stage the high-T amphibolite facies metamorphism is deve-

loped in this crust (§.3), which thus postdates the main secondary magmatism.

7.6. Shear heating

The contribution of shear heating depends much on the viscosity in rocks which in turn depends on the T/Tm ratio (60). In the domain where the overriden crust is melting, its contribution to the heat budget is probably negligible. On the other hand, it may have slightly raised the temperature above 1000°C in the vicinity of the decoupling surface during shear motion in the mantle and also contributed to maintain the temperatures along the thrust plane in the amphibolite facies during the phase of lithospheric motion above oceanic crust. Being here interested in the melting, we have not tried to estimate these effects.

8 .Concluding remarks

The important secondary hydrous magmatism of the northern and central part of the Oman ophiolite belt is here attributed to the hydrous melting of oceanic crust being overriden by a still hot lithospheric plate. The overriding lithospheric plate is the product of a thrust taking place at the ridge itself soon after extension at the ridge shifted to compression (Fig.6). The thrust surface followed the 1000°C isotherm representing in the mantle the limit between lithosphere and asthenosphere. During the first millions years of thrusting, while the overriding plate is still hot, the melting in the overriden crust can be large, attaining around 16 % if it is limited by the crust water content. Large plagiogranite intrusions are thus generated whose age coincide with that of the thrusting. A first conclusion is therefore

that radiometric ages of plagiogranites date the formation of an oceanic crust only if it can be shown that they are the direct differentiation products of this crust. Large intrusions of these rocks most probably date such a thrusting event.

The nature of the secondary magmatism should not differ significantly from that of island arcs, making the interpretation of such an environment for the origin of the Oman ophiolite, unnecessary. As mentioned in the introduction of this paper, the arc-basin origin for ophiolites has become increasingly popular because of the geochemical affinities of lavas, a criterion here regarded as dubious. Marginal basins nevertheless remain good candidates for sites of origin of ophiolites. In fact they do for two favorable features : their vicinity to continental crust or arc crust, upon which ophiolites are emplaced and to a subduction zone, where compressive forces are active (61). On the contrary, island arcs because they are located in this compressive environment normally exclude the extensive tectonic regime which is necessary to create a new lithosphere and therefore, ophiolites. Such ophiolites should be exceptional. In the discussion of a marginal basin versus a mid-ocean for the site of origin of a given ophiolite, we propose that the only clear criteria are : 1) the geochemical nature of the lavas and the dike swarm belonging intrinsically to the ophiolite sequence and not that of overlying lavas, 2) the nature of the sediments directly in contact with the main lavas and 3) a direct structural reconstruction of the marine environment, if it is feasible.

Considering the large number of ophiolites which rest on a sole of mylonitic peridotites and metamorphosed oceanic crust (§.2) it seems that the most common, but not unique scenario for

ophiolite formation, is that of the oceanic thrusting of a young oceanic crust (19,21). This thrusting can occur in a large ocean or in a back-arc basin. Its only requirement is that the lithosphere soon after its generation be submitted to compression. The resulting thrust can produce an oceanic plateau which is obducted on land either during the same compressional event like in Oman (30) or during an independent subduction-related collision.

Acknowledgments. F. Boudier and J.L. Bouchez have participated in the field studies. The paper has been improved thanks to discussions with them and with M. Rabinowicz and D. Mainprice. Facilities from the Oman Ministry of Petroleum and Minerals represented by M.H. Kassim and financial help from the Centre National de la Recherche Scientific (U.A. 732 and ATP Plis-failles) are also acknowledged.

REFERENCES

1. A. Miyashiro, The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc, Earth Planet. Sci. Lett. 19, 218-224, 1973.

2. A. Hynes, Comment on "the Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc "by A. Miyashiro, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 213-216, 1975.

3. A. Miyashiro, Origin of Troodos and other ophiolites : a reply to Hynes, Earth Planet. Sci. Lett. 25, 217-222, 1975.

4. E.M. Moores, Discussion of "Origin of Troodos and their ophiolites : a reply to Hynes" by A. Miyashiro, Earth Planet. Sci. Lett. 25, 223-226, 1975.

5. J.A. Pearce and J. Cann, Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace elements analysis, Earth Planet. Sci. Lett. 19, 290-300, 1973.

6. A. Miyashiro, Classification, characteristics, and origin of ophiolites, J. Geol. 83, 249-281, 1975.

7. L. Beccaluva, D. Ohnenstetter and M. Ohnenstetter, Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites, Can. J. Earth Sci.16, 1874-1882, 1979.

8. A.D. Saunders, J. Tarney, N.G. Marsh and D.A. Wood, Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust : a geochemical approach, Proc. Cyprus Int. Ophiolite Conf., 193-204, 1980.

9. G. Noiret, R. Montigny and C.J. Allègre, Is the Vourinos complex an island are ophiolite ? Earth Planet. Sci. Lett.56,375-386, 1981.

10. H.D. Upadhyay and E.R.W. Neale, On the tectonic regimes of ophiolite genesis, Earth Planet. Sci. Let. 43, 93-102, 1979.

11. J.A. Pearce, T. Alabaster, A.W. Shelton and M.P. Searle, The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex : evidence and implications, Phil. Trans. R. Soc. Lond. 300, 299-317, 1981.

12. T. Alabaster, J.A. Pearce and J. Malpas, The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex, Contrib. Mineral. Petrol. 81, 168-183, 1982.

13. R.G. Coleman, Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, J. Geophys. Res., 2497-2508, 1981.

14. I.L. Abotts, Masirah (Oman) ophiolite sheeted dikes and pillow lavas : geochemical evidence of the former ocean ridge environment, Lithos 14, 283-294, 1981.

15. F. Boudier and A. Nicolas, Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments, Earth Planet. Sci. Lett. in press.

16. J.S. Pallister and R.J. Knight, Rare-Earth Element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman, J. Geophys. Res. 86, 2673-2698, 1981.

17. Open University Oman ophiolite Project, geological maps 1-4 1979-1980-1981-1982.

18. F. Boudier and R.G. Coleman, Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman Mountains, J. Geophys. Res. 86, 2573-2592,1981.

19. A. Nicolas and X. Le Pichon, Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites, Earth Planet. Sci. Lett. 46, 397-406, 1980.

20. H. Williams and W.R. Smyth, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites : tectonic implications with west Newfoundland examples, Amer. J. Sci. 273, 594-621, 1973.

21. F. Boudier, A. Nicolas and J.L. Bouchez, Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites, Nature 296, 825-828, 1982.

22. D.M. Hussong, P.B. Edwards, S.H.Johnson, J.F. Campbell and G.H. Sutton, Crustal structure of the Peru-Chile Trench : 8°-12°S latitude, in the Geophysics of the Pacific ocean basin and its margin, Amer. Geophys. Un. 19, 76-85, 1976.

23. J.G. Spray, Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement, Geol. Soc. Sp. Publ. 13, 255-268, 1984.

24. F. Allemann and T. Peters, The ophiolite-radiolarite belt of the North Oman mountains, Eclogae Geol. Helv. 65, 657-697, 1972.

25. K.W. Glennie, M.G.A. Boeuf, M.W. Hughes Clarke, M. Moody Stuart, W.F.H. Pilaar and B.M. Reinhardt, Geology of the Oman mountains, Verh. Koninklijk Nederl. Geol. Mijn. Gen. 31, 239-241, 1974.

26. E.D. Ghent and M.Z. Stout, Metamorphism at the base of the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains, J. Geophys. Res. 86, 2557-2571, 1981.

27. M.P. Searle and J. Malpas, Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction, Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 71, 247-262, 1980.

28. M. Misseri, Structure des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman) : lithosphère d'arc insulaire, lithosphère océanique, Thèse Doct. Spec. Un. Nants (1982) 156 pp.

29. M. Cannat, Cinématique de charriages ophiolitiques (Klamath Mountains, Semail, Groix) et convergence océanique, thèse Doc. Spec. Un. Nantes (1983) 159 pp.

30. F. Boudier, J.L. Bouchez, A. Nicolas, M. Cannat, G. Ceuleneer, M. Misseri and R. Montigny, Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite. Model of plate convergence, Earth Planet. Sci. Lett. in press.

31. G. Ceuleneer and A. Nicolas, High-temperature shear zones in the Oman ophiolite and initiation of oceanic thrusting, Earth Planet. Sci. Lett., submitted.

32. P. Browning, The petrology, geochemistry, and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite, Dept. Earth Sci. Open Un. Ph.D. Thesis (1982) 404 pp.

33. M. Beurrier, Bechennec, Hutin and Rabbu, Geological map of the Oman Mountains at 100,000°, Ministry Petrol. Miner. Oman, 1985.

34. A. Nicolas, A melt extraction model based on structural studies in peridotites, J. Petrol. submitted.

35. A. Nicolas and M. Jackson, High temperature dikes in peridotites : origin by hydraulic fracturing, J. Petrol. 23, 568-582, 1982.

36. I.D. Bartholomew, The primary structures and fabrics of the upper mantle and lower oceanic crust from ophiolite complexes, Dept. Earth Sci. Open Un. Ph.D. Thesis (1983) 520 pp.

37. R. Dahl, Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif de Rustaq (Bloc d'Haylayn). Un modèle tridimensionnel de zone d'accrétion, Thèse Doct. Spec. Un. Clermont-Ferrand (1984) 275 pp.

38. J.D. Smewing, An Upper Cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite, in : Ophiolites, A. Panayiotou, ed., Min. Agr. Nat. Res. Geol. Surv. Dep. Cyprus, 407-413, 1980.

39. G.R. Tilton, C.A. Hopson, and J.E. Wright, Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with application to Tethyan ocean ridge tectonics, J. Geophys. Res. 86, 2763-2776, 1981.

40. R.B. Pedersen, and J. Malpas, The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway, Contrib. Mineral. Petrol. 88, 36-52, 1984.

41. J.R. Holloway and C.W. Burnham, melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, J. Petrol. 13, 1-29, 1972.

42. R. Tuthill Helz, Phase relations of basalts in their melting range at PH2O = 5Kb. Part II. Melt composition, J. Petrol.17, 139-193, 1976.

43. B.O. Mysen and A.L. Boettcher, Melting of a hydrous mantle : I.Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. J. Petrol. 16, 520-548, 1975.

44. M.J. De Wit and C.R. Stern, A model for ocean-floor metamorphism, seismic layering and magnetism, Nature 264, 615-619, 1976.

45. D.L. Hamilton, C.W. Burnham, and E.F. Osborn : the solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization of mafic magmas, J. Petrol. 5, 21-39, 1964.

46. I. Reid and H.R. Jackson, Oceanic spreading rate and crustal thickness, Mar. Geophys. Res. 5, 165-172, 1981.

47. F. Boudier, A. Nicolas, J.L. Bouchez, S. Crambert, R. Dahl and T. Juteau, Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq, Sci. Geol. Bull. 36, 17-33, 1983.

48. C.A. Hopson, R.G. Coleman, R.T. Gregory, J.S. Pallister and E.H. Bailey, Geological section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, southeastern Oman Mountains, J. Geophys. Res 86, 2527-2545, 1981.

49. H.S. Carslaw and J.C. Jaeger, Conduction of heat in solids, Oxford Un. Press, London (1959) 510 pp.

50. P. Schiffman, A.E. Williams and R.C. Evarts, Oxygen isotope evidence for submarine hydrothermal alteration of the Del Puerto ophiolite, California, Earth Planet. Sci. Lett. 70, 207-220, 1984.

51. Rise Project Group, East Pacific Rise : Hot Springs and Geophysical experiments, Science 207, 1421-1433, 1980.

52. E.E. Davis and C.R.B. Lister, Heat flow measured over the Juan de Fuca Ridge : evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust, J. Geophys. Res. 82, 4845-4860, 1977.

53. R.N. Anderson and M.A. Hobart, The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific, J. Geophys. Res. 81, 2968-2989, 1976.

54. P. Patriat, . Segoufin, R. Schlich, J. Goslin, J.M. Auzende, P. Benzard, J. Bonin and J.L. Olivet, les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie, Bull. Soc. Geol. France 7, 363-373, 1982.

55. G. Lensch and K. Schmidt, Plate tectonics, orogeny, and mineralization in the iranian fold belts, results and conclusions, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 168, 558-568, 1984.

56. P. Patriat and J. Achache, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, Nature 311, 615-621, 1984.

57. X. Le Pichon, La lithosphère océanique : fondement de la tectonique des plaques, Mém. H.Sér. Soc. Géol. France 10, 339-350, 1980.

58. R.A. Jamieson, Metamorphism during ophiolite emplacement. The petrology of the St Anthony Complex, J. Petrol. 22, 397-449, 1981.

59. P. Coisy and A. Nicolas, Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes, Bull. Minéral. 101, 424-436, 1978.

60. L. Fleitout and C. Froidevaux, Thermal and mechanical evolution of shear zones, J. Structural Geol. 2, 159-164, 1980.

61. J.F. Dewey, Ophiolite obduction, Tectonophysics 31, 93-120, 1976.

62. H. Fukuyama, Heat of fusion of basaltic magma, Earth Planet. Sci. Lett. 73, 407-414, 1985.

63. M.A. Lanphere, K-Ar Ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman, J. Geophys. Res. 86, 2777-2782, 1981.

64. P.R. Tippit, E.A. Pessagno, and J.D. Smewing, The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite, J. Geophys. Res. 86, 2756-2762, 1981.

Figure captions

Fig.1 - The oceanic thrusting models (21). a-decoupling along the elastic-plastic limit in lithosphere in a subduction zone environment. b-decoupling along the lithosphere-asthenosphere limit in a ridge environment.

Fig.2 - Location map of the Oman ophiolites with the main shear zones in the mantle sections (31).

Fig.3 - Gabbroic injections in peridotite shear zones (drawings after photographs). a-views of an outcrop 10 m across showing the abundance of foliated gabbro dikelets (Wadi Alwasit). b-detail of a surface perpendicular to the mylonitic foliation and parallel to the lineation, showing a late (although sheared) gabbro network intruding and rotating the mylonitic foliation (Wadi Sarami).

Fig.4 - Radiometric ages in a) plagiogranites (39) and b) amphibolites (30,63, unpublished data). The V1 and V2 show the radiolarian ages of respectively the Geotimes lavas and the "off-axis" volcanisms (64).

Fig.5 -Thermal structure of a young lithosphere with distances corresponding to a 5cm/y spreading rate. The dotted lines show the deepening of the 1000°C isotherm after 1,3,5 m.y. of static cooling.

Fig.6 - Graphical model for the oceanic thrusting and related partial melting. It is assumed that the initial thrusting is at a high angle to the ridge, whereas in northern Oman it was locally parallel to it (31). Other assumptions are 1) at t = 0 the thermal structure is that of figure 5 and 2) in this structure, the 1000°C surface in the overriding lithosphere is not modified (the dashed line shows its position after 1 m.y. of static cooling). Assumption 2) is valid if a residual spreading center activity or shear heating are taken into account or if the convergence rate rapidly attains its average 4 cm/y value (30,31). The 40 km extension of the secondary melting in the lower plate is based on the latter assumption.

APPENDIX

1) Thermal profiles of fig.5 were constructed using the transient equation of heat conduction.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \nabla^2 T \qquad (1)$$

solved in the case of the cooling of a semi-infinite half-space (49).

$$T(z,t) = To + (T_{\infty} - To)\ \mathrm{erf}\ \left(\frac{z}{2\sqrt{Kt}}\right) \qquad (2)$$

where T = temperature

z = vertical coordinate positive downward

t = time

To = temperature of the upper boundary fixed at 350°C, 4 km below sea floor

T_{∞} = initial temperature of the cooling half-space fixed at 1250°C.

K = thermal diffusivity : 1 mm^2/s

erf : the error function

2) Temperatures in the overriden slab were calculated using equation (1) solved for the following boundary conditions :

T1 = constant T° at the base of the overriding lithosphere (Z = 0) fixed at 1000°C.

T2 = initial mean temperature of the overriden plate between 0 and 4 km below the thrust plane , taken as 250°C.

T3 = initial temperature of the overriden plate, more than 4

km below the thrust contact taken as 450°C.

The simplifying assumption consisting in replacing the initial thermal profile of the overriden plate by a two-layer structure (T2,T3) has a negligible effect on the thermal modelling compared to the choice of 1000°C as the initial temperature at the base of the overriding plate.

We also neglected enthalpy of melting of basalts considering its low value (about 150cal/g) compared to the specific heat (about 10 cal/g°C) (62).

The error in temperature caused by this approximation does not exceed 15°C.

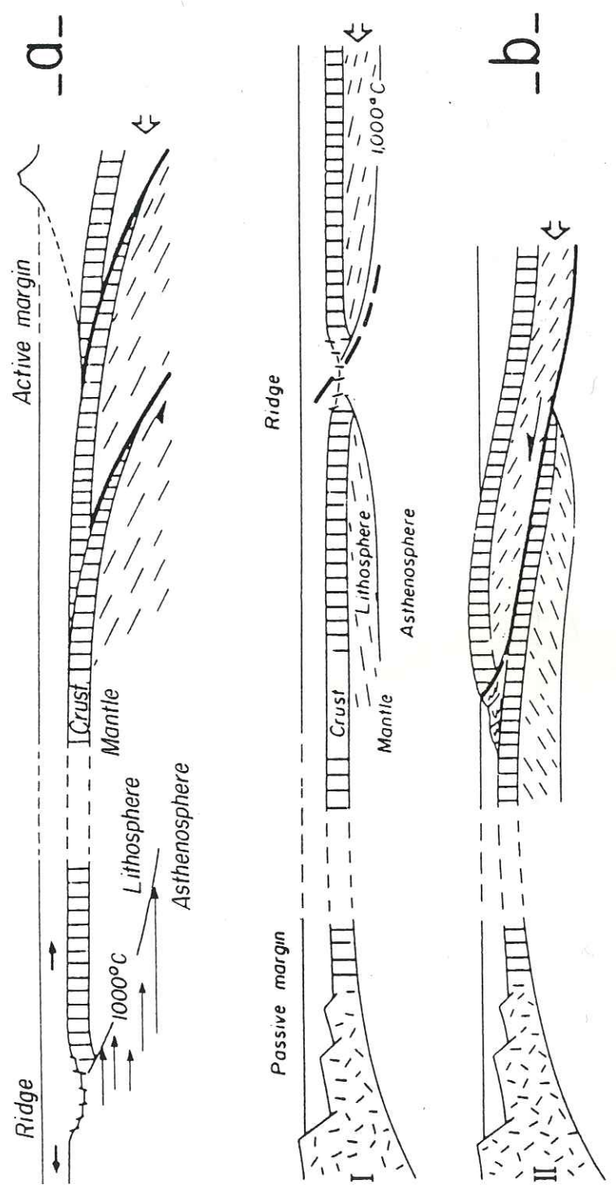


fig. 1.

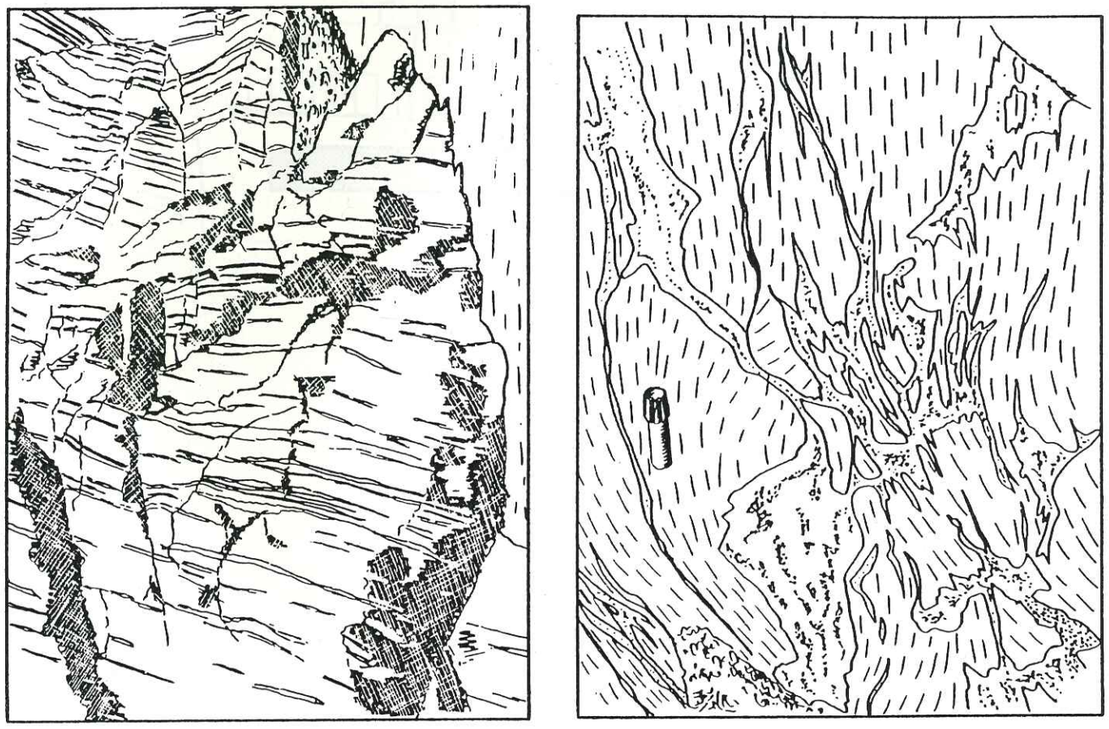
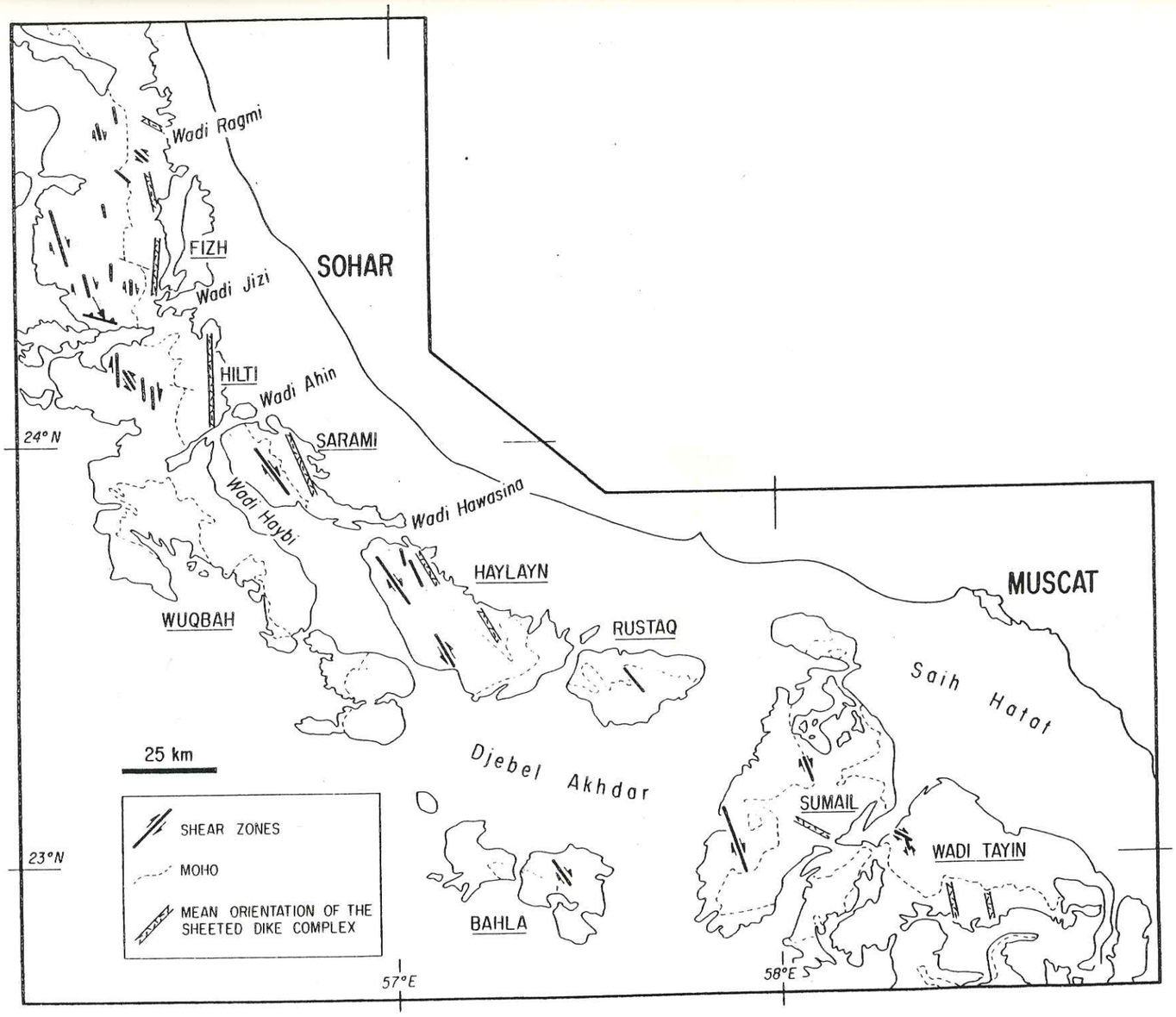

-a-
-b-

Fig. 3


Wadi Ragmi
FIZH
Wadi Jizi
SOHAR
HILTI
Wadi Ahin
24°N
SARAMI
Wadi Hawasina
Wadi Haybi
HAYLAYN
MUSCAT
WUQBAH
RUSTAQ
Saih Hatat
25 km
Djebel Akhdar
SUMAIL
WADI TAYIN
SHEAR ZONES
MOHO
MEAN ORIENTATION OF THE SHEETED DIKE COMPLEX
23°N
BAHLA
57°E
58°E

f. 4. 2.

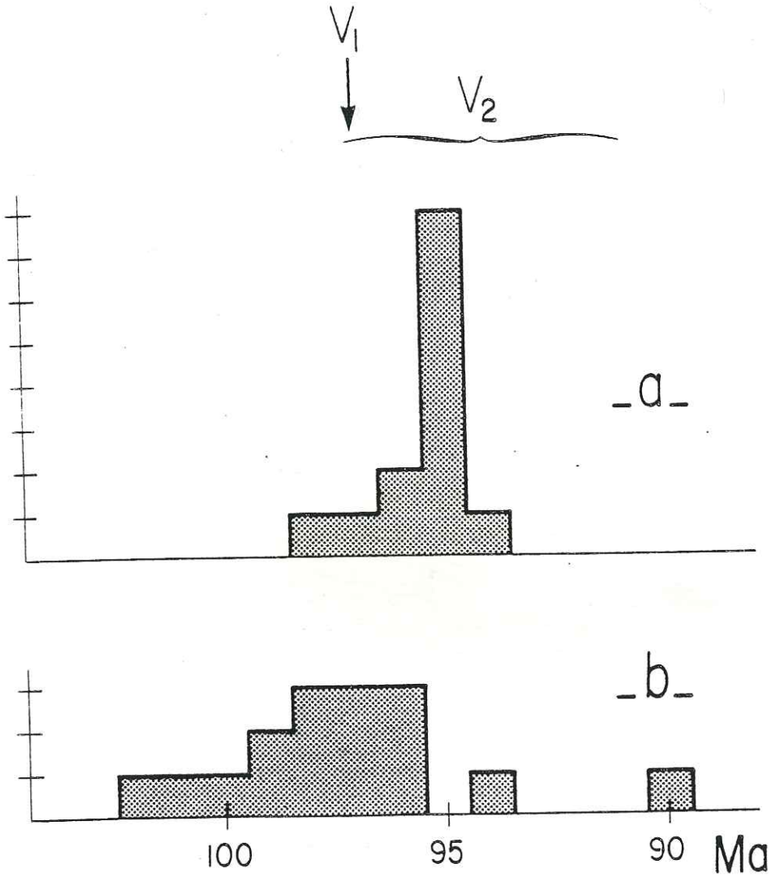
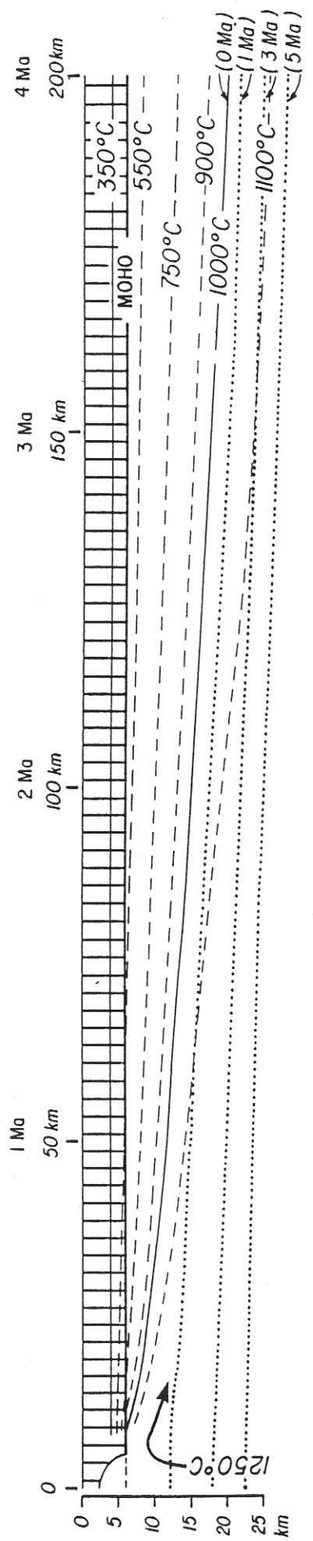


Fig. 4

Fig. 5



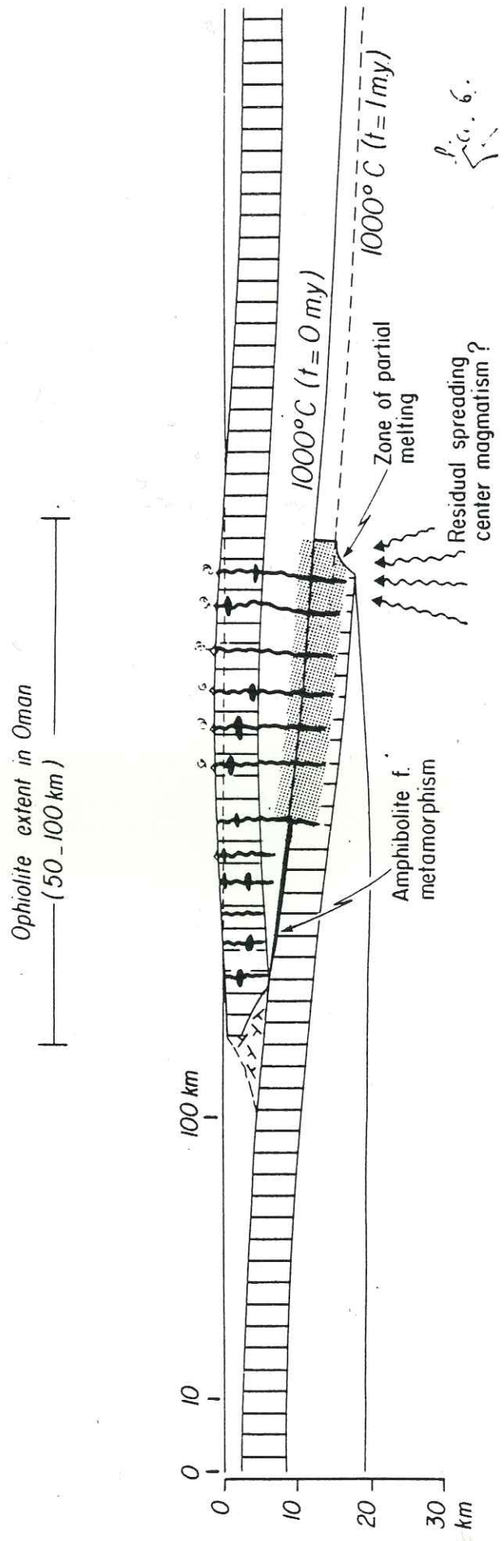


Fig. 6.

QUATRIEME PARTIE

FONCTIONNEMENT D'UNE DORSALE OCEANIQUE

CHAPITRE 6

Formation de la lithosphère océanique et flux mantellaire sous un centre d'expansion

6.1. Généralités

La formation de la lithosphère océanique implique l'ascension du manteau asthénosphérique* jusqu'à faible profondeur au droit des dorsale (e.g. Le Pichon et al., 1982). Elle inclut deux processus distincts: la formation de la croûte et l'accrétion du manteau lithosphérique.

La formation de la croûte résulte de la fusion partielle des péridotites mantellaires par décompression adiabatique, de l'extraction du magma de la roche mère et de sa canalisation vers la surface (e.g. Bottinga et Allègre, 1976 et 1978; Reid et al., 1977; Shaw, 1980; McKenzie, 1985; Nicolas, sous presse). Avant de se solidifier, le magma peut transiter quelque temps dans une chambre magmatique située sous l'axe de la dorsale (e.g. Sleep, 1975 et 1978; Kusznir, 1980; Macdonald, 1983b; Orcutt et al., 1984). La croûte océanique acquiert sa structure stratifiée au cours de la différenciation et de la cristallisation du magma au sein de ces réservoirs superficiels; son épaisseur est, en moyenne, de 6 à 6,5 kilomètres loin des zones de fracture et pour des vitesses d'expansion supérieures ou égales à 1 cm/an (e.g. Christensen et Smewing, 1981; Kempner et Gettrust, 1982; Bratt et Solomon, 1984). La croûte océanique est ainsi créée dans une zone très étroite: en surface, la largeur de la zone néo-volcanique axiale varie de quelques centaines de mètres à un ou deux kilomètres (Macdonald, 1983b; Choukroune et al., 1985), en profondeur, la base des chambres magmatiques semble ne pas dépasser 10 kilomètres de demi-largeur (Rosendahl et al., 1976; Herron et al., 1978 et 1980; Orcutt et al., 1984). Outre les phénomènes d'interaction avec l'eau de mer (altération, cimentation,...), la croûte océanique n'évolue plus en s'éloignant de la dorsale (Kempner et Gettrust, 1982).

L'accrétion du manteau lithosphérique est un processus dont les modalités sont plus controversées. On distingue classiquement deux catégories de modèles de formation et d'évolution de la lithosphère océanique: (1) ceux qui, à la suite de McKenzie (1967), considèrent que la lithosphère acquiert son épaisseur maximale d'une centaine de kilomètres à proximité immédiate de la dorsale, la remontée de matériel asthénosphérique étant confinée dans un étroit conduit vertical sous l'axe d'expansion (fig. 6.1.a.); ils sont connus sous les noms de "**slab model**" ou "**dike intrusion model**" selon que l'on considère l'évolution de la

---

* Lorsqu'on ne fait pas explicitement référence à la lithosphère "sismique" ou "élastique", on qualifie de "lithosphérique" la partie du manteau ne participant pas à la circulation convective, par opposition à "asthénosphérique".

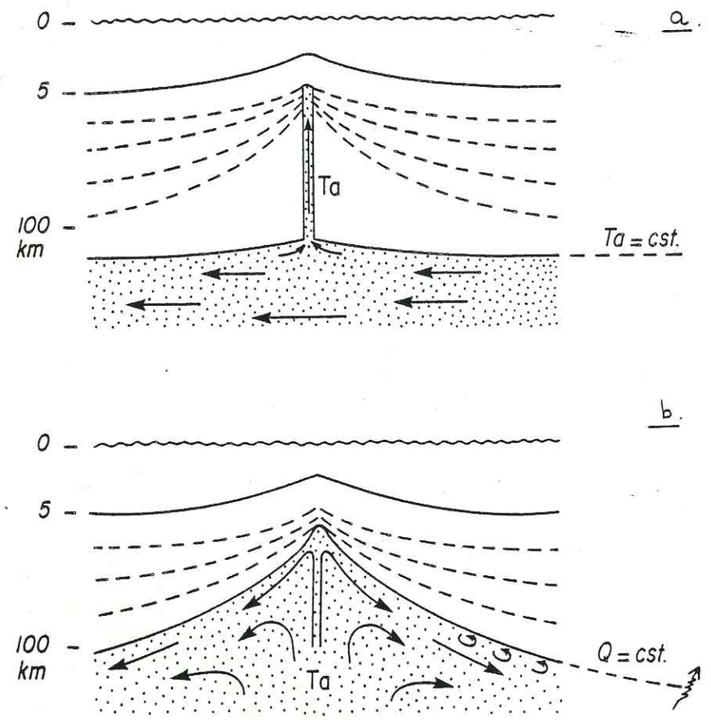


fig. 6.1. Deux modèles classiques d'évolution de la lithosphère océanique (d'après Sclater et al., 1980, modifié).

a. **"slab model"**; l'épaisseur de la lithosphère est fixée ainsi que la température à sa base et dans la zone axiale.

b. **"boundary layer model"**; le flux de chaleur (Q) à travers l'interface lithosphère/asthénosphère est fixé, la profondeur de cette interface croît depuis la zone axiale.

lithosphère ou les processus axiaux; (2) ceux qui, à la suite de Parker et Oldenburg (1973), admettent que l'épaisseur de la lithosphère croît progressivement en s'éloignant de la dorsale (fig. 6.1.b.); selon ces modèles, la base de la lithosphère peut être considérée comme la couche limite supérieure d'une cellule de convection; on y fait référence sous les noms de "**boundary layer model**" ou de "**half space model**".

Ces deux types de modèles rendent compte avec un égal succès de la structure thermique de la lithosphère pour les âges compris entre ∿ 5 Ma et 80-100 Ma. Différant par certaines de leurs conditions aux limites, ils supposent tous deux le refroidissement progressif de la lithosphère par conduction de chaleur vers la surface au fur et à mesure qu'elle s'écarte de l'axe d'expansion. Ce corollaire de la théorie de l'expansion des fonds océaniques est un des plus fermement établis; il permet de prédire les relations existant entre l'âge de la croûte et différents paramètres tels le flux de chaleur et la profondeur des océans (Sclater et Francheteau, 1970; Parsons et Sclater, 1977).

Dans les modèles du premier type (slab models), l'épaisseur de la lithosphère est fixée a priori alors que dans les modèles du second type (boundary layer models) elle est déduite du modèle thermique lui-même. Dans ces derniers, la base de la lithosphère correspond à une transition mécanique et/ou thermodynamique de part et d'autre d'une isotherme, par exemple le croisement du solidus de la péridotite (Parker et Oldenburg, 1973) ou un changement des propriétés rhéologiques du manteau (Schubert et al., 1976); dans les premiers, elle n'a pas de signification physique définie.

La différence conceptuelle fondamentale entre ces deux types de modèles concerne la géométrie du flux asthénosphérique associé à la formation de la lithosphère. Cette différence est très profonde sur le plan géodynamique; alors que les modèles du second type associent les centres d'expansion à la circulation mantellaire globale, cette relation n'est pas nécessaire pour les modèles du premier type, certains auteurs considérant qu'il n'existe aucun lien entre les dorsales et les cellules de convection mantellaire (Houseman, 1983).

Aucune méthode géophysique ne permet actuellement de déterminer lequel de ces deux modèles se rapproche le plus de la réalité; les paramètres mesurés dépendent en général plus ou moins directement de la température et on a vu que l'état thermique de la lithosphère n'était pas un critère discriminant. Par exemple, l'analyse de la flexure du fond marin au voisinage des zones de subduction et sous le poids des volcans implique un épaississement de la lithosphère élastique avec l'âge selon une loi compatible avec les modèles thermiques (Caldwell et Turcotte, 1979; Watts et al., 1980). L'épaisseur élastique de la lithosphère peut être définie comme la profondeur à partir de laquelle le temps de relaxation d'une contrainte donnée devient inférieur au temps durant lequel cette contrainte est appliquée. Or, le temps de relaxation des péridotites est une fonction exponentielle de la température (e.g. Turcotte et Schubert, 1982); le fait que le manteau ne puisse maintenir une contrainte donnée au delà d'une certaine température n'implique pas

nécessairement qu'il participe aux mouvements convectifs animant l'asthénosphère. De même, les études de la propagation des ondes de surface montrent que l'épaisseur de la lithosphère sismique croît en fonction de la racine carrée de l'âge de la croûte (Forsyth, 1975 et 1977; Regan et Anderson, 1984). La base de la lithosphère sismique correspond au toit de la zone à faible vitesse et forte atténuation. L'interprétation de l'épaississement de la lithosphère sismique est assez délicate en l'absence d'une bonne compréhension des causes de l'atténuation des ondes sismiques dans le manteau supérieur (Anderson et Regan, 1983): effet purement thermique, changement de la composition minéralogique, de la structure et/ou de l'orientation cristalline, fusion partielle? Ici encore, les définitions sismique et " géodynamique" de la lithosphère ne coïncident pas nécessairement.

L'étude structurale des ophiolites, fournissant une image directe de la géométrie du flux mantellaire sous les dorsales, permet d'aborder le débat sous un angle différent. Dans les ophiolites provenant de dorsales à vitesse d'expansion supérieure à 1 cm/an, le flux asthénosphérique est, en règle générale, sub-parallèle au paléo-Moho; il est, au contraire, fortement discordant pour des vitesses de l'ordre de 0,5 cm/an (Boudier et Nicolas, 1985). Ces conclusions, basées sur des informations relativement ponctuelles, peuvent être élargies à plus grande échelle par le biais des études de l'anisotropie de la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le manteau supérieur océanique (Francis, 1969; Raitt et al., 1969 et 1971; Peselnick et Nicolas, 1978). Elles supportent, pour des taux d'expansion supérieurs à 1 cm/an, les modèles de type "boundary layer" où le manteau s'accrète progressivement à la lithosphère au fur et à mesure qu'il se refroidit en s'écartant de l'axe d'expansion.

Sous les dorsales, la température du manteau est de l'ordre de 1250°C (e.g. Turcotte et Schubert, 1982). A cette température, les péridotites fluent sous l'action de contraintes déviatoriques aussi faibles que quelques dizaines de bars et le manteau peut se comporter comme un fluide visqueux à des échelles de temps bien inférieures au million d'années. En raison de l'influence prépondérante exercée par la température sur la rhéologie des péridotites à faible profondeur (fig. 6.2.), le manteau acquiert une rigidité de plus en plus grande en se refroidissant. Ainsi, sous l'action d'une contrainte donnée, la vitesse de déformation par fluage plastique de l'olivine est de 50 à 100 fois plus faible à 1000°C qu'à 1250°C (selon les valeurs expérimentales introduites dans la loi de fluage; e.g. Goetze et Evans, 1979; Darot et Gueguen, 1981; Kirby, 1983). A une température inférieure ou égale à 650°C environ, la lithosphère océanique peut maintenir des contraintes de l'ordre du kilobar durant plus de 40 Ma sans fluer (Watts et al., 1980).

En régime d'expansion stationnaire, le flux asthénosphérique est fossilisé lorsque le manteau croise une "certaine" isotherme et ne se déforme virtuellement plus sous l'action des contraintes de quelques dizaines de bars qui entretenaient le flux à haute température. Ainsi, dans les ophiolites, le plan de fluage des péridotites devrait être parallèle à l'isotherme séparant la

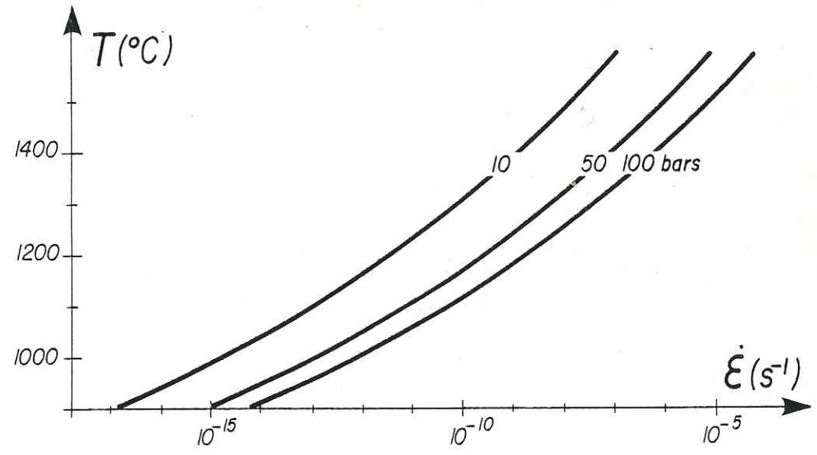


fig. 6.2. Un exemple de loi de fluage de l'olivine (d'après les données expérimentales de Darot et Gueguen, 1981). Cette loi est de la forme:

$$\dot{\varepsilon} \div \sigma^{m} \exp\left(-\frac{Ea + P\,\Delta V}{RT}\right)$$

où $\dot{\varepsilon}$ est la vitesse de déformation,
σ la contrainte déviatorique
Ea l'énergie d'activtion
P la pression
ΔV le volume d activation
R la constante des gaz parfaits
T la température

lithosphère de l'asthénosphère.

L'information apportée par l'étude structurale des péridotites ophiolitiques concerne donc la cinématique du flux asthénosphérique dans la zone d'accrétion. L'épaisseur de la section mantellaire exposée dans les ophiolites n'excède jamais dix kilomètres sous le paléo-Moho; on n'a donc accès qu'à la partie la plus superficielle du manteau. C'est également celle qui s'accréta le plus près de la dorsale. On ne connaît malheureusement pas la structure thermique exacte de la lithosphère à proximité immédiate de l'axe d'expansion; en raison de la circulation hydrothermale très intense à ce niveau, les modèles de refroidissement conductif ne peuvent être appliqués aux âges très jeunes (< 5 Ma environ; Davis et Lister, 1977). La zone d'accrétion des parties superficielles du manteau est une limite certainement bien définie en raison des gradients thermiques très élevés existant à proximité de la dorsale. Une autre raison pour laquelle on ne peut déterminer l'emplacement exact de la zone d'accrétion est notre mauvaise connaissance quantitative de la loi de fluage des péridotites mantellaires. Les incertitudes sont de nature diverse : (1) les valeurs expérimentales diffèrent de plus d'un ordre de grandeur selon les auteurs; (2) les expériences sont réalisées à forte contrainte et grande vitesse de déformation par rapport aux situations naturelles; (3) ces expériences ne sont jamais effectuées sur des assemblages minéralogiques aussi complexes que les péridotites naturelles et on ignore l'effet d'éventuelles phases fluides (magma) interstitielles; (4) on ne connaît pas précisément le niveau des contraintes asthénosphériques.

On peut toutefois fixer certaines bornes. Les microstructures des péridotites ophiolitiques nous apprennent que la dernière déformation enregistrée par ces roches fut imprimée à très haute température (> 1000°C); considérant d'autre part qu'à un âge de 5 Ma l'épaisseur élastique de la lithosphère est déjà de 10 kilomètres comptée sous le Moho (Watts et al., 1980) et que la base de la lithosphère élastique correspond à une isotherme bien inférieure à 1000°C, on en déduit que la totalité de la section mantellaire des ophiolites les plus épaisses fut accrétée à une distance de loin inférieure à 5 Ma.1/2 vitesse d'expansion de la dorsale d'origine soit, par exemple, 100 kilomètres pour une 1/2 vitesse de 2 cm/an.

L'accrétion en régime d'expansion stationnaire n'est pas la seule façon envisageable d'enregistrer les structures asthénosphériques. La mise en place des ophiolites implique l'arrêt du régime d'expansion et provoque un refroidissement rapide du manteau au niveau de la dorsale (Appendice IV). La structure tridimensionnelle du flux asthénosphérique peut être ainsi fossilisée. On y a accès pour peu que l'ophiolite soit échantillonnée au niveau de la dorsale elle-même.

6.2. Le cas omanais

Les conclusions concernant la formation de la lithosphère océanique sont basées sur l'analyse des structures mantellaires les moins affectées par la mise en place. Le critère retenu pour sélectionner ces données est, en dernière analyse, la microstructure des péridotites. La taille millimétrique du grain recristallisé, l'absence de matrice à grain fin, la sous structure bien restaurée et la forte fabrique de réseau de l'olivine permettent de s'assurer que la structure mesurée fut acquise par déformation plastique dans les conditions de haute température (solidus ou hyper-solidus >1250°C) et de faible contrainte déviatorique (< 100 bars) caractérisant le fluage asthénosphérique.

Les relations entre la section mantellaire et la section crustale sont, en général, suffisamment claires pour permettre de replacer ces informations dans leur référentiel paléo-tectonique: le paléo-Moho est assimilé au contact entre les péridotites mantellaires, déformées plastiquement, et les cumulats de base de chambre, l'axe de la paléodorsale est supposé parallèle à l'azimut du complexe filonien.

Dans les massifs situés au Nord du wadi Ahin, l'orientation des structures asthénosphériques peut être remarquablement régulière à l'échelle de la centaine de kilomètres (fig. 6.3.). La foliation est sub-parallèle au paléo-Moho et la linéation perpendiculaire à l'axe de la paléo-dorsale. Le plan de fluage plastique, assimilé au plan (010) moyen des cristaux d'olivine, est parallèle au paléo-Moho dans les niveaux les plus superficiels ($\backsim$ 500 mètres sous le paléo-Moho); son pendage croît progressivement dans les parties plus profondes pour atteindre 20 à 30° vers l'Est à une profondeur de $\backsim$ 2 kilomètres. Cette évolution se corrèle avec celle de l'intensité de la déformation: très forte au niveau du paléo-Moho ($\gamma \backsim 10$), elle a une valeur moyenne de $\gamma \backsim 3$ dans le corps de la section mantellaire (fig. 3.2.1.23.). Le sens de cisaillement est tel que les parties superficielles de la section mantellaire fluaient vers l'Est par rapport aux parties plus profondes. Une inversion de sens de cisaillement est observée à une profondeur maximale de 500 mètres sous le paléo-Moho.

Cette disposition monotone résulte de l'accrétion continue du manteau lithosphérique sur le flanc d'une dorsale, en régime d'expansion stationnaire, à une distance suffisante de la zone axiale pour que (1) un couplage ait pu s'établir avec la croûte (inversion de sens de cisaillement) et (2) sa régularité ne soit pas perturbée par les processus diapiriques dont le manteau peut être le siège au droit des dorsales (cf. ci-dessous). Moyennant l'hypothèse que le flux asthénosphérique, à proximité des dorsales océaniques, est mû par des forces internes (différences de densité résultant de la fusion partielle) et non entraîné passivement (Rabinowicz et al., 1984), la polarité des structures mantellaires indique que ces massifs ophiolitiques proviennent du flanc oriental d'un centre d'expansion (cf. fig. 6.a. de l'appendice V).

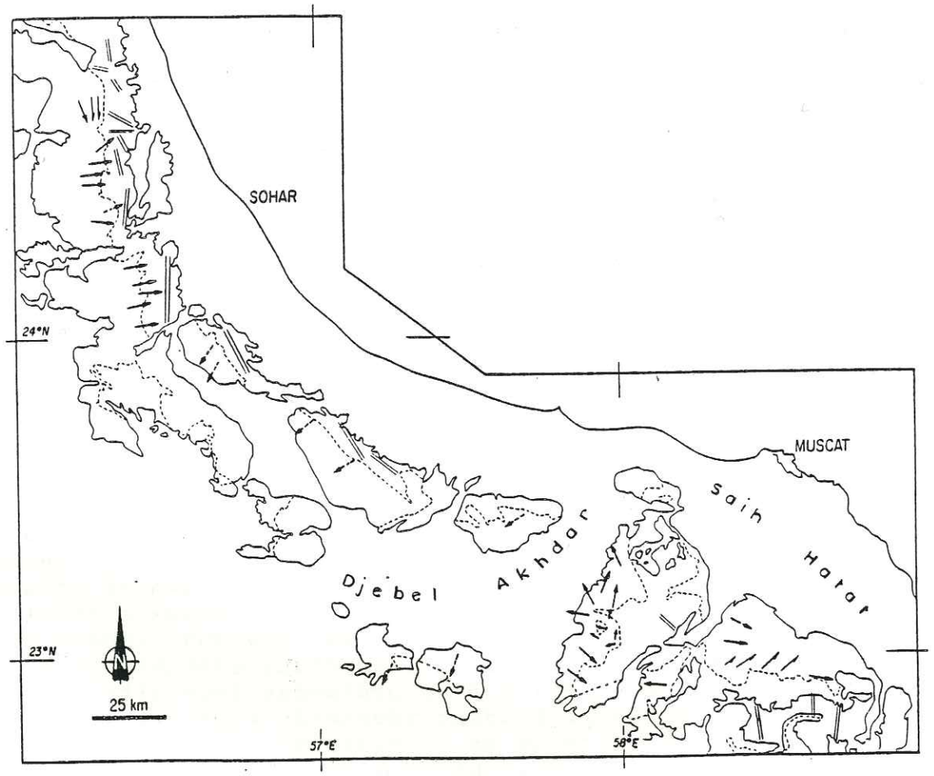


fig. 6.3. Disposition des structures asthénosphériques dans la section mantellaire de l'ophiolite d'Oman.
Flèche: direction du flux asthénosphérique (le sens indique le déplacement des parties superficielles par rapport aux parties profondes. Double ligne: azimut du complexe filonien.

Dans la zone d'inversion du sens de cisaillement, on remarque que, sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres sous le paléo-Moho, le sens de cisaillement redevient conforme à celui déterminé dans les parties plus profondes. Dans ces parties très superficielles de la section mantellaire, le flux asthénosphérique a pu être figé alors que les cumulats sus-jacents n'étaient pas encore entièrement cristallisés et ne pouvaient offrir de résistance. Le couplage responsable de l'inversion de sens de cisaillement affectant les 500 mètres superficiels de la section mantellaire ne s'établit donc pas directement entre les formations crustales et les péridotites mais au sein de ces dernières, à une profondeur de quelques dizaines de mètres sous le paléo-Moho. Cette déduction est cohérente avec la structure pratiquement non déformée des cumulats de base de chambre. Elle permet également de préciser que l'accrétion du manteau lithosphérique débuta sous les parties distales de la chambre magmatique. Si l'on se réfère aux dorsales actuelles, cet endroit serait situé à quatre ou cinq kilomètres de l'axe d'expansion (par ex. Orcutt et al, 1984). En raison du refroidissement progressif du manteau par conduction de chaleur vers la surface, les niveaux les plus profonds de la section mantellaire sont également ceux qui se sont accrétés le plus loin de l'axe d'expansion. La mauvaise connaissance du régime thermique à proximité immédiate des dorsales océaniques, en raison de la circulation hydrothermale, nous empêche de quantifier cette relation. En régime d'accrétion stationnaire, le plan de fluage est probablement tangent à l'isotherme d'accrétion. L'accroissement sensible du pendage du plan de fluage au fur et à mesure que l'on envisage des niveaux plus profonds de la section mantellaire indiquerait donc que les isothermes, à proximité de la dorsale, ont une courbure convexe vers le haut et non concave comme pourrait le suggérer l'extrapolation de la loi de refroidissement conductif de la lithosphère jusqu'au niveau de la dorsale (fig. 6.4.). Ceci n'est pas surprenant, à l'aplomb de la chambre magmatique, vu la convection dont elle est le siège.

Les massifs situés au Sud du wadi Ahin et au Nord-Ouest du Semail Gap ont été trop perturbés par des plissements lors de la mise en place pour permettre d'étudier en détail l'épisode d'accrétion. La disposition des structures de haute température et le sens de cisaillement dominant pourraient évoquer l'accrétion en régime d'expansion stationnaire sur le flanc occidental d'une dorsale (fig. 6.3.). Une autre hypothèse est de considérer que les structures de déformation plastique affectant les péridotites de ces massifs furent acquises entièrement durant la mise en place. Elles traduiraient alors un charriage vers le SW, initié à la dorsale, dans le manteau asthénosphérique.

Contrastant avec cette géométrie monotone, la disposition des structures asthénosphériques est parfois plus révélatrice de l'écoulement mantellaire au niveau de la dorsale elle-même. Les affleurements les plus remarquables à ce titre se situent au niveau du village de Maqsad, dans le massif de Sumail, où une structure diapirique a été figée, probablement à cause du

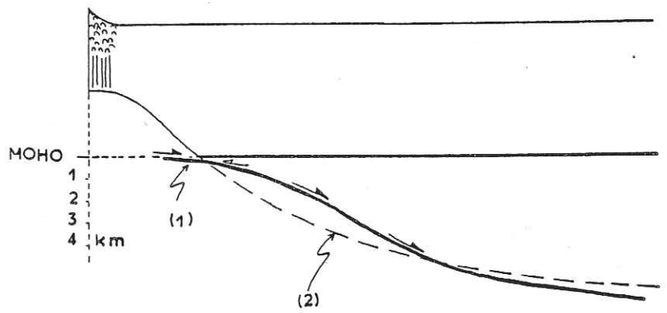


fig. 6.4. Orientation du plan d'accrétion (courbe 1) sous une dorsale rapide déduite de l'orientation des structures asthénosphériques dans le massif de Hilti. Courbe (2): orientation d'une isotherme calculée d'après les modèle de refroidissement conductif de la lithosphère, extrapolé jusqu'au niveau de la dorsale. Les flèches représentent les sens de cisaillement au moment de l'accrétion du manteau lithosphérique.

refroidissement brutal de la lithosphère lors du charriage à la dorsale (fig. 6.5.). Dans une région d'une dizaine de kilomètres de diamètre, les plans et lignes d'écoulement sont perpendiculaires au paléo-Moho. Les plans y ont une trajectoire courbe. En surface, ce flux vertical se brise dans une zone de transition très peu épaisse située à quelques centaines de mètres sous les cumulats. Le flux y adopte une attitude parallèle au paléo-Moho et diverge dans toutes les directions. A quelques kilomètres du centre du diapir et jusqu'à une distance d'au moins trente kilomètres de celui-ci, il est préférentiellement canalisé selon l'axe de la dorsale. L'absence d'inversion de sens de cisaillement au sommet de la section mantellaire traduit un découplage complet entre l'asthénosphère et la croûte dans cette zone, expliqué par la présence d'une chambre magmatique non encore cristallisée au moment de l'enregistrement des structures asthénosphériques. La disposition des structures asthénosphériques dans la partie occidentale du massif de Wadi Tayin traduit l'influence lointaine du diapir de Maqsad. La partie médiane de ce massif, où les péridotites ont gardé l'empreinte d'un décrochement sénestre perpendiculaire à la dorsale, serait située à l'emplacement d'une zone transformante diffuse (Misseri, 1982).

Aucun autre diapir n'a été mis clairement en évidence dans les péridotites d'Oman. Cependant, dans le Nord du massif de Fizh (wadi Ragmi et wadi Fayd), le flux asthénosphérique adopte la même attitude parallèle à la dorsale et la même cinématique que dans la zone périphérique du diapir de Maqsad. Cette structure peut être suivie sur une quinzaine de kilomètres et vient s'amortir, vers le Sud, dans une zone où la foliation et la linéation reprennent l'orientation "monotone" décrite plus haut pour les massifs de Hilti et Fizh Sud. Il devait exister, au Nord du massif de Fizh, une zone diapirique comparable à celle de Maqsad.

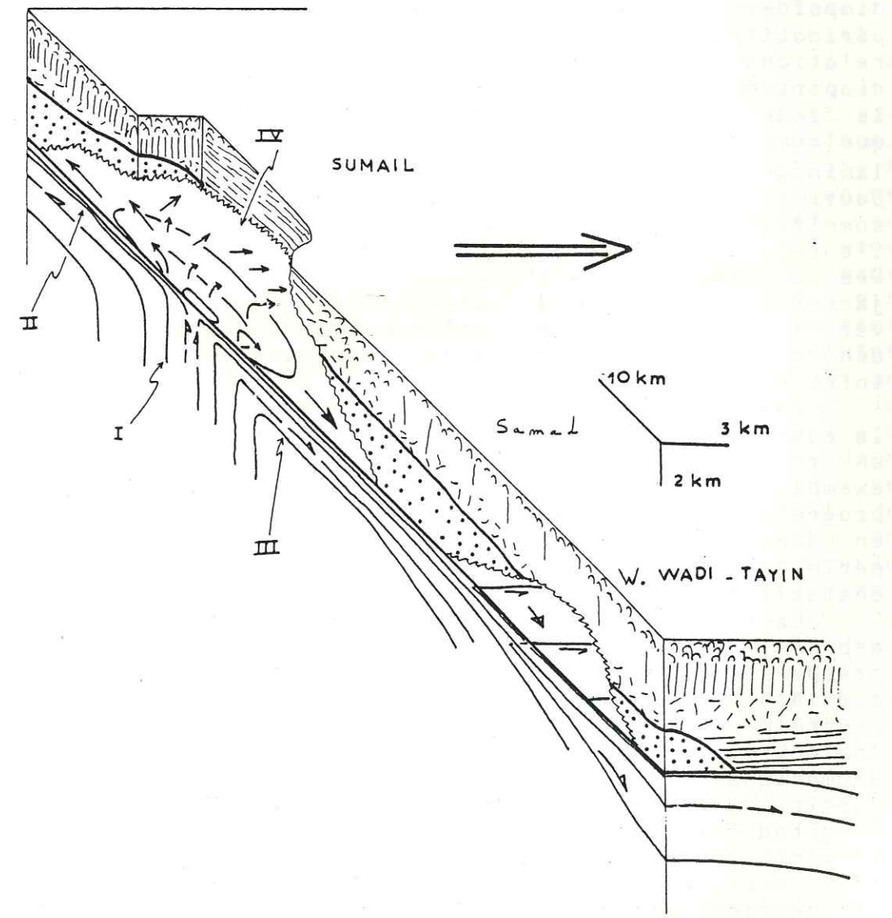


fig. 6.5. Orientation du flux mantellaire dans un diapir asthénosphérique. D'après la carte structurale du massif de Sumail (paragraphe 3.2.7.). Les chiffres romains renvoient à la carte 3.2..7.0.

Plusieurs observations montrent que les diapirs mantellaires furent le siège d'une circulation magmatique très intense et servirent de zones d'alimentation privilégiées pour la formation de la croûte. Dans la section mantellaire, le meilleur argument est la plus grande abondance des pods de chromite et, dans une moindre mesure, des filons de pyroxénite et de gabbro, effectivement constatée au voisinage du diapir de Maqsad et dans la zone à flux parallèle à la dorsale du Nord du massif de Fizh. D'autre part, dans le secteur de Maqsad, la zone de transition dunitique entre les harzburgites mantellaires et les cumulats de base de chambre est dix à cent fois plus épaisse que dans les autres massifs. Elle résulte de l'interaction prolongée entre la péridotite et le magma dans la zone où le flux asthénosphérique vertical est rabattu parallèlement au Moho. Les nombreuses reliques de magma encore piégées dans cette zone sous forme de diopside et de plagioclase interstitiels "imprégnant" les péridotites témoignent de l'importance de ce phénomène. Les relations entre les mécanismes d'extraction des magmas et le diapirisme mantellaire sont examinées dans l'annexe V. Ailleurs, la zone de transition dunitique, épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, pourrait provenir partiellement du laminage intense des dunites formées au niveau d'un diapir. Elle pourrait résulter aussi de l'interaction entre les harzburgites sommitales et les magmas de base de chambre après l'enregistrement des structures de déformation plastique. Ces dunites s'enracinent parfois dans les harzburgites sous-jacentes; ce sont les traces des chenaux empruntés par le magma vers la surface. La chambre magmatique peut être alimentée en dehors des zones diapiriques, quoique dans une proportion bien inférieure.

Dans le corps de la section mantellaire, les variations de la composition modale des péridotites peuvent parfois être mises en relation avec leur position par rapport aux diapirs. Par exemple, dans les massifs du Nord, on observe une zonation progressive depuis des harzburgites très déprimées et très riches en dunites au niveau du wadi Ragmi, situé probablement à la périphérie d'un diapir, jusqu'aux harzburgites riches en enstatite du wadi Hilti, 80 kilomètres au Sud (fig 3.2.1.21.).

La composition de la section crustale reflète, par certains aspects, les processus asthénosphériques; l'exemple le plus frappant est la présence de chromitites stratiformes au sein des cumulats de base de la zone de Maqsad. L'épaisseur de la section crustale ne varie pas de façon significative tout au long de la chaîne, ce qui est cohérent avec l'existence de grandes chambres magmatiques dans lesquelles le magma, bien que s'injectant à partir de zones plus ou moins ponctuelles, peut se répartir longitudinalement. On note, en effet, que les linéations dans les cumulats de base indiquent une forte composante de mouvement du magma parallèle à l'axe de la dorsale. Les parties supérieures de la section crustale n'affleurent pas de façon suffisamment continue pour pouvoir mettre en évidence d'éventuelles variations de l'épaisseur ou de la composition des laves corrélables avec les structures mantellaires.

Les filons non hydratés intrudant les péridotites mantellaires se sont mis en place alors que la lithosphère présentait un important gradient thermique vertical, comme l'atteste leur répartition en zones sub-parallèles au paléo-Moho. Les filons de pyroxénite sont confinés dans les niveaux les plus profonds; ils sont abondants entre 1 et ∿3 kilomètres sous le paléo-Moho; les filons de gabbro commencent à apparaître à une profondeur de 2 à 3 kilomètres mais ne deviennent abondants qu'à l'approche du paléo-Moho; dans les niveaux les plus superficiels de la section mantellaire et dans la section crustale, ils passent progressivement à des gabbros à grain fin et à des diabases.

Les pyroxénites sont souvent plus affectées par la déformation plastique que les gabbros; les rubanements pyroxénititiques dérivent probablement de filons injectés dans les péridotites avant la fin de la déformation plastique. On observe, par exemple, que les péridotites du wadi Hilti renferment très peu de filons mais sont assez fortement rubanées.

Dans la zone de Maqsad et dans le massif de Sumail, l'orientation des filons semble aléatoire. Cette disposition évoque un champ de contrainte mal réglé à l'aplomb et à la périphérie du diapir. Dans les autres massifs, les filons non déformés se sont injectés alors que les péridotites venaient de s'accréter à la lithosphère. Leur orientation est, en moyenne, très bien réglée; elle reflète le champ de contrainte régnant, à la profondeur considérée, sur le flanc d'une dorsale en régime d'expansion stationnaire. Les filons de gabbro sont orientés en zone autour de l'azimut de la paléo-dorsale et la plupart sont perpendiculaires au paléo-Moho, surtout dans les niveaux superficiels. L'azimut des filons de pyroxénite est parfois parallèle à celui des filons de gabbro; la tendance à se disposer en zone autour de cet axe est, en général, plus prononcée. L'état de contrainte qui prévaut au niveau du complexe filonien se maintient donc à quelque distance de la dorsale: l'azimut de la contrainte principale minimale est perpendiculaire à l'axe d'expansion; son pendage devient mal défini en profondeur. Dans les massifs de Hilti et de Fizh, les filons de pyroxénite ont une forte tendance à s'orienter perpendiculairement à l'azimut du complexe filonien. S'ils se sont injectés dans le manteau en régime d'accrétion stationnaire, leur orientation révèle que la contrainte principale minimale, au sein de la lithosphère, devient fortement oblique par rapport à la direction d'expansion à une certaine distance de la dorsale et à la profondeur considérée. Une conclusion semblable a été tirée de l'étude des mécanismes au foyer des seismes intraplaques affectant le manteau lithosphérique à une distance de 100 à quelques centaines de kilomètres de la dorsale (Wiens et Stein, 1984; Bergman et Solomon, 1984). L'interprétation de l'orientation des filons est assez délicate. Etant donné la rapide inversion du régime d'expansion en régime compressif imposée par le charriage à la dorsale, il n'est pas exclu qu'elle reflète déjà le champ de contrainte qui prévalut lors du charriage intra-océanique, même si leur pétrologie les apparente encore à l'épisode d'accrétion.

L'ophiolite d'Oman s'apparente vraisemblablement aux dorsales rapides actuelles. Plusieurs observations militent en faveur de cette analogie: (1) la présence d'une chambre magmatique grande et permanente (Pallister et Hopson, 1981; Macdonald, 1983; Pallister, 1984; Browning, 1984), (2) la composition modale très déprimée de la section mantellaire et l'orientation sub-horizontale du plan de fluage asthénosphérique sous le paléo-Moho (Boudier et Nicolas, 1985) et (3) l'absence de faille transformante majeure interrompant la continuité de ce segment de dorsale long de 450 kilomètres (Macdonald, 1983; Fox et Gallo, 1984).

Les structures superficielles observées le long des dorsales rapides actuelles sont principalement les zones de recouvrement de centres d'expansion (Lonsdale, 1983; Macdonald, 1983a) et les zones de propagation de dorsales (Hey, 1977; Hey et al., 1980; Hey et Wilson, 1982). Pour expliquer l'origine de ces structures, on fait appel à la propagation des chambres magmatiques (Macdonald et al., 1984) et de l'asthénosphère (Hey et Vogt, 1977) parallèlement à l'axe de la dorsale.

Les zones de propagation de dorsales se caractérisent surtout par la disposition en "V" des anomalies magnétiques; on pourrait difficilement en déceler les traces dans les ophiolites. Par contre, les zones de recouvrement de centres d'expansion induisent des rotations de l'axe de la zone néo-volcanique. Elles peuvent atteindre une trentaine de degrés d'amplitude et affecter les deux segments de dorsale sur une longueur d'une dizaine de kilomètres (Macdonald et al., 1984). La rotation du complexe filonien dans le secteur du wadi Ragmi, au Nord du massif de Fizh, pourrait être la trace d'une telle structure. Cette région coïncide précisément avec l'extrémité d'une zone où le flux asthénosphérique adopte une attitude parallèle à l'azimut moyen de la paléo-dorsale dans le massif de Fizh.

D'autre part, la répartition des champs géothermiques et les variations de la topographie axiale le long des dorsales actuelles peuvent être interprétées comme les manifestations superficielles de diapirs mantellaires (Crane, 1985; Crane et al., 1985). La répartition et la dimension des diapirs déduites de ces observations sont compatibles avec la disposition des structures asthénosphériques des péridotites d'Oman.

ANNEXE V

MELT SEGREGATION AND FLOW IN MANTLE DIAPIRS BELOW SPREADING CENTERS: EVIDENCE FROM THE OMAN OPHIOLITE.

M. Rabinowicz CNES/GRGS, 18 avenue Edouard Belin
31055 Toulouse Cedex, France

G. Ceuleneer and A. Nicolas Laboratoire de Tectonophysique
Place Eugene Bataillon
34060 Montpellier Cedex, France

Abstract : A mantle diapir of 8 km radius has been recognized by systematic structural mapping of the Oman ophiolite in the Maqsad district. This diapir chilled while still active under the ridge crest. Streamlines rotated in the diverging part of the diapir a few hundred meters under the Moho. This implies a decrease by several orders of magnitude in the effective viscosity of the peridotites to a depth of one kilometer beneath the Moho. We present dynamic models for diapiric flow across such an interface. A step of 0.5 MPa in dynamical pressure is found along the high/low viscosity interface; the highest pressure occurs within the uppermost low-viscosity layer. This implies that magma percolating through the porous peridotite network is retained below this interface. This promotes a rapid increase of the melt/rock ratio, hence also a dramatic decrease in the effective viscosity of the peridotites. The feedback between magma percolation and decreasing viscosity produces the steep rotation of the mantle flow under the Moho.

§1 INTRODUCTION

The concept that the rise of the mantle beneath oceanic spreading centers could proceed from discrete diapirs has been developed in two independent ways. One approach relies on geophysical measurements collected over active spreading centers; the other is based on direct observation of ophiolites, equated with the oceanic lithosphere created at spreading centers (Coleman, 1977). Vogt and Johnson (1975) have proposed that mantle plumes hundreds of kilometers in diameter centered or near the ridge axis feed the spreading plates. More recently, smaller scales structures have been suspected along the ridges (Whitehead et al, 1984; Crane, 1985). These smaller features are interpreted as discrete

mantle diapirs with diameters of a few tens of km. They are believed to originate as density instabilities at those depths beneath the ridge where partial melting occurs.

Radially oriented foliations and lineations have been observed in the mantle sections of ophiolites. It has been proposed that these structures correspond to the top of mantle diapirs chilled during the accretion of the oceanic lithosphere (Nicolas and Violette,1982). A physical model based on these observations revealed the role played by both partial melt and rheology in the development of these diapiric instabilities (Rabinowicz et al.,1984). During the course of a systematic structural mapping of the peridotites of Oman an exceptionally well-preserved diapiric structure has been recognised in the Maqsad district (Ceuleneer and Nicolas,1985). Data useful in understanding the interaction between plastic flow and melt segregation at the top of this diapir can be obtained from the pattern of high-temperature plastic flow in these peridotites. The present paper reports a possible physical model which explains the field observations. The field data are presented in the following section. We then summarise our 1984 diapiric model and discusses necessary modifications. In section 4 we introduce analytical models useful in evaluating the stress and pressure fields in a partially melted diapir. These models are used in section 5 to discuss the interaction of melt and plastic flow. The last section summarizes our proposed improved picture for the extraction of melt from upwelling diapirs under active ridge crests.

§ 2 REGIONAL SETTING

The Maqsad district (Sumail massif,Oman) is in the transition zone between mantle peridotites and gabbro cumulates of the mafic section (figure 1) (Glennie et al,1974). In this area the paleomoho, defined as the plane of deposition of the first gabbro cumulates, is remarkably flat-lying (figure 1). The transition zone is abnormally thick (100 to 200 meters instead of 10 to 50 meters) with an exceptional abundance of dunites, pyroxenite-gabbro dikes and chromite pods. Among more typical types of chromite bodies, there is one belonging to an unknown type so far which results from an impregnation of magma into the peridotites occuring to distances of hundred meters on each side of the feeder dike This body is located in a dunitic zone few hundred meters below the

Moho (figure 6 in Ceuleneer and Nicolas (1985)). These observations point to an exceptional transfer of magma through the upper mantle section.

Except for a few shear zones, the only recorded deformation in the peridotites is a foliation and spinel lineation due to plastic flow in hypersolidus conditions. This is shown by well recovered microstructures, and by abundant coarse equigranular textures caused by grain boundary migration (Nicolas and Poirier,1976). Hypersolidus conditions are further demonstrated by the presence between the strained olivine crystals of underformed poikilitic crystals of diopside and plagioclase derived from the entrapment of melt products during and after deformation (Dick;1977; George,1978; Nicolas and Prinzhofer, 1983). This hypersolidus deformation has been ascribed to asthenospheric flow beneath the oceanic spreading center where the ophiolite originated (Nicolas and Prinzhofer,1983).

In the Maqsad district the foliations and lineations diverge in every direction (figure 1a) with locally steep attitudes of the lineations. This is shown in figure 2c and d; for comparison this figure includes the attitudes of foliations and lineations in the Hilti massif of northern Oman where the mantle flow is homogeneous over a few hundred square kilometers (figure 2e and f). The complex structure of the mantle section in Maqsad contrasts with the remarkably uniform horizontal attitude of the overlying gabbro cumulates (figure 2b) and with the uniform NW-SE orientation of the sheeted dikes complex (figure 2a). This demonstrates that the heterogeneity of the mantle structure is not due to late deformation but is a primary feature associated with a mantle diapir . Detailed mapping reveals that the foliations in the dunites at the contact with the crustal sequences are everywhere flat-lying and parallel to this contact (the paleomoho); however, in the central part of the diapiric structure, the foliations rotate to a vertical attitude only a few hundred meters below the Moho (figure 1b). The zone of steep foliation is partly hidden below the crustal formations. It extends over 10 to 15 kilometers in a north/south direction. This may correspond to the diameter of the diapir. Outside this zone, the foliation remains flat-lying (figure 1a) over a horizontal distance of tens of km and for an estimated depth of at least 2-3 km below the paleomoho. The lineations, which diverge in every direction within the diapir, become oriented NW-SE about 10 km from the

diapir (figures 1a and 2d). In the cumulates there is no plastic deformation, and magmatic sedimentation structures are preserved only a few tens of meters above the dunites of the transition zone. On the contrary, in the dunites and harzburgites of this zone, plastic deformation is intense as shown by the strong lattice fabrics of olivine (figure 3b and 3c); here, strain markers in the chromite pods record a shear strain γ of 2, which is a minimum, as chromite is much stronger than olivine. Downsection, the strain tends to decrease. In the diapiric zone, the lattice fabrics disappear or are strongly attenuated in the domain of rotation of the foliations (i.e. over a distance of the order of 100 meters) (figure 3a). Below this, the fabrics are restored and oriented vertically. The shear sense associated with this plastic strain field is presented in figure 1b and is schematically related to the foliation in figure 4 . In the zone of rotation of the foliation, the shear sense systematically indicates a rotation of the shear flow planes which is even tighter than that of the foliations.

High-T foliations paralleling the paleomoho in ophiolitic peridotites have been related to horizontal mantle flow; this occurs as material accretes to cooling lithospheric plates away from the spreading center (Nicolas and Violette,1982). Most of the ophiolite massifs behave in this manner (figure 2e and f). However, in the case of the Maqsad diapir,the sharp rotation of the foliation surfaces shows that horizontal and vertical plastic flow lines have been simultaneously frozen (figure 3). This can be explained only if the mantle diapir was chilled while it was still active. This suggests that Maqsad represents a zone of diapiric uprise, which has been sampled during oceanic thrusting along the ridge crest.

§3 GENERAL CONSIDERATIONS ON DIAPIR DYNAMICS

A scenario for the development of a diapir is presented in figure 5a. During its upward motion towards the ridge, the mantle partially melts. The depth of first fusion is estimated at 80 kilometers with a possible maximum of 100 kilometers set over an ascending convective plume (MacKenzie, 1984). Melting becomes sufficiently important to make possible its extraction by hydraulic fracturing at a depth of 50 km (Nicolas, 1986). For example, according to data on volcanic tremors

below volcanos, the depth for hydrofracturing is evaluated at 50 km under Tahiti (Tallandier and Bouchon, 1979),and 40-60 km for Hawaii (Aki and Koyanagi, 1981; Koyanagi and Endo, 1971). The melt mush at this depth must be comparable to the chilled texture found in lherzolite massifs (Boudier and Nicolas, 1977). The magma embedded on grain boundaries of the solid matrix is progressively collected by interconnected melt migration within lenses roughly one cm thick and 10 cm long oriented parallel to the plastic flow plane. Next, connection between the lenses initiates the opening of dikes oriented along the direction of the $\sigma 1$ plane. Melt extraction by these dikes regulates the melt fraction remaining in the bulk of the rock. An approximate fraction of 5% for the melt remaining in the rock has been proposed (Rabinowicz et al,1984;Nicolas,1986). In that case a density contrast $\Delta\varrho_0$ of the melt mush and the dry rock of 25 kg/m3 is inferred ($2.8\ 10^3$ kg/m3 and $3.3\ 10^3$ kg/m3 values have been chosen for the density of the melt and solid fraction respectively). The buoyancy of the melt mush initiates a diapiric uprise, which is superimposed on the mantle upwelling below the spreading center responding to plate drifting. The development of such diapirs is possible only if they rise at a velocity on the order of that of the plate drift. The velocity of the diapir is given approximatively by its Stokes velocity $v=r^2 g\Delta\varrho_0/18\mu$,where r is the radius of the diapir, μ the bulk viscosity of the partially melted rock and g the gravity constant. From this relation it can be deduced that the effective viscosity μ of the melt mush must be much lower than 10^{20} Pa.s in order to allow the development of the diapirs revealed by the ophiolite data (Rabinowicz et al.,1984).

A possible flow pattern in the mantle is presented in figures 5c and 6a. The model assumes:

1) A 25 kg/m^3 density contrast between melted and dry rock.

2) A viscosity of 10^{18} Pa.s for the mantle at depths less than 30 km below the Moho.

3) A 5 cm/yr half spreading rate for the oceanic plate.

Along the 30 km low/high viscosity interface,the mantle flow is divided into two parts; one follows the ridge axis and can be equated with the ascending diapir; the other part is flowing away more or less horizontally. At depths between 30 and 15 km, the diapir radius decreases from 20 to less than 10 km. The vertical velocity along the ridge axis at these depths reaches a value of 10 cm/yr. At shallower

depths, the flow diverges horizontally, following the lithosphere/asthenosphere boundary: the flow velocity decreases from 10cm/yr at a 10 km horizontal distance from the ridge axis to 5 cm/yr at 25 km. This implies that the shear between asthenosphere and lithosphere is sinistral up to a distance of 25 km, becoming dextral further away (figure 6a). The surface of shear inversion marks the frontier where the flow due to the diapiric intrusion is superseded by the large-scale motion due to plate drift. Due to cooling from above, the asthenosphere is progressively chilled and the shear sense at the moment of the chilling is recorded in the peridotites. Rabinowicz et al.(1984) recalled that structural data in most peridotite massifs show such a shear inversion occurring at depths less than 1 km beneath the paleomoho. In the Oman ophiolites this shear inversion is well documented mainly in the northern massifs; however, in the Maqsad district this has not been recorded and the sense of shear is the same as that at large distances from the ridge (figure 6b). This peculiarity cannot be explained simply by cooling specific to Maqsad: namely a bulk cooling at the ridge instead of lithospheric accretion. In addition, this implies a perfect decoupling of the mantle at the contact of the forming crust (figure 6b).

Figure 6a shows that, in our previous model, the radius of the ascending diapir is equal to 10 km just under the Moho. This value is close to the 5 to 8 km radius deduced from the Maqsad observation. The vertical distance over which the mantle flow diverged was 10 km: an order of magnitude greater than the few hundreds of meters recorded in the Maqsad district. From the Stokes velocity formula above, it can be inferred that the bulk viscosity in the diapir must range between 2.5 10^{17} to 10^{18} Pa.s. The exception is just under the Moho, in the diverging part of the diapir, where a viscosity lower than 10^{15} Pa.s is necessary to explain the rotation of the foliation planes over a vertical distance of several hundred meters.

Based on glacial rebound data and the kinetics of plate tectonics, a viscosity of 10^{19} Pa.s has been proposed for the low velocity zone (Cathles,1975;Richter,1977). The post-seismic stress drop close to transform faults lowers by an order of magnitude the estimates of the top mantle viscosity (Bonafede and Oragoni,1982). A softening of the peridotite rheology is expected from the presence of a small amount of melt (5 %). Thus an estimation of a 10^{17} to 10^{18} Pa.s for the mantle

viscosity close to a ridge is likely. Based on high temperature creep of fosterite polycrystalline aggregates a viscosity of 10^{18} Pa.s can be derived for a 1 MPa stress and 1250 °C mantle (Relandeau,1981). Thus viscosity values of 10^{18} Pa.s, stress levels of a few MPa and temperatures of 1250°C appear appropriate for the mantle close to an active ridge. Therefore a viscosity value of 10^{15} Pa.s just under the Moho needs to be justified. A 10 MPa stress level can lead to the required viscosity drop with forsterite rheology. However, it is well known that such a stress level cannot be maintained during geologic times without leading to a thermal runaway (Melosh,1976; Spohn,1980). Thus the only possible situation is that the decrease of viscosity under the Moho results from an abrupt and strong modification in the melt-rock distribution which completely modifies the rheology of the peridotites. This conclusion is compatible with the observed intense magma impregnation and with the loss of plastic flow-induced fabrics in olivine at Maqsad.

§ 4 MODELING MANTLE FLOW ACROSS A SHARP VISCOSITY DROP INTERFACE.

This section presents analytical models describing flow of an upwelling diapir across a viscosity drop interface. The diapir is driven by buoyancy forces, due to the density contrast, $\Delta\varrho$, between partially melted and dry rock. It is not driven by lithosphere sliding away from the ridge. Therefore, one can assume that the flow occurs in a close rectangular domain of thickness d and horizontal length 2h, containing the region where partial melting occurs. According to the remarks of §3, h is of the order of 35 km while d ranges between 30 to 100 km. The viscosity μ in the box is taken to be equal to a constant value μ_2 ($\mu_2 = 10^{19}$ Pa.s except in a thin horizontal top layer of thickness δ ($\delta \sim 1$ to 2 km) where the viscosity μ is reduced to a value μ_1 several orders of magnitude lower than μ_2 ($\mu_1 << \mu_2$)

Then, the two-dimensional equations describing the plastic flow of the diapir are:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} + \mu\nabla^2 u = 0 \qquad 1a$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} + \mu\nabla^2 v + \Delta\varrho g = 0 \qquad 1b$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \qquad 1c$$

where x and z are the horizontal and vertical coordinates, u and v the associated velocity components (z is oriented positively downwards), and p is the dynamical pressure.

Taking the curl of equations 1a,b and introducing the stream function ψ defined by:

$$u = \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad ; \quad v = -\frac{\partial \psi}{\partial x}$$

One finds that in each constant viscosity layer ψ verifies:

$$\mu\nabla^4\psi = g\frac{\partial \Delta\varrho}{\partial x} \qquad 2$$

Free slip boundary conditions along the four faces of the half box of horizontal length h are taken. The top face of the box is equated with the Moho interface. The free slip boundary condition assumes that the gabbros are not consolidated and are still soft along the bottom of the magma chamber. This is in agreement with the decoupling of the mantle at the contact with the forming crust noted at §3. The left lateral face of the box corresponds to the ridge axis also assumed to be the axis of symmetry of the ascending diapir. The other faces of the cavity correspond to the envelope of the return flow driven by the upwelling diapir. Due to the viscosity discontinuity imposed at the depth $z = \delta$, four boundary conditions have to be imposed along this interface. They proceed from the continuity of both the vertical and horizontal velocities along with the continuity of the vertical components of the stress tensor Tzz, Txz (Cathles, 1975; Takeuchi and

Sakata, 1970; Davies, 1977). One recalls that:

$$Tzz = -p - \varrho_0 gz + \sigma_{zz} \qquad 3a$$

$$Txz = \sigma_{xz} \qquad 3b$$

where $\sigma_{xx} = 2\mu\frac{\partial v}{\partial z}$ and $\sigma_{xz} = \mu\left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)$ are the deviatoric stress components and ϱ_0 is the reference density of the mantle.

The dynamics of the diapir depend strongly on the location of the buoyancy sources which drive the movement. We consider three types of distribution for the density anomaly fields, $\Delta\varrho_1, \Delta\varrho_2, \Delta\varrho_3$: $\Delta\varrho_1$ and $\Delta\varrho_2$ have non-zero values within the upper and lower part of the domain respectively; $\Delta\varrho_3$ has non-zero values throughout the domain and a maximum intensity at mid-depth of the cavity. This density distribution is more appropriate to describe the geological situation. To obtain analytical solutions for equation 2 we put:

$$\Delta\varrho_i = -0.5\,\Delta\varrho_0\,\xi_i(z)\cos\left(\pi\frac{x}{h}\right) \qquad 4a$$

where $\Delta\varrho_0 = 25$ kg/m^3 is the density difference between a 5 % melted and a dry peridotite and:

$$\xi_1(z) = \begin{cases} \sin\left(\pi\frac{z}{\delta}\right) & z \in [0, \delta] \\ 0 & z \in [\delta, d] \end{cases} \qquad 4b$$

$$\xi_2(z) = \begin{cases} 0 & z \in [0, \delta] \\ \sin\left(\pi\frac{d-z}{d-\delta}\right) & z \in [\delta, d] \end{cases} \qquad 4c$$

$$\xi_3(z) = \sin\left(\pi\frac{z}{d}\right) \qquad z \in [0, d] \qquad 4d$$

Then equation 2 becomes:

$$\nabla^4\Psi = \Delta\varrho_0\,\pi g\,\xi_i(z)\sin\left(\pi\frac{x}{h}\right) / 2\mu h \qquad 5$$

The solution of this equation can be written as:

$$\Psi = (\frac{h}{\pi})^3 \Delta\varrho_0 g R_i \varphi(z) \sin(\pi\frac{x}{h}) / 2\mu_2$$

where :

$$R_1 = 1/\left((\frac{h}{\delta})^2 + 1 \right)^2$$

$$R_2 = 1/\left((\frac{h}{d-\delta})^2 + 1 \right)^2$$

$$R_3 = 1/\left((\frac{h}{d})^2 + 1 \right)^2$$

$$\varphi(z) = [\xi_i(z) + A\, sh(\pi\frac{z}{h}) + B\, \frac{z}{h}\, sh\pi(\frac{z}{h})]\, \mu_2/\mu_1 \quad \text{if } z\in[0,\delta]$$

$$\varphi(z) = [\xi_i(z) + C\, sh\pi(\frac{d-z}{h}) + D\, \frac{d-z}{h}\, sh\pi(\frac{d-z}{h})] \quad \text{if } z\in[\delta, d]$$

The quantities A,B,C,D, are deduced from the boundary conditions at the viscosity step interface requiring the continuity at $z=\delta$ of:

$$\varphi(z), \quad \frac{d}{dz}\varphi(z), \mu[\frac{d^2}{dz^2}\varphi + (\frac{\pi}{h})^2\varphi] \quad \text{and} \quad \mu[\frac{d^3}{dz^3}\varphi - 3(\frac{\pi}{h})^2\frac{d}{dz}\varphi]$$

From equation 1a it is deduced that the vertical component of the non-deviatoric stress σ_{zz} and the dynamical pressure field are given by:

$$\sigma_{zz} = -\Delta\varrho_0 (\frac{h}{\pi})^2 R_i (\frac{\mu}{\mu_2}) g \frac{d}{dz}(\varphi(z)) \cos\pi(\frac{x}{h}) \qquad 6a$$

$$p = -0.5\Delta\varrho (\frac{h}{\pi})^4 g R_i (\frac{\mu}{\mu_2})[\frac{d^3}{dz^3}\varphi(z) - (\frac{\pi}{h})^2\frac{d}{dz}\varphi(z)] \cos\pi(\frac{x}{h}) \qquad 6b$$

The circulations obtained when the top low-viscosity layer is relatively thick ($\delta=h/4$) are depicted in figure 7. As expected, the flow is found to be more intense in layers having buoyancy sources. Along the axis of the diapir the amplitude of the σ_{zz} component decreases from a positive value set at the bottom of the cavity to a negative value close to the top. This implies that the orientation of the plane of maximum stress σ_1 is horizontal at depth and vertical close to the Moho interface. The depth where the sign of σ_{zz} changes depends on both the amplitude of the viscosity drop and the location of the buoyancy sources. Among the cases studied, the sign inversion always occurs in

the bulk of the high-viscosity layer, except for the cases where the buoyancy sources are located exclusively in the upper low-viscosity layer. As indicated by equation 6, the amplitude of the stress σ_{zz} is independent of the viscosity, but depends linearly on both the horizontal extent of the domain h and on the amplitude of the buoyancy forces $\Delta\varrho g$. When $h\approx 35$ km the variation of amplitude of σ_{zz} is equal to 1.5 MPa. This agrees with the values deduced in §3 from rheological considerations. One notes also that the amplitude of the stress σ_{zz} is very weak in the top low viscosity layer. The behaviour of the dynamical pressure p along the ascending part of the diapir is very different to that of σ_{zz}. In the bulk of a constant viscosity layer containing buoyancy sources, p increases along the upwelling flow. The situation is reversed when the buoyancy sources are located exclusively in the adjacent layer. In the lower layer, the pressure decreases close to the uppermost viscosity discontinuity. A pressure decrease in an ascending fluid is typical of a forced convective flow (Tovish and Schubert,1978). Therefore,this decrease in pressure must reflect a forced movement of the fluid when it crosses the viscosity discontinuity interface. The important facts revealed by these models are that:

- The pressure field across the viscosity drop interface is discontinuous.

- The pressure p+ just above the high/low viscosity interface is generally 0.5 MPa greater than the pressure p- just under this interface.

These points are explained as follows. Across the viscosity interface the velocity field is continuous. Furthemore, since the solution of equation 5 is the product of functions depending respectively only on x or z, $\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\partial u}{\partial x}$ is also continuous across the interface. Like $\sigma_{zz} = 2\mu\frac{\partial v}{\partial z}$, one see that σ_{zz} is necessarily discontinuous and its value σ_{zz}^+ just above the viscosity drop interface is negligible compared to the value σ_{zz}^- just under it.

From the continuity of the total stress tensor $Tzz = -p+\sigma_{zz}$ it is deduced that:

$$p^+ - p^- = \sigma_{zz}^+ - \sigma_{zz}^- \approx -\sigma_{zz}^-$$

We have emphasized above that if notable buoyancy sources are located in the high-viscosity layer, σ_{zz} has a negative value along the

high/low viscosity interface. This implies that: $p+ > p-$

The flows when the low viscosity top layer is thin ($\delta=h/16$) are depicted in figure 8 for thicknesses of the box of d=h=35 km and d=3h=105 km. As expected, it is found that a strong decrease of the viscosity allows the diverging part of the diapiric flow to be channelled in a top horizontal layer which can be extremely thin. For instance,a viscosity drop of 4 orders of magnitude applied to a 2 km top layer will channel 85% of the flow of a diapir 10 km in radius with roots at 35 km. The effectiveness of this channelling falls to 55% when the root of the diapir is set at 105 km depth. The rate of flow depends linearly on the vertical extent of the diapir and on the bulk viscosity μ_2. If $\mu_2=10^{18}$ Pa.s, the vertical velocity in the diapir is equal to either 17 cm /yr or 25 cm/yr when the depth of the box is set to 35 km or 105 km respectively; this implies that the horizontal velocity at the exit of the diapir within the low-viscosity layer has a magnitude of a few meters per year. In any case,there is a strong similarity between the theoritical streamlines in figure 8 and those recorded from the Maqsad district (figure 1b). The magnitude of the stresses and dynamical pressure are still found to be lower than 1.5 MPa and appear to be independent of the depth of the box. As for the previous cases the pressure step across the viscosity discontinuity interface is equal to 0.5 MPa. This last fact will now prove to be very important in understanding segregation of partial melt close to the top of the diapir.

§ 5 A MECHANISM FOR PLASTIC FLOW AND MELT SEGREGATION JUST UNDER THE MOHO INTERFACE.

Melt migration proceeds via the rock porosity and/or fractures. Both processes have been advocated as driving mechanisms (Maaloe and Scheie,1982; Turcotte,1982; Phillipps,1972; Nicolas and Jackson,1982,McKenzie,1984; Spence and Turcotte,1985). Based on lherzolite data,it has been emphasized above that local segregation leads rapidly to discharge of magma via dikes. However, at any stage of the melting process a fraction of melt must be retained within the porous matrix and is thus subject to slow migration by porous flow. Subsequent compaction can then produce sills (MacKenzie,1984, Richter

and MacKenzie,1984, Scott and Stevenson,1985). The mechanism initiating formation of sills by melt compaction are not precisely known. They could proceed from the interaction of percolation and compaction processes (Scott and Stevenson,1985). Based on field data,we believe that something external contributes to the formation of sills . The Lanzo lherzolites do not have sills in areas of strong melt percolation. The occurrence of horizontal sills in the Maqsad district, in a environment where the $\sigma 1$ plane is clearly vertical, suggests that some kind of magmon waves formed a few hundred meters under the Moho. Such a situation correlates with the rapid rotation of plastic flow foliations. Furthermore as sketched in figure 4, at mid-course of the rotation of the foliation,the lattice fabrics disappeared, suggesting that deformation was no longer controlled by solid state flow but by grain sliding in a melt- impregnated medium. The occurrence of strong fabrics when the foliation plane becomes horizontally oriented proves that the impregnated medium is very rapidly dried up. We are thus lead to propose that:

1) In the upstream flow, close to the o- the rotation of the foliations, the peridotites are rapidly enriched with magma (a fraction up to 10 percent is likely).

2) In the area of rotation of the foliations, the high amount of melt disrupts the solid framework of the peridotite which thereafter behaves like a magma suspension.

3) In the overlying horizontal mantle stream, the excess magma is expelled from the crystal mush through sills initiated by a compaction process.

Any satisfactory explanation for these observations must relate to the interaction between plastic and porous flow. An explanation can lie derived from the behaviour of the non-lithostatic part of the stress tensor within the diapir. From the models of §4, one knows that:

1) The stress level related to plastic flow is weak (< 1.5 MPa).

2) If the viscosity is continuous throughout the upwelling diapir, the gradients of stress and dynamical pressure are very weak:1.5 MPa/30km. This is absolutely negligible compared to the 5 MPa/km pressure gradients driving the melt by buoyancy in the porous network.

3) If there is a viscosity drop close to the Moho, a 0.5 MPa pressure step between the upper and lower part of the viscosity interface is set. This equals the pressure drive of a column of magma

one hundred meters high.

In §3 a viscosity drop has been inferred from the steep rotation of the foliations . Therefore, a steep increase in the dynamical pressure occurs just downstream of the rotation of the foliations. Equations relating magma and plastic flow interaction proposed by MacKenzie (1984) are recalled here:

$$\frac{\phi\beta}{K}(v-V) = \mathrm{grad}(p-(\varrho_s-\varrho_f)gz) \qquad 7a$$

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} = -\nabla(\phi v) = \nabla((1-\phi)V) \qquad 7b$$

$$-\mathrm{grad}(p)-(1-\phi)\Delta\varrho g+\mu\nabla^2 V = 0 \qquad 7c$$

where ϕ is the porosity, K the permeability, β the viscosity of the melt, ϱ_f and ϱ_s the density of the melt and of the rock, v the velocity of the magma, V the velocity of the rock, the other parameters are defined in § 4. If ϕ is assumed to be constant, equations 7a,b,c are identical to equations 1a,b,c of § 4. Therefore the solutions of § 4 can be considered as a first order approximation of the dynamical state within the partial melt mush. Grad(p) being negligible compared with $(\varrho_s-\varrho_f)g$ (see point 3 above), equation 7a shows that the upward migration of the magma occurs everywhere, except just below the viscosity drop interface where a layer of 100 meters of interconnected melt must be accumulated before the 0.5 MPa of overpressure due to the plastic flow is overcome. Therefore magma will accumulate under the viscosity drop interface; the porosity ϕ will increase until it reaches a critical level where the effective viscosity of the peridotite falls dramatically. One sees that the viscosity drop close to the Moho leads to conditions allowing the initiation of compaction processes and the generation of sills as recorded in Maqsad. Furthermore it appears that the 100 meters of peridotite enriched with interconnected magma acts as a barrier to hydrofracturing , the rock being too soft. The magma moving up in dikes propagating along the σ1 direction will tend to be discharged within this layer. Therefore, all magma feeding the ridge crest can penetrate this layer at one moment or another. The chromite crystals

carried within these dikes will be filtered by the porous matrix, leading to the chromite impregnations observed in the Maqsad area.Furthermore, the rapid discharge of dikes within the harzburgite matrix (bringing in melt formed at depths of a few tens of kilometers) can induce the incongruent melting of orthopyroxene in the harzburgites; this explains the occurrence of the hectometric bodies of residual dunites in the upper harzburgites (Nicolas and Prinzhofer, 1983; Nicolas,1986).

All the mechanisms just described require that in the last few hundreds of meters below the Moho, the rheological equilibrium set by a low melt/rock ratio is modified in such a way that the mean effective viscosity of the peridotites is reduced by several orders of magnitude. The dynamical pressure step, resulting from the viscosity drop, generates all these effects. In mathematical terms, this means that the general solution of the non-linear coupled equations 7a,b,c should display the type of plastic flow pattern described in § 4.

§ 6 SUMMARY AND DISCUSSION : MAGMA EXTRACTION IN AN ASCENDING DIAPIR.

Field observations reveal that the amount of melt remaining in a rock is generally low but that this also depends on the nature of the rock: lherzolites show higher amounts of magma (5-10%) and harzburgites low amounts (<2-3%) (Nicolas,1986). To explain this, it can be proposed that the stable amount of magma in a rock depends,among other factors like the strain, on the orientation of the σ1 plane. When σ1 is horizontal, 5-10% magma is stable in the rock, and when σ1 is vertical only a fraction of the magma remains in the rock. The σ1 directions given by our diapiric model are shown in figure 5c. The σ1 plane is horizontal in the root of the diapir. This is also the area where partial melting is particularly intense. Therefore a large amount of melt must be retained in this region. At shallower depths, σ1 becomes vertically oriented, the flood-gates are opened and the melt easily escapes from the rock via dikes, leaving behind a harzburgite residuum. The peridotite then remains near the permeability threshold which may be very low (MacKenzie, 1985). Porous flow percolation certainly occurs simultaneously although it is believed to be less competitive since it is a slow process (Richter and MacKenzie,1985). A few kilometers under

the Moho the extraction of magma via dikes becomes less competitive since a critical height of a few kilometers is necessary for the buoyancy of the interconnected melt to initiate hydrofracturing (Nicolas, 1986). This gives an a posteriori justification for the hypothesis, made in §5, that the porous flow percolation controls the melt extraction process just under the Moho.

According to our flow model of figure 5c the rotation from the horizontal to the vertical of the σ1 plane occurs at a 15 km depth under the Moho. Such a depth is clearly not strongly constrained by the present models: in figure 8 it is set between 10 to 50 km depth. Studies of the streamline pattern of ascending plumes taking into account more realistic rheological laws could lead to a better estimate of the σ1 orientation (Christiansen,1984). In any case the conclusion should lead to a vertical orientation for σ1 in the diverging part of a flow below a horizontal lithosphere-asthenosphere interface. This can explain why hazburgites are typically accreted to the oceanic crust. Diapirs bringing lherzolites at the surface would have to pave their way across a cold and thick lithospheric lid which limits melting by conductive cooling (Boudier and Nicolas, 1985) . During their ascent, the orientation of the σ1 plane remains mainly horizontal, preventing also melt extraction.

In order to improve our picture of melt extraction within a diapir, let us assume that melt can percolate as soon as partial melting begins in peridotites (MacKenzie,1985). Then dikes can also be generated below the root of the diapir (Nicolas,1986). The models illustrated in figure 5c show that σ1 makes an 45 degree angle with the vertical at this depth. The trajectories of the dikes are thus deflected away from the ridge axis. They cross the lithosphere-asthenosphere interface 20 km from the ridge axis (figure 5c). This is the distance from the ridge axis at which alkali basalts are erupted. Our model of diapiric flow is thus compatible with the separation of MORB and alkali volcanics. This leads to the same result as the model proposed by Sleep (1985), which is otherwise quite different.

REFERENCES

Aki, K., & Koyanagi, R., Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaï. J. Geophys. Res., 86, 7095-09, 1981.

Bonafede, M., and Dragoni, M., Implications of stress concentration on a strike-slip fault in an elastic plate subject to basal shear stress, Geophys. J. R. Astr. Soc., 69, 369-382, 1982.

Boudier, F., & Nicolas, A., Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites. In : Dick, H.J.B. (Ed.) Magma Genesis., State Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind., 96, 63-78, 1977.

Boudier, F., & Nicolas, A., Harsburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth Plan. Sci. Lett., in press.

Cathles, L.M., The viscosity of the Earth's mantle, Univ. Press, 385 p., 1975.

Ceuleneer, G. and Nicolas, A., Structure in podiform chromite from the Maqsad district (sumail ophiolite, Oman), Mineral. Deposita, 20, 177-185, 1985.

Ceuleneer, G. and Nicolas, A., High temperature shear zones in the Oman ophiolites and initiation of thrusting on an oceanic ridge, Submitted to Earth Planet. Sci. Lett..

Christensen, U.R., Convection with pressure and temperature dependent non Newtonian rheology, Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 242-284, 1984.

Coleman, R.G., Ophiolites, Berlin-Heildelberg : Springer Verlag, 1977.

Crane, K., The spacing of rift axis highs : dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere, Earth Planet. Sci. Lett., 72, 405-414, 1985.

Davies, G.F., Whole mantle convection and plate tectonics, Geophys. J. R. Astr. Soc., 49, 459-486, 1977.

Dick, H.J., B, Partial melting in the Josephine Peridotites, I, The effect of mineral composition and its consequences for geobarometry and geothermometry, Am. J. Sci., 277, 801-832, 1977.

George, R.P., Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. Bull. Geol. Soc. Am., 89, 845-865, 1978.

Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hughs-Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., and Reinhardt, B.M., Geology of the Oman mountains Part One (text), Part Two (tables and illustrations), Part Three (enclosures), Kon. Ned. Geol. Mijbouwk, Genoot. Vern., 31, 423, 1974.

Koyanagi, R.Y., & Endo, E.T., Hawaiian seismic events during 1969, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 750C, 158-164, 1971.

Maaløe, S., and Scheie, A., The permeability controlled acumulation of primary magma, Contrib. Mineral. Petrol., 81, 350-357, 1982.

McKenzie, D., The generation and compaction of partially molten rock, J. Petrol., 25, 713-765, 1984.

McKenzie, D., The extraction of magma from the crust and mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 74, 81-91, 1985.

Melosh, H.L., Plate motion and thermal instability in the asthenosphere, Tectonophysics, 35, 363-390, 1976.

Nicolas, A., A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites, J. Petrol., 27, 999-1022, 1986.

Nicolas, A., and Violette, J.F., Mantle flow at oceanic spreading centers : models dirived from ophiolites, Tectonophysics, 81, 319-339, 1982.

Nicolas, A., & Jackson, M., High temperature dikes in peridotites : origin by hydraulic fracturing, J. Petrology, 23, 568-82, 1982.

Nicolas, A., & Prinzhofer, A., Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence, J. Petrology, 24, 188-206, 1983.

Phillipps, W.J., Hydrolic fracturing and mineralization, J. Geol. Soc. London, 125, 337-359, 1972.

Rabinowicz, M., Nicolas, A., and Vigneresse, J.L., A rolling mill effect in asthenosphere beneath spreading centers, Earth. Planet. Sci. Lett., 67, 97-108, 1984.

Relandeau, C., High temperature creep of forsterite polycristalline aggregates, Geophys. Res. Lett., 8, 733-736, 1981.

Richter, F.M., On the driving mechanism of plate tectonophysics, 38, 61-88, 1977.

Richter, F.M., and D. McKenzie, Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix, J. Geol., 92, 729-740, 1984.

Scott, D.R., and D.J. Stevenson, Magma solitons, Geophys. Res. Lett. II, 1161-1164, 1984.

Sleep, N.H., Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities : an alternative to mantle plumes ?, J. Geophys. Res., 89, 10,029-10,041, 1984.

Spence, D.A., and Turcotte, D.L., Magma driven propagation of cracks, J. Geophys. Res., 90, 575-580, 1985.

Spohn, T., Orogenic volcanism caused by thermal runaways, Geophys. J. R. Astr. Soc., 62, 403-419, 1980.

Takeuchi, H., and Sakata, S., Convection in a mantle with variable viscosity, J. Geophys. Res., 75, 921-927, 1970.

Tallandier, J., & Bouchon, M., Propagation of high frequency Pn waves at great distances in the Central and South Pacific and its implications for the structure of the lower lithosphere, J. Geophys. Res., 84, 5613-19, 1979.

Turcotte, D.N., Magma migration, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 397-408, 1982.

Tovish, A., and Schubert, G., Mantle flow pressure and the angle of subduction : non Newtonian corner flows, J. Geophys. Res., 83, 4992-2998, 1978.

Vogt, P.R., and Johnson, G.L., Transform faults and longitudinal flow below the Mid-Oceanic Ridge, J. Geophys. Res., 80, 1399-1411, 1975.

Whitehead, J.A., Dick, A., and Schouten, H., A mechanism for magmatic accretion under spreading centers, Nature, 312, 146-148, 1984.

FIGURE CAPTIONS

Fig.1. (a) - Structural map of the Maqsad area Sumail massif showing the mantle flow pattern just beneath the crustal section. The letters a,b,c, refer to the petrofabric data of fig.3.

. (b) - Corresponding cross section showing below the flat-lying Moho, the tight rotation of foliations in peridotites (full lines), and associated flow plane (dashed lines) in the mantle section

Fig.2. Orientations of field structures (lower hemisphere, equal-area projection, contours per 0.45% total area) in the Sumail massif (a,b,c,d) and for comparison in the Hilti massif (e,f).

. (a) - Diabase dike complex (177 measurements) ; contours : 1.2, 2.3, 4.5, 8.5 and 14.7 %. Best pole : 125 SW 82.
. (b) - Gabbro cumulates lamination plane (80 measurements) ; contours : 1.25, 2.50, 3.75, 5.00%. Best pole : 100E 07.
. (c) - Peridotite foliations (217 measurements) : contours : 0.9 1.8, 2.7, 3.7, 4.2%. Best pole : 0W 07
. (d) - Peridotite lineations (213 measurements) ; contours : 0.9, 1.4, 1.9, 2.3, 2.8%. Best axis : 116 NW 03
. (e) - Peridotite foliations (50 measurements) ; contours : 2, 4, 6, 8%. Best pole : 008 E 15. Dashed lines : trace of diabase dike swarm; full line : trace of Moho.
(f) - Peridotite lineations (50 measurements). Cont. 2,4,6, 8% Best axis : 084 E 13.

Fig. 3. Olivine preferred orientations in peridotites of the Maqsad area (location in figure 1a) (equal-area projection, lower hemisphere, contours per 0.45% total area). a) - Central zone of the diapir ; b) - northern peripheral zone ; c) southern peripheral zone. Horizontal line: foliation trace ; dots : lineation (100 measurements; contours : 1,2,3, 10%)

Fig. 4. Rotation of foliation trajectory (represented by ellipses) and rupture in flow trajectory (lines) in the Moho vicinity.

Fig.5. a) - Scenario for the development of the diapir under the ridge crest (Rabinowicz et al., 1984) : partial melting zone is initiated at time t = o and depth d ; due to the lithosphere drift, mantle is driven up across the melting front. When the thickness of the partial melting zone h = V_O t attains a few kilometers, some spotted diapiric structures of high frequencies tend to appears(V_0 is the mean upward velocity due to plate drift; here V_0 = 2cm/yr for a 5 cm/yr spreading rate). When h is of the order of 10 km a central instabilty dominates moving upward with a relative velocity of V = 10 cm/yr.

b) Finite element model of the flow driven only by a partially melted mantle. A 6% dip angle for the lithosphere/asthenosphere boundary is taken. The drifting velocity of the lithosphere is set equal to zero. A density contrast $\Delta\rho/\rho$of - 1% is imposed in the hatched area. The viscosity is equal to 10^{18} Pa.s

at a distance less than 30 km from the ridge axis; at greater distances the viscosity reaches a value of 10^{20} Pa.s

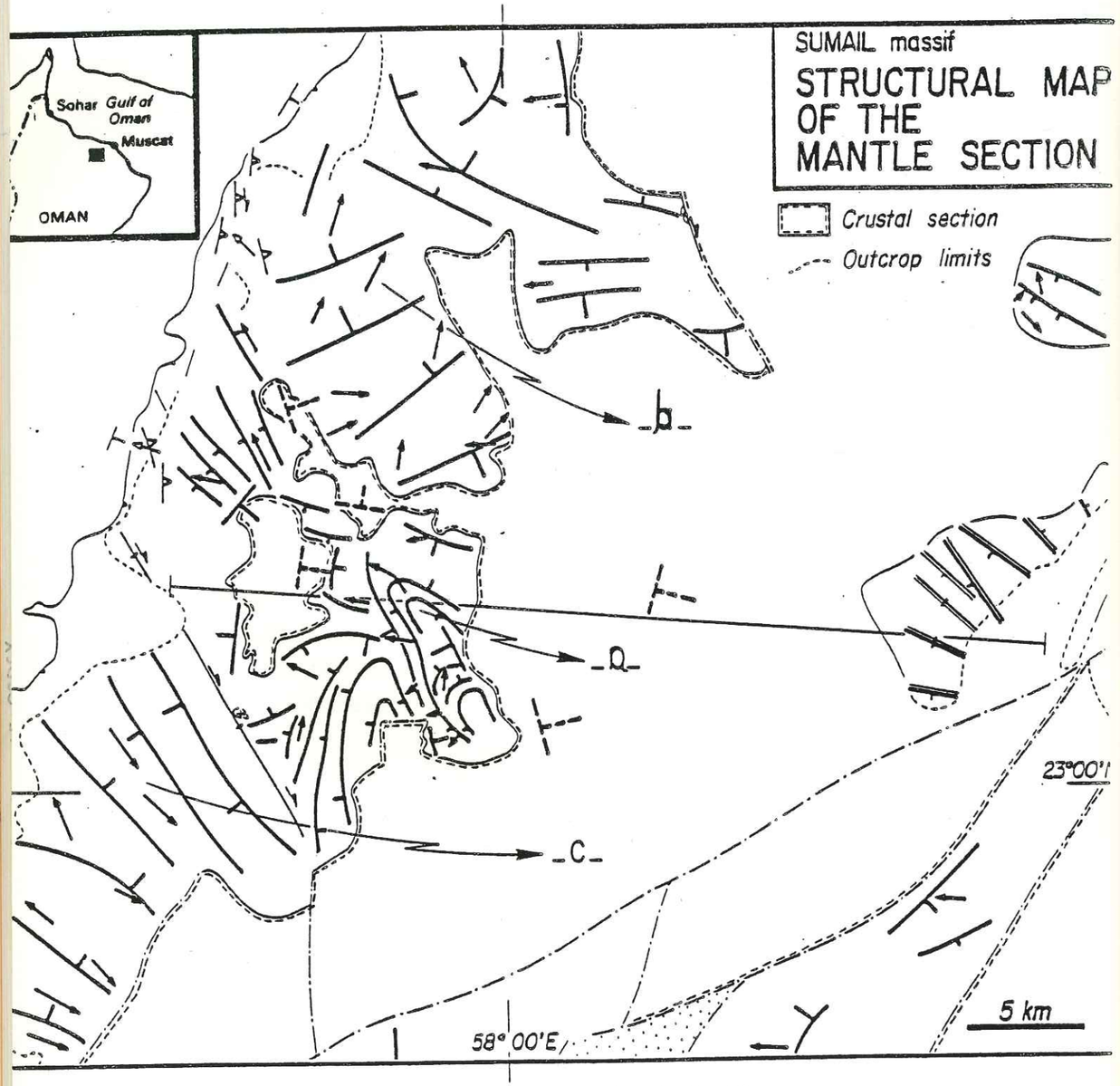
c) Model 5b with the superimposed motion of a lithosphere plate with a 5 cm/yr drifting velocity. σ_1 trajectories are given by segments. Along the top boundary we imposed a free slip coupling between lithosphere and asthenosphere at a distance less than 5 km from the ridge axis . This is consistent with the fact that the lithosphere thickness at the ridge axis is equal to zero, and that the gabbros at the bottom of the magma Chamber are soft (see § 3). Note that the σ_1 trace is vertical under the magma chamber. Away from the axes σ_1 makes 45° angle with the vertical implying a senestral coupling with the lithosphere. At a 30 km distance the shear becomes dextral (see §3). In the narrowing part of the diapir σ_1 traces are horizontal. They become vertical at a 15 km depth under the moho. Under the root of the diapir (>30km) σ_1 traces make an 45° open angle with the vertical. For implications concerning magma migration processes see § 6.

Fig.6. Compared flow patterns , (a) in the rolling mill model (Rabinowicz et al., 1984) and (b) in the present model. The present model is not the result of a numerical simulation : it is inspired by the numerical model (diapir root at 70 km, $\delta = h/16$, $\mu_2/\mu_1 = 10^4$ of fig. 7 combined with the geological evidence.

Fig. 7. Streamline pattern (bottom) of the right part of the axis of the diapir. The mean vertical velocity (in cm/yr), evaluated for a viscosity μ_2 of 10^{18} Pa.s is given for each model. For each model the variations with depth of the pressure p and the normal component of the deviatoric stress σ along the axis

of the diapir are given (top of the figure, stress and pressure units are multiple of 0.5 MPa). Viscosity ratios μ_2/μ_1 of 1,10 and 100 are successively adopted. The viscosity discontinuity is set at $\delta = \frac{d}{4}$ (d = h = 35 km). Figures 7a, 7b, 7c correspond to cases where the flow is driven by buoyancy forces located respectively in the top and lower layers and in both layers (see § 4). Note that the pressure step between the upper and lower interfaces is positive for cases b and c and negative for case a

Fig. 8 Same as Figure 7c but for cases where the depth of the viscosity discontinuity interface is small ($\delta = \frac{h}{16}$., d = h in cases 8 and d = 3h in 8b.). Ratios of viscosity up to 10^4 are considered. The streamline pattern recorded when $\mu_2/\mu_1 = 10^3$ or 10^4 depicts the foliation pattern recorded in the Maqsad massif (see §2). The pressure step between the lower and top layer leads to an explanation for the melt and plastic flow interaction under the Moho (see § 5).



Accretion :

- HT mantle flow planes and lines
  Arrow : sense of shear flow (relative mvt of the upper part)
- Strike and dip of the mantle_crust boundary
- Cumulate layering
- Sheeted dike complex =
  Heavy line : mean chilled margin

Oceanic thrusting :

- Thrust contacts
- Planes and senses of mvt. in the basal peridotites and in the metamorphic sole
- Shear zones
- Major serpentinized faults
- Late intrusive bodies and dikes

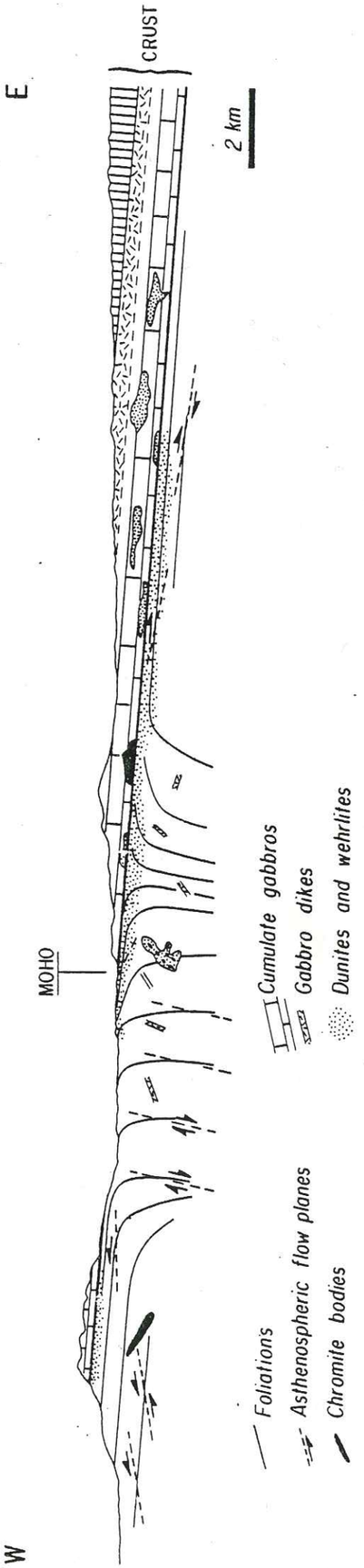


fig. 1. b.

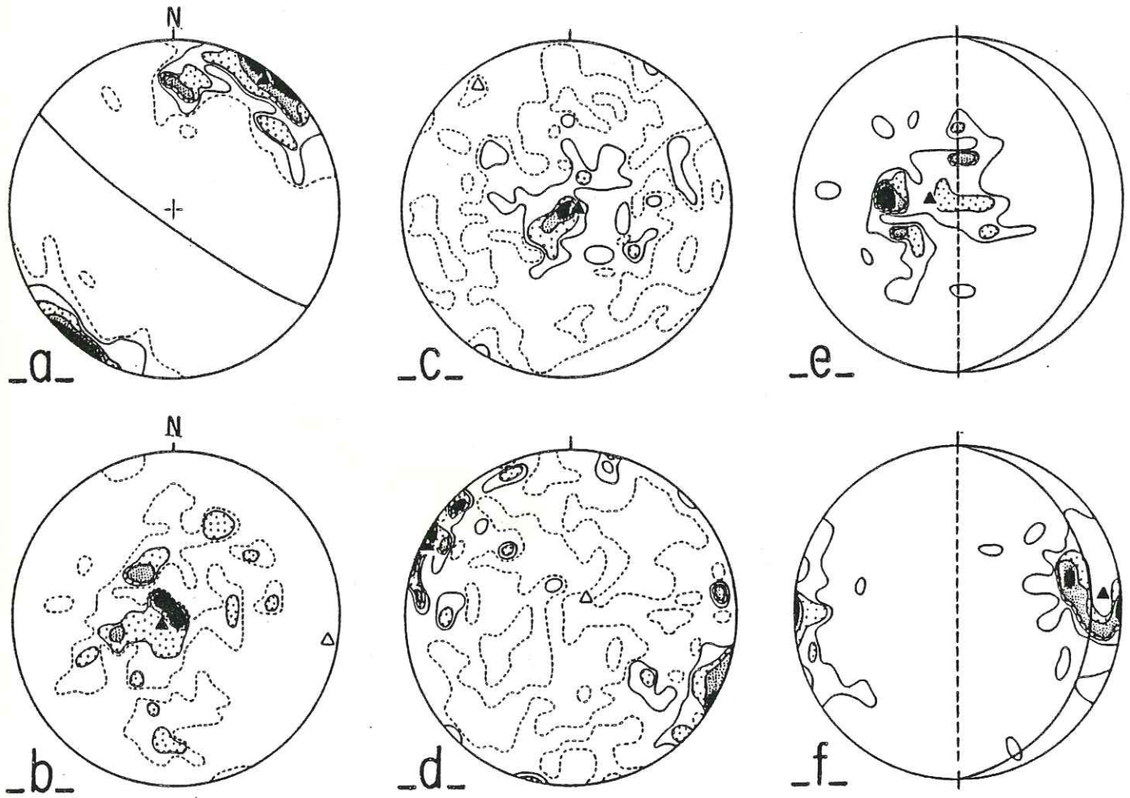

N
_a_
_c_
_e_
N
_b_
_d_
_f_

fig. 2.

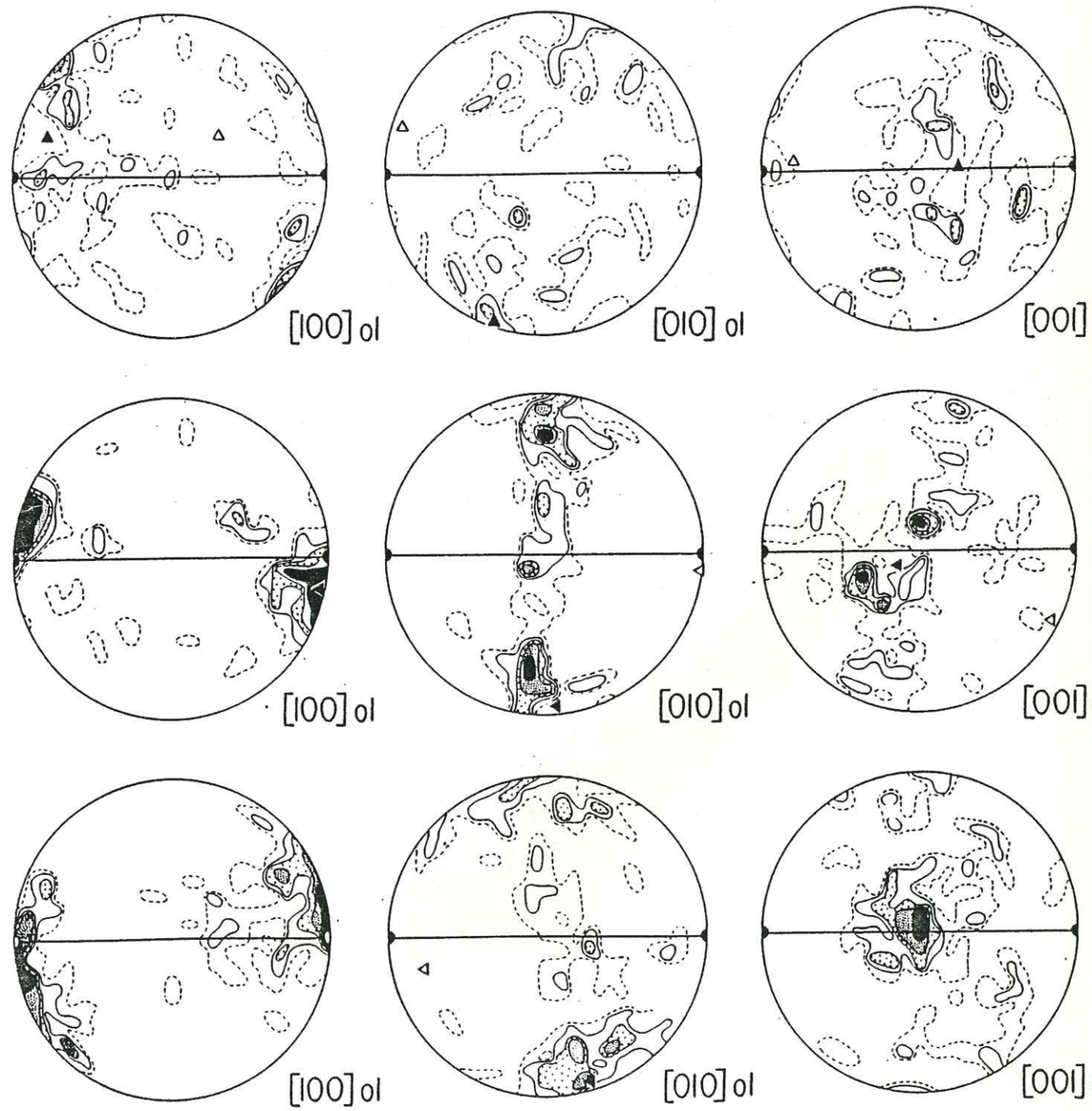

_a_
[100] ol
[010] ol
[001]
_b_
[100] ol
[010] ol
[001]
_c_
[100] ol
[010] ol
[001]

fig. 3.

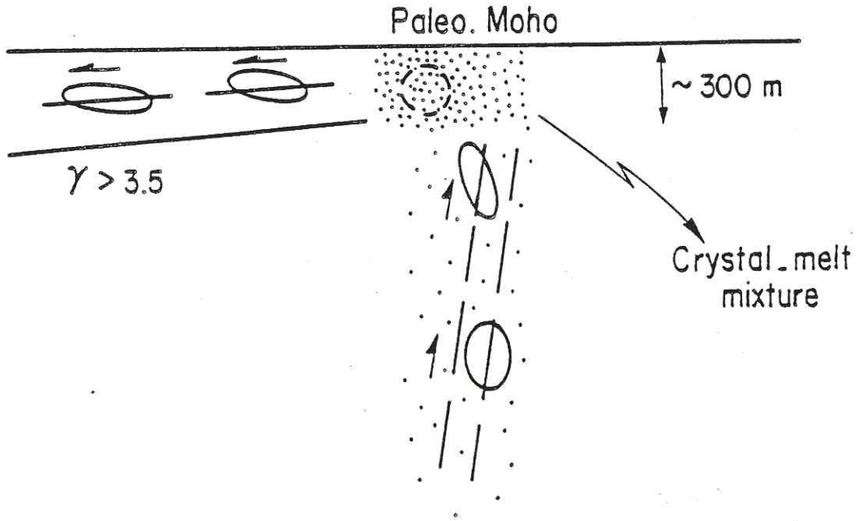
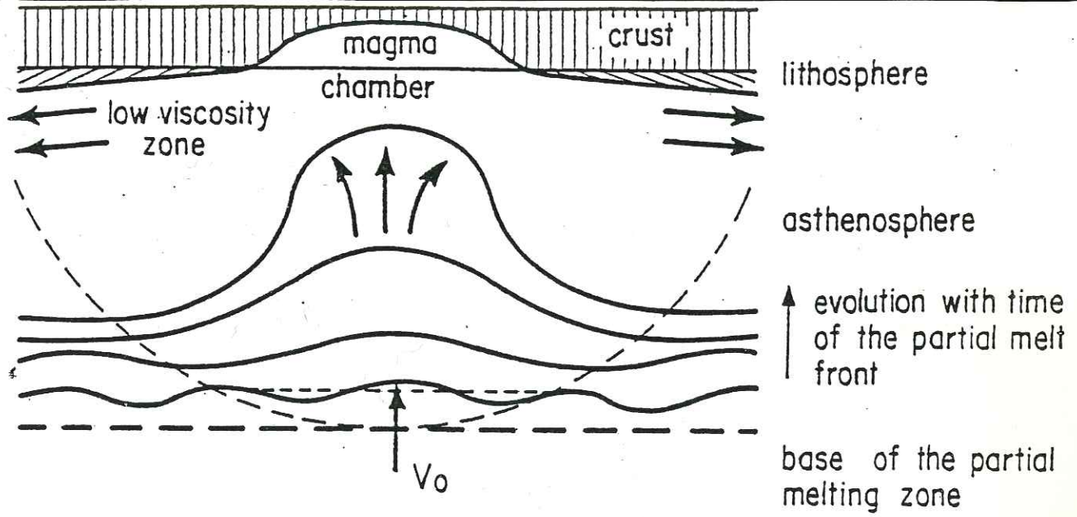
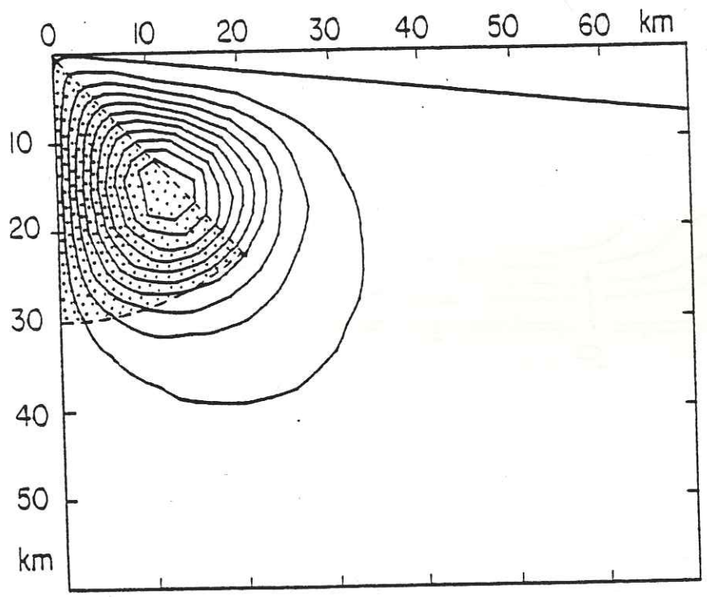


fig. 4.





↑ 5a

← 5b

5c ↓

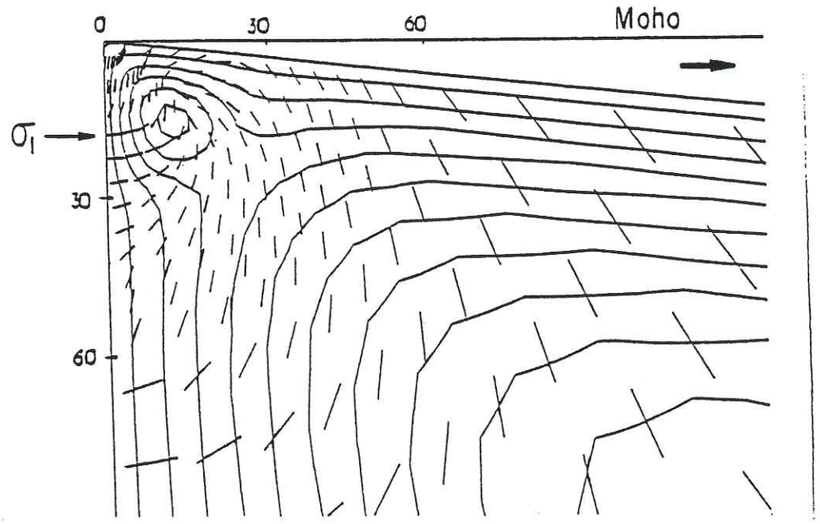
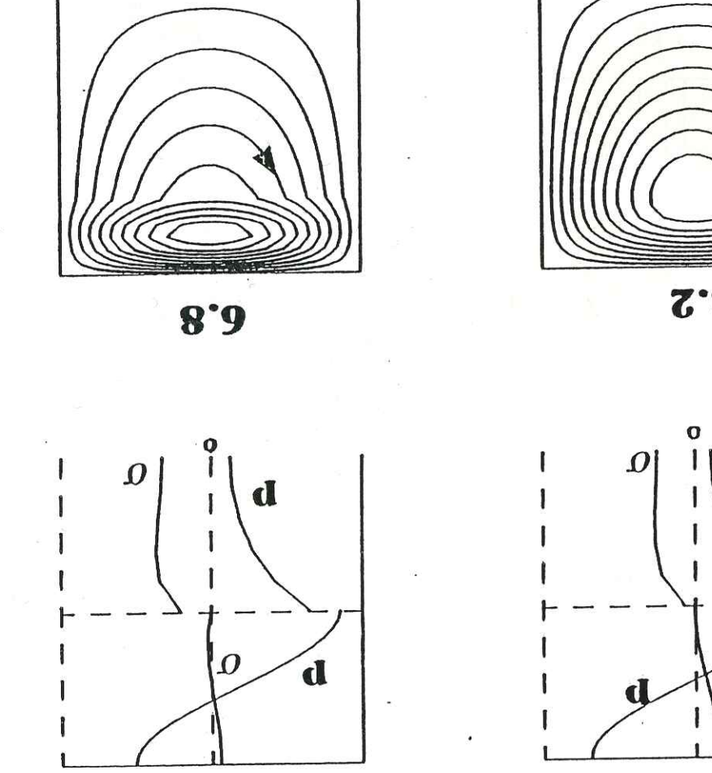


Fig. 5



_b_ _a_

fig. 6

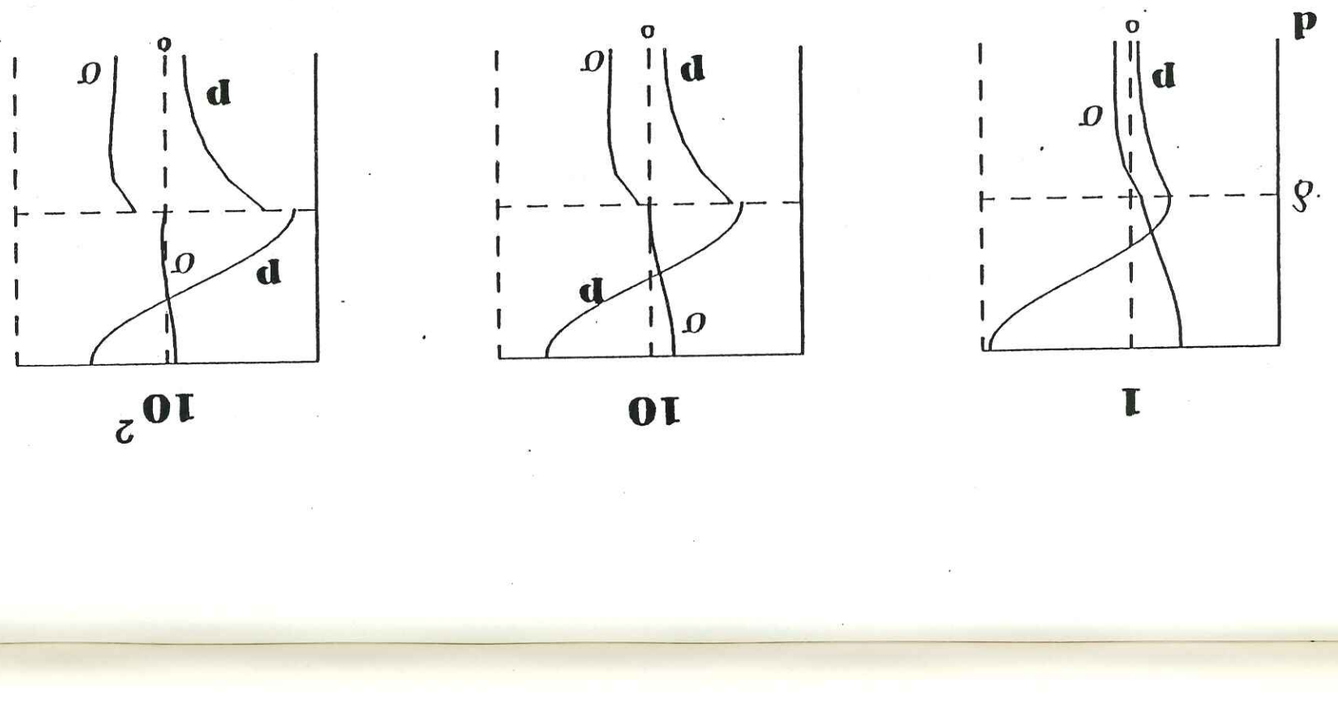


fig. 9. c.

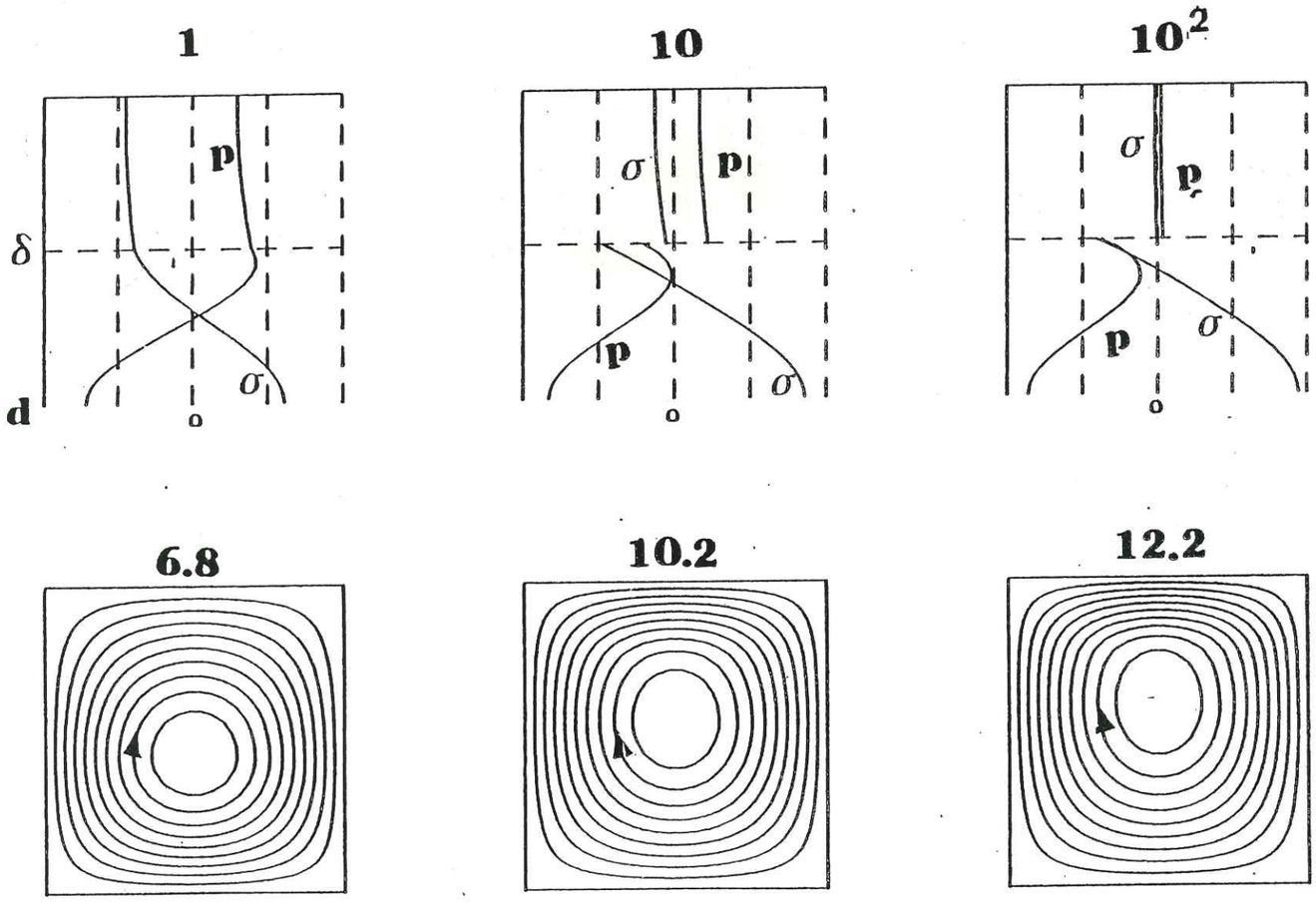


fig. 7.b.

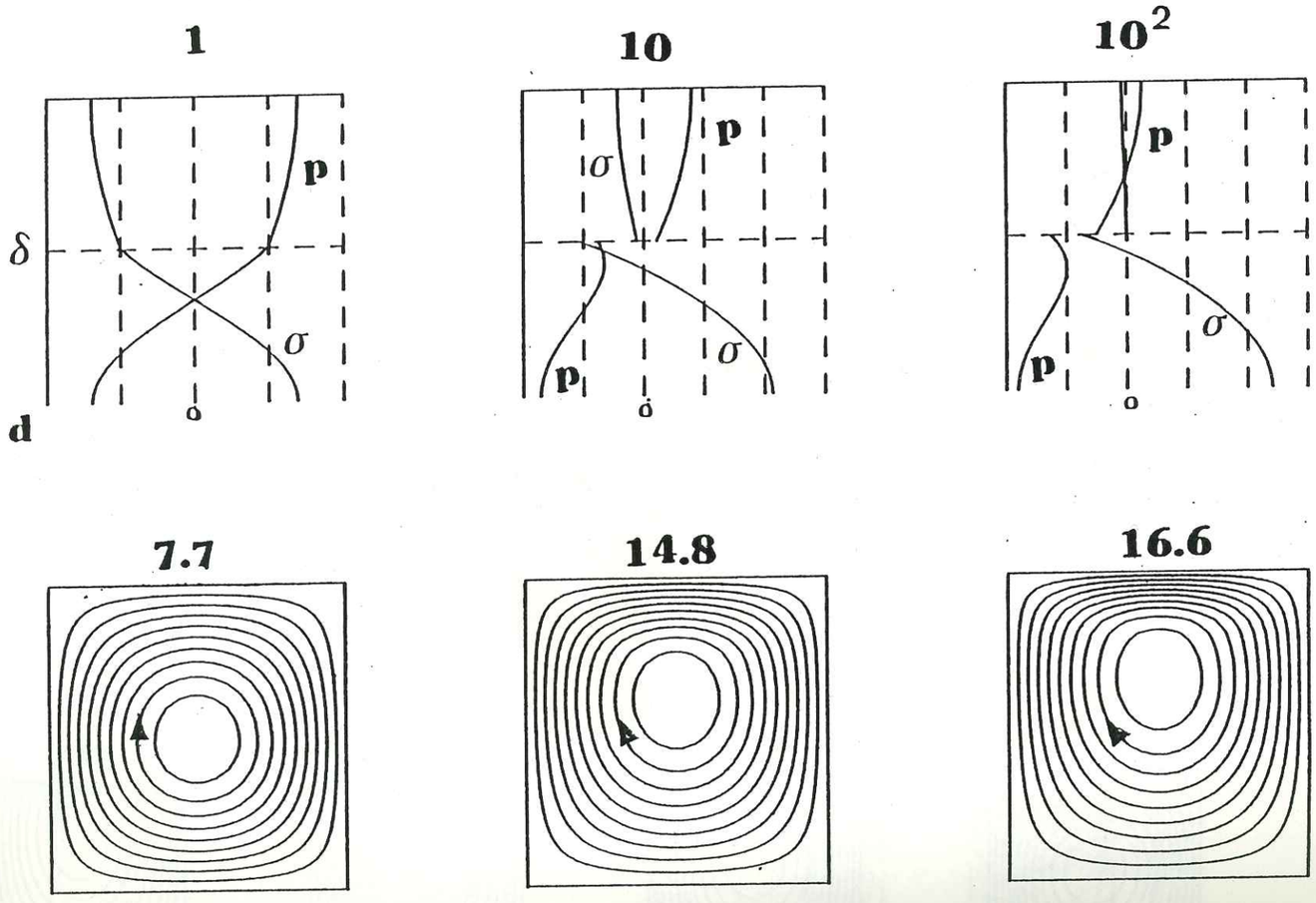


fig. 7.c.

Fig. 8. a.

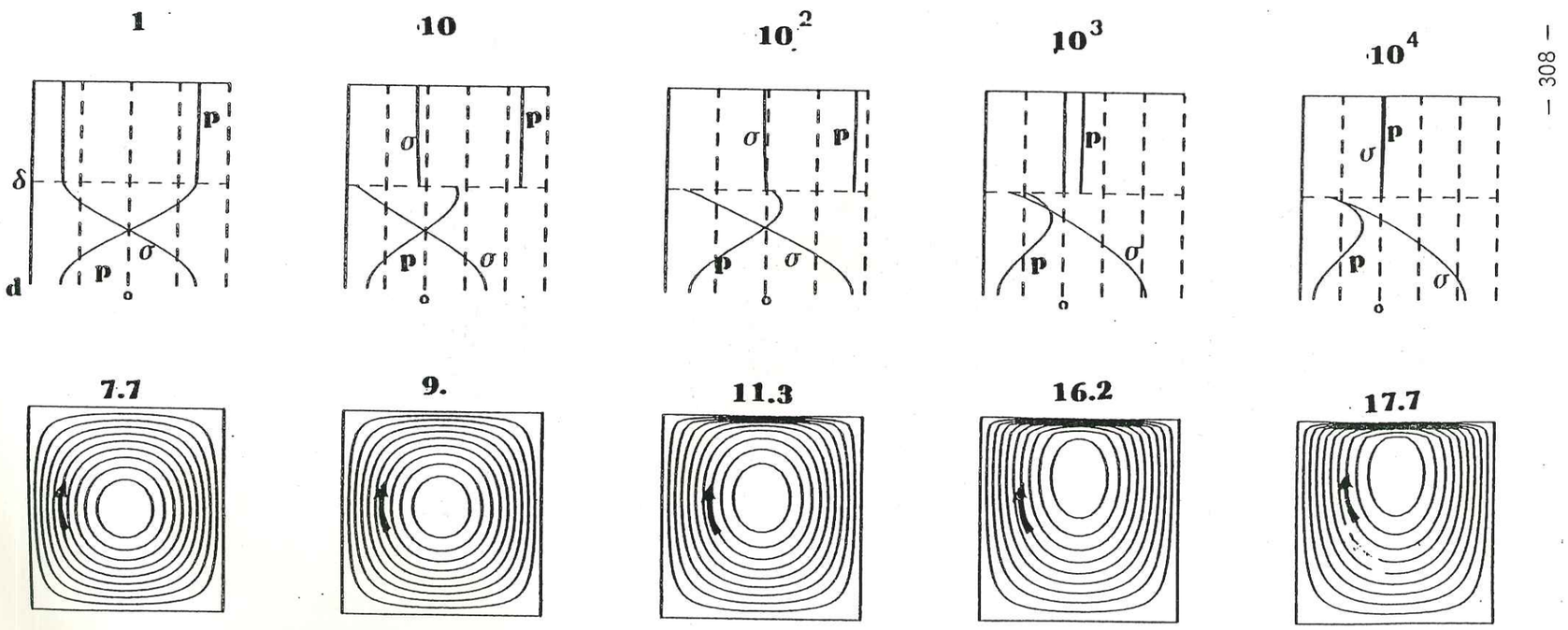
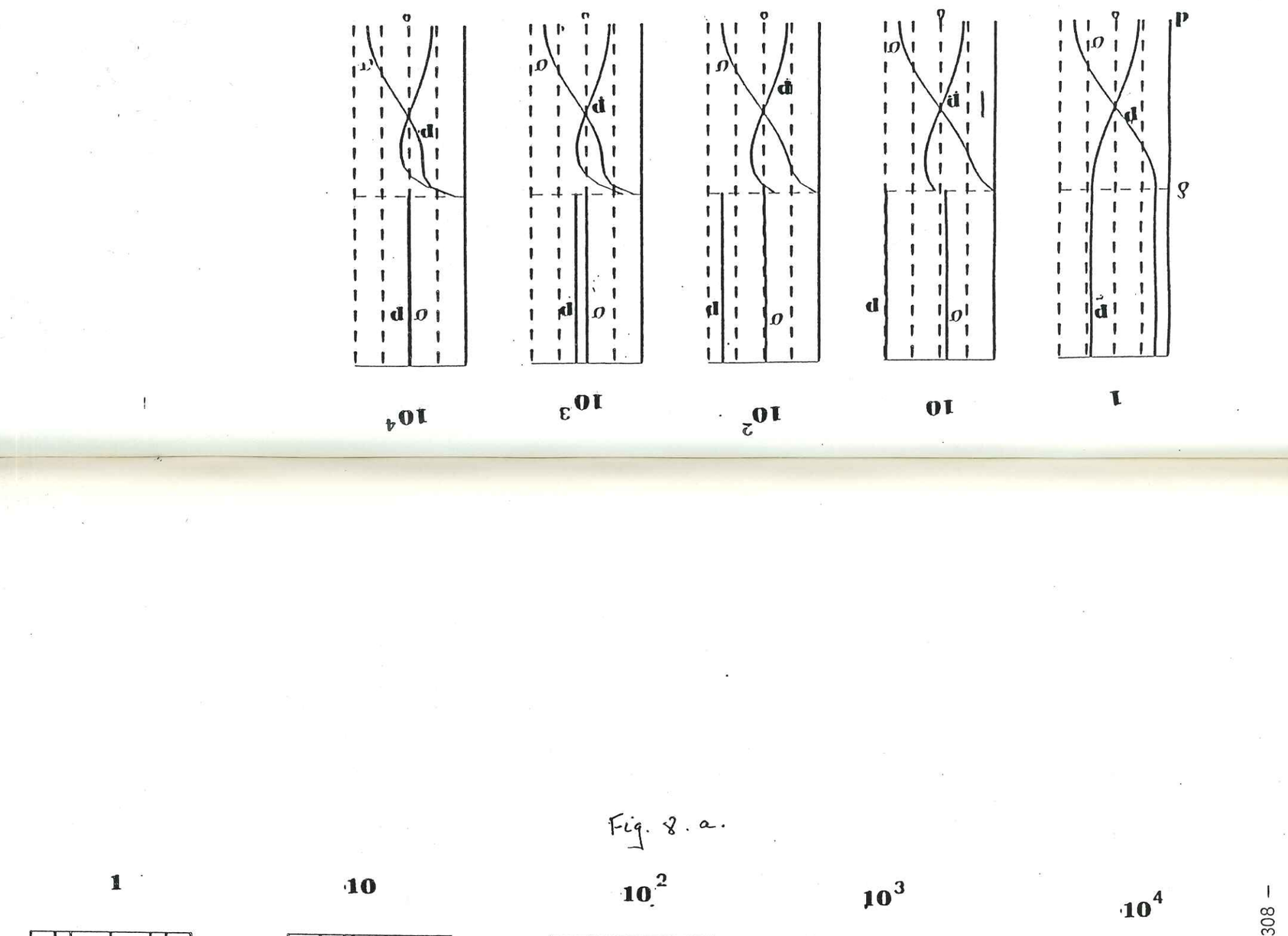

1
10
10²
10³
10⁴
δ
d
p
σ
o
7.7
9.
11.3
16.2
17.7

Fig. 8. b.


1
10
10²
10³
10⁴
δ
d
p
σ
o
25.
25.
25.
25.
25.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

ABBOTTS I.L. (1978) High-potassium granites in the Masirah ophiolite of Oman. Geol. Mag., 115(6), p. 415-425.

ABBOTTS I.L. (1979) Intrusive processes at ocean ridges: evidence from the sheeted dyke complex of Masirah, Oman. Tectonophysics, 60, p. 217-233.

ABBOTTS I.L. (1981) Masirah (Oman) ophiolite sheeted dykes and pillow lavas: geochemical evidence of the former ocean ridge environment. Lithos (14), p. 283-294.

ADAMIA S., BERGOUGNAN H., FOURQUIN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGUL N , RICOU L.E. and ZAKARIADZE G. (1980) The alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses. Mémoire du B.R.G.M. nº 115, p. 122-136.

AHMAD Z. and ABBAS S.G. (1979) The Muslimbagh ophiolites. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. DeJong, eds.; p. 243-250.

ALABASTER T. (1982) The interrelationship between volcanic and hydrothermal processes in the Oman ophiolite. Ph. D., The Open University, 407 p.

ALABASTER T., PEARCE J.A., MALLICK D.I.J. and ELBOUSHL I.M. (1980) The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite. In : Ophiolites; Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, A. Panayiotou ed.; p. 751-757.

ALABASTER T., PEARCE J.A. and MALPAS J. (1982) The volcanic stratygraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. Contrib. Mineral. Petrol., 81, p. 168-183.

ALLEMANN F. (1979) Time of emplacement of the Zhob valley ophiolites in Baluchistan and the Himalaya. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. DeJong, eds.; p. 215-242.

ALLEMANN F. and PETERS T. (1972) The ophiolite-radiolarite belt of the North Oman mountains. Eclogae Geol. Helv. 65, p. 657-698.

ALVAREZ F., VIRIEUX J. and LE PICHON X. (1984) Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase. Geophys. J. R. astr. Soc., 78, p. 389 -411.

ANDERSON D.L. (1984) The earth as a planet : paradigms and paradoxes. Science, 223, p. 347-355.

ANDERSON D.L. and REGAN J. (1983) Upper mantle anisotropy and the oceanic lithosphere. Geophys. Res. Lett., 10, p. 841-844.

ANDREWS-SPEED C.P. and BROOKFIELD M.E. (1983) Comment on "Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman" by R.G. Coleman. J. Geophys. Res., 88, B1, p. 609-611.

ARGAND E. (1924) La tectonique de l'Asie. Congr. Géol. Int. (13° session), n°1, pp. 171-372.

ARTHURTON R.S., ALAM G.S., AHMAD S.A. and IQBAL S. (1979) Geological history of the Alamreg-Mashki Chah area, Chagai District, Baluchistan. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. DeJong, eds.; p. 325-332.

ASRARULLAH, AHMAD Z. and ABBAS S.G. (1979) Ophiolites in Pakistan: an introduction. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. De Jong eds., p. 181-186.

AUDEN J.B. (1974) Afghanistan - West Pakistan. In: Mesozoïc; Spencer ed., Geol. Soc. London Spec. Bull , 4, p. 235-253.

AUGE T. (1982) Etude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Nord Oman. Relations entre les chromitites, comparaison avec deux complexes d'Arabie Saoudite. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Orléans, 255 p.

AUGE T. and ROBERTS S. (1982) Petrology and geochemistry of some chromitiferous bodies within the Oman ophiolite. Ofioliti, (2/3), p. 133-154.

BAILEY E.H. (1981) Geologic map of Muscat-Ibra area, Sultanate of Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, pocket map.

BAILEY E.H. and COLEMAN R.G. (1976) Mineral deposits in the Semail ophiolite of Northern Oman. Geol. Soc. America. Abstr., 7, (3), p. 293.

BANERJEE S.K. (1979) Remanent magnetization and magnetic mineralogy of pillow lavas and dykes from Semail ophiolite complex, Oman. EOS, 60, n° 46, p. 964.

BARTHOLOMEW I.D. (1983) The primary structures and fabrics of the upper mantle and lower crust from ophiolite complexes. Ph. D., The Open University.

BASSOULET J.P., BOULIN J., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. et MONTENAT C. (1980) L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. Mémoire du B.R.G.M., n°115, p.180-197.

BERBERIAN M. (1981) Active faulting and tectonics of Iran. In: Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic evolution; H.K. Gupta and F.M. Delany eds., Am. Geophys. Union, Geodynamics Series, 3, p. 33-69.

BERBERIAN F. and BERBERIAN M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic evolution; H.K. Gupta and F.M. Delany eds., Am. Geophys. Union, Geodynamics Series, 3, p. 5-32.

BERGER E.T. (1985) Le concept de dunites résiduelles et la signification pétrologique de certains magmas picritiques. Bull. Mineral., 108, p. 727-731.

BERGMAN E.A. and SOLOMON S.C. (1984) Source mechanism of earthquakes near mid-ocean ridges from body waveform inversion: implications for the early evolution of oceanic lithosphere. J. Geophys. Res., 89, B13, p. 11415-11441.

BERNOULLI D. and LEMOINE M. (1980) Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. Mémoire du B.R.G.M. n° 115, p. 168-179.

BIJU-DUVAL B. (1980) De la Téthys aux mers intra-alpines actuelles: introduction. Mémoire du B.R.G.M. n° 115, p. 232-243.

BLAISE J., BORDET P., CARBONNEL J.P. et MONTENAT C. (1978) Flyschs et ophiolites dans la région de Panjaw: une suture néocimmérienne en Afghanistan central. Bull. Soc. Géol. France, (7), XX, n°5, p. 795-798.

BLANDORF W.I. (1872) Note on Muscat and Massandim on the coast of Arabia. Rec. Geol. Surv. India, V. 5, p. 75-77.

BOTTINGA Y. and ALLEGRE C. (1976) Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere. Tectonophysics, 32, p. 9-59.

BOTTINGA Y. and ALLEGRE C. (1978) Partial melting under spreading ridges. Phil. Trans. R. Soc. London, A 288, p. 201-525.

BOUCHEZ J.-L. (1977) Le quartz et la cinematique des zones ductiles. These d'Etat, Nantes, 176 p.

BOUDIER F. (1976) Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piemontaises) - Etude structurale et pétrologique. Thèse d'Etat, Nantes, 163 p.

BOUDIER F. (1978) Microstructural study of three peridotite samples drilled at the western margin of the Mid-Atlantic ridge. IPOD, leg. 45. Initial Report.

BOUDIER F. and COLEMAN R.G. (1981) Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, Southeastern Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2573-2592.

BOUDIER F. et MICHARD A. (1981) The quiet obduction of oceanic crust, Oman ophiolite. Terra Cognita, 1, p. 109-118.

BOUDIER F. and NICOLAS A. (1977) Structural control on the partial melting of the Lanzo peridotite. AGU Chapman Conf. Proc., Oregon Dep. Geol. Min. Industries, Bull. 96.

BOUDIER F. and NICOLAS (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth Planet. Sci. Lett., 76, 84-92.

BOUDIER F., BOUCHEZ J.L., NICOLAS A., CANNAT M., CEULENEER G., MISSERI M. and MONTIGNY R. (1985) Kinematics of oceanic thrusting in the Oman ophiolite; model of plate convergence. Earth Planet. Sci. Lett., 75, p. 215-222.

BOUDIER F., NICOLAS A. and BOUCHEZ J.L. (1982) Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites. Nature, 296, p. 825-828.

BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., CRAMBERT S., DAHL R. et JUTEAU T. (1983) Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq. Sci. Géol. Strasbourg, Bull. 36, 1, p. 17-33.

BOULLIER A.M. and NICOLAS A. (1975) Classification of textures and fabrics of South African peridotite xenoliths from kimberlite. Physics Chem. Earth, 9, p. 467-476.

BRAAKMAN J.H., LEVELL B.K., MARTIN J.H., POTTER T.L. and VAN VLIET A. (1982) Late paleozoic Gondwana glaciation in Oman. Nature, 299, p. 48-50.

BRATT S.R. and PURDY G.M. (1984) Structure and variability of oceanic crust on the flanks of the East Pacific Rise between 11° and 13°N. J. Geophys. Res., 89, p. 6111-6125.

BRATT S.R. and SOLOMON S.C. (1984) Compressional and shear wave structure of the East Pacific Rise at 11°20'N : constraints from three-component ocean bottom seismometer data. J. Geophys. Res., 89, p. 6095-6110.

BROWN M. (1980) Textural and geochemical evidence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In : Ophiolites; Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979; A. Panayiotou ed., p. 714-721.

BROWN M.A. (1982) Chromite deposits and their ultramafic host rocks in the Oman ophiolite. Ph D., The Open University, 264 p.

BROWNING P. (1982) The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks of the Oman ophiolite. Ph. D., The Open University, 404 p.

BROWNING P. (1984) Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite : magma chamber depth and petrological implications. In: Ophiolites and Oceanic Lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 71-82.

BROWNING P. and SMEWING J.D. (1981) Processes in magma chambers beneath spreading axes : evidence from magmatic associations in the Oman ophiolite. J. Geol. Soc. London, 138, p. 279-280.

BRUNN J.H. (1960) Mise en place et différenciation pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 3, p.115-132.

BURCHFIEL B.C. (1980) Eastern european alpine system and the carpathian orocline as an example of collision tectonics. 63, p. 31-61.

CAKIR U., JUTEAU T. et WHITECHURCH H. (1978) Nouvelles preuves de l'écaillage intra-océanique précoce des ophiolites téthysiennes: les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti (Turquie). Bull. Soc. Géol. France, (7), XX, n°1, p.61-70.

CALDWELL J.G. and TURCOTTE D.L. (1979) Dependence of the thickness of the elastic oceanic lithosphere on age. J. Geophys. Res., 84, p. 7572-7576.

CANNAT M. (1983) Cinematique de charriages ophiolitiques (Klamath Mountains, Semail, Groix) et convergence océanique. Thèse de Doctorat de troisième cycle. Nantes. 159 p.

CARTER H.J. (1850) Geological observations on the igneous rocks of Muscat and its neighbourhood, and on limestone formation at their circumference : J. Bombay Branch Roy. Asiat. Soc., III, 2, p. 118-129.

CEULENEER G. and NICOLAS A. (1985) Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail Ophiolite, Oman). Mineralium Deposita, 20, p. 177-185.

CHEN J.H. and PALLISTER J.S. (1981) Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2669-2708.

CHOUKROUNE P., FRANCHETEAU J. et HEKINIAN R. (1985) Carte géologique de la ride Est Pacifique à 12°50' N. Bull. Soc. geol. France, 8, p. 145-148.

CHRISTENSEN N.I. and SMEWING J.D. (1981) Geology and seismic structure of the Northern section of the Oman ophiolite. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2545-2556.

CHRISTIANSEN F. (1982) Structural analysis of some ophiolitic chromites in Sultanate of Oman. Ofioliti, 2/3, p. 221-230.

COLEMAN R.G. (1971) Plate tectonic emplacement of upper-mantle peridotites along continental edges. J. Geophys. Res., 76, p. 1212-1222.

COLEMAN R.G. (1977) Ophiolites. Springer-Verlag. 229 p.

COLEMAN R.G. (1981) Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2497-2508.

COLEMAN R.G. (1984) Ophiolites and the tectonic evolution of the arabian peninsula. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 359-366.

COLEMAN R.G. and HOPSON C.A. (1981) Introduction to the Oman Ophiolite Special Issue. J. Geophys. Res., 86, B4, P. 2495-2496.

COLEMAN R.G. and PETERMAN Z.E. (1975) Oceanic plagiogranite. J. Geophys. Res., 80, p. 1099-1108.

CRANE K. (1985) The spacing of rift axis highs: dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere?. Earth Planet. Sci. Lett., 72, p. 405-414.

CRANE K., AIKMAN F., EMBLEY R., HAMMOND S., MALAHOFF A. and LUPTON J. (1985) The ditribution of geothermal fields on the Juan de Fuca ridge. J. Geophys. Res., 90,B1, p. 727-744.

DAHL R. (1984) Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif de Rustaq (bloc d'Haylayn); un modèle tridimentionnel de zone d'accrétion. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Clermont-Ferrand, 275 p.

DAHL R., JUTEAU T., BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. et CRAMBERT S. (1983) Ophiolites des nappes de Semail (Oman) : nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl. Sci. Géol. Strasbourg, Bull. 36, p. 35-59.

DAROT M. and BOUDIER F. (1975) Mineral lineations in deformed peridotites: kinematic meaning. Petrologie, I, 3, p. 225-236.

DAROT M. and GUEGUEN Y. (1981) High-temperature creep of forsterite single crystals. J. Geophys. Res., 86, B7, p. 6219-6234.

DAVIS E.E. and LISTER C.R.B. (1977) Heat flow measured over the Juan de Fuca ridge: evidence for widespread hydrothermal circulation in a highly heat transportive crust. J. Geophys. Res., 82, p. 4845-4860.

DEJONG K.A. and SUBHANI A.M. (1979) Note on the Bela ophiolites with special reference to the Kanar area: In: Geodynamics of Pakistan; K.A. DeJong and A. Farah, eds.; p. 263-270.

DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU-DUVAL B., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M., et LAUER J.P. (1985) Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000° s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. Géol. France, (8), I, n°5, p. 637-652.

DEWEY J.F. and BIRD J.M. (1970) Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res , 75, p. 2625-2647.

DEWEY J.F., PITMANN W.C., RYAN W.B.F. and BONNIN J. (1973) Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geological Society of America Bulletin, 84, p. 3137-3180.

DICK H.J.B , FISHER R.L. and BRYAN W.B. (1984) Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. Earth and Planetary Science Letters, 69, p. 88-106.

DUBERTRET L. (1953) Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Mus. Nat. Hist. Nat., Notes et Mémoires du Moyen Orient, 6.

EAST PACIFIC RISE STUDY GROUP (1981) Crustal processes of the mid-ocean ridge. Science, 213, p. 31-40.

FARAH A., ABBAS G., DEJONG K.A. and LAWRENCE R.D. (1984) Evolution of the lithosphere in Pakistan. Tectonophysics, 105, p. 207-227.

FARHOUDI G. and KARIG D.E. (1977) Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology, 5, p. 664-668.

FORSYTH D.W. (1975) The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle. Geophys. J. R. astr. Soc., 43, p. 103-162.

FORSYTH D.W. (1977) The evolution of the upper mantle beneath mid-ocean ridges. Tectonophysics, 38, p. 89-118.

FOX P.J. and GALLO D.G. (1984) A tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere. Tectonophysics , 104, p. 205-242.

FRANCHETEAU J. and BALLARD R.D. (1983) The East Pacific Rise near 21°N, 13°N and 20°S; inferences for along strike variability of axial processes. Earth and Planetary Science Letters, 64, p. 93-116.

FRANCIS T.J.G. (1969) Generation of seismic anisotropy in the upper mantle along the Mid-Oceanic Ridges. Nature, 221, p. 162-165.

GEALEY W.K. (1977) Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman mountains and adjacent areas. Geol. Soc. America Bull., 88, p.1183-1191.

GHENT E.D. and STOUT M.Z. (1981) Metamorphism at the base of the Semail ophiolite, Southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2557-2573.

GLENNIE K.W. (1977) Outline of the geology of Oman. Mém. h. sér. Soc. Géol. France n°8, p. 25-31.

GLENNIE K.W., BOEUF M.G.A, HUGHES CLARKE M.W., MOODY-STUART M., PILAAR W.F.H. and REINHARDT B.M. (1973) Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57 n°1, p. 5-27.

GLENNIE K.W., BOEUF M.G.A., HUGHES CLARKE M.W., MOODY-STUART M., PILAAR W.F.H. and REINHARDT B.M. (1974) Geology of the Oman mountains. Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Deel 31.

GLENNIE K.W. and REINHARDT B.M. (1974) Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution, Reply. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58, p. 895-898.

GOETZE C. and EVANS B. (1979) Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. Geophys. J. R. astr. Soc., 59, p. 463-478.

GRAHAM G.M. (1980a) Evolution of a passive margin and nappe emplacement in the Oman mountains. In : Ophiolites; Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979; Ed. by A. Panayiotou; p. 414-423.

GRAHAM G.M. (1980b) Structure and sedimentology of the Hawasina Window, Oman mountains. Ph.D., The Open University, 422 p.

GREENWOOD J.E.G.W. and LONEY P.E. (1968) Geology and mineral resources of the Trucial Oman Range. Inst. Geol. Sc. London.

GREGORY R.Y. (1984) Melt percolation beneath a spreading ridge : evidence from the Semail peridotite, Oman. In : Ophiolites and oceanic lithosphere; Ed. by I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton, Blackwell Scientific Publications, p. 55-62.

GREGORY R.T. and TAYLOR H.P. (1981) An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman : evidence for 18 O buffering of the oceans by deep (5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2737-2755.

GUEGUEN Y. (1979) High temperature olivine creep: evidence for control by edge dislocations. Geophys. Res. Lett., Vol. 6, n° 5, p. 357-360.

GUEGUEN Y. and DAROT M. (1980) Microstructures and stresses in naturally deformed peridotites. Rock Mechanics, Suppl. 9, p. 159-172.

HALL R. (1984) Ophiolites: figments of oceanic lithosphere? In: Ophiolites and oceanic lithosphere; ed. by I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton; Blackwell Scientific Publications, p. 393-403.

HAMLYN P.R. and BONATTI E. (1980) Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian ocean : implications for the nature of the oceanic upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 48, p. 65-79.

HAREMBOURE J. and HORSTINK J. (1967) Mesozoic nappes in the Oman mountains - a hypothesis. P.D.Oman Ltd. Rept. (unpub.).

HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. and WALTERS R. (1982) A geologic time scale. Cambridge University Press, Cambridge, 131 p..

HELGASON J. and ZENTILLI M. (1985) Field characteristics of laterally emplaced dikes: anatomy of an exhumed miocene dike swarm in Reydarfjördur, eastern Iceland. Tectonophysics, 115, p. 247-274.

HERRON T.J., LUDWIG W.J., STOFFA P.L., KAN T.K. and BUHL P. (1978) Structure of the East Pacific Rise crest from multichannel seismic reflection data. J. Geophys. Res., 83, p. 798-804.

HERRON T.J , STOFFA P.L. and BUHL P. (1980) Magma chamber and mantle reflections - East Pacific Rise. Geophys. Res. Lett., 7, p. 989-992.

HESS H.H. (1962) History of ocean basins. In: Petrologic studies, Buddington volume; A.E.J. Engle, H.L. James and B.L. Leonard, eds.; pp. 599-620.

HEY R. (1977) A new class of "pseudofaults" and their bearing on plate tectonics : a propagating rift model. Earth and Planetary Science Letters, 37, p. 321-325.

HEY R. and VOGT P. (1977) Spreading center jumps and sub-axial asthenosphere flow near the Galapagos hotspot. Tectonophysics, 37, p. 41-52.

HEY R. and WILSON D.S. (1982) Propagating rift explanation for the tectonic evolution of the northeast Pacific - the pseudomovie. Earth and Planetary Science Letters, 58, p. 167-188.

HEY R., DUENNEBIER F.K. and MORGAN W.J. (1980) Propagating rifts on midocean ridges. J. Geophys. Res., 85, B7, p. 3647-3658.

HOPSON C.A., COLEMAN R.G., GREGORY R.T., PALLISTER J.S. and BAILEY E.H. (1981) Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman mountains. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2527-2544.

HOPSON C.A. and PALLISTER J.S. (1980) Small ophiolite magma chamber : I. Evidence from gabbro phase variation, internal structure and layering. In : Ophiolites, Proceeding International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979; Ed. by A. Panayiotou; p. 402-404.

HOUSEMAN G.A. (1983) The deep structure of ocean ridges in a convecting mantle. Earth and Planetary Science Letters, 64, p. 283-294.

HUDSON R.G.S. (1960) The Permian and Trias of the Oman Peninsula, Arabia. Geol. Mag. Vol. XCVII n°4, p. 299-308.

HUDSON R.G.S. and CHATTON M. (1959) The Musandam limestone (Jurassic to Lower Cretaceous) of Oman, Arabia. Paris, Mus. Nat. d'Histoire Naturelle, Notes et Mémoires Moyen-Orient, t.7, p. 69-93.

HUDSON R.G.S., BROWNE R.V. and CHATTON M. (1954a) The structure and stratigraphy of the Jebel Qamar area, Oman. Geol. Soc. London Proc , n° 1513, p. XCIX - CIV.

HUDSON R.G.S., McGUGAN A. and MORTON D.M. (1954b) The structure of the Jebel Hagab area, Trucial Oman : Geol. Soc. London Quart. Jour., 84-4, p. 585-670.

JACOB K.H. and QUITTMEYER R.L. (1979) The Makran region of Pakistan and Iran : trench-arc system with active plate subduction. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. De Jong eds., p. 305-317.

JEMSEK J., VON HERZEN R., REHAULT J.P., WILLIAMS D.L. and SCLATER J. (1985) Heat flow and lithospheric thinning in the ligurian basin. Geophys. Res. Lett., 12, p. 693-696.

JUTEAU T., LAPIERRE H., NICOLAS A., PARROT J.F., RICOU L.E., ROCCI G. et ROLLET M. (1973) Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. Bull. Soc. Géol. France, (7), XV, p. 478-493.

JUTEAU T., NICOLAS A., DUBESSY J., FRUCHARD J.-C. et BOUCHEZ J.-L. (1977) Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: possible model for an oceanic ridge. Geol. Soc. America Bill., 88, p. 1740-1748.

JUTEAU T. and WHITECHURCH H. (1980) The magmatic cumulates of Antalaya (Turkey) : evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In: Ophiolites, Cyprus 1979; A. Panayiotou ed., p. 377-392.

KARATO S.I. (1984) Grain-size distribution and rheology of the upper-mantle. Tectonophysics, 104, p. 155-176.

KARATO S., TORIUMI M. and FUJII T. (1980) Dynamic recrystallization of olivine single crystals during high-temperature creep. Geophys. Res. Lett., 7, p. 649-652.

KARIG D.E., ANDERSON R.N. and BIBEE L.D. (1978) Characteristics of back arc spreading in the Mariana trough. Geophys. Res., 83, p. 1213-1226.

KARIG D.E., CALDWELL J.G. and PARMENTIER E.M. (1976) Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere. J. Geophys. Res., 81, p. 6281-6291.

KEEN C.E. (1985) The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces. Geophys. J. R. astr. Soc., 80, p. 95-120.

KEMPNER W.C. and GETTRUST J.F. (1982) Ophiolites, synthetic seismograms and ocean crustal structure. 1. Comparison of ocean bottom seismometer data and synthetic seismograms for the Bay of Islands ophiolite. J. Geophys. Res., 87, B10, p. 8447-8462.

KEMPNER W.C. and GETTRUST J.F. (1982) Ophiolites, synthetic seismograms and oceanic crustal structure. 2. A comparison of synthetic seismograms of the Samail ophiolite, Oman and the ROSE Refraction Data from the East Pacific Rise. J. Geophys. Res., 87, B10, p. 8463-8476.

KIDD R.G.W. and CANN J.R. (1974) Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos complex, Cyprus. Earth and Planet Sci. Lett., 24, p. 151-155.

KIRBY S.H. (1983) Rheology of the lithosphere. Reviews of Geophysics and Space Physics, 21, p. 1458-1487.

KIRBY S.H. and KRONENBERG A.K. (1984) Deformation of clinopyroxenite : evidence for a transition in flow mechanisms and semibrittle behavior. J. Geophys. Res., 89, B5, p. 3177-3192.

KUZNIR N.J. (1980) Thermal evolution of the oceanic crust: its dependence on spreading rate and effect on crustal structure. Geophys. J.R. astr. Soc., 39, p. 167-181.

LAGABRIELLE Y. WHITECHURCH H., JUTEAU T., REUBER I. et GUILLOCHEAU F. (1983) Les brèches ophiolitiques de la région de Kemer (ophiolites d'Antalya, Turquie): formations détritiques supra-ophiolitiques contemporaines de l'obduction. Séance spécialisée de la Soc. Geol. de France, Brest, Dec. 1985.

LANPHERE M.A. (1981) K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2777-2782.

LANPHERE M.A., COLEMAN R.G. and HOPSON C.A. (1981) Sr isotopic tracer study of the Samail ophiolite, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2709-2720.

LEDOUARAN S. and FRANCHETEAU J. (1981) Axial depth anomalies from 10° to 50° north along the Mid-Atlantic Ridge: correlation with other mantle properties. Earth and Planetary Science Letters, 54, p. 29-47.

LEES G.M. (1928) The geology and tectonics of Oman and of parts of southeastern Arabia : Geol. Soc. London Quart. Jour., Vol. 84 n°336, p.585-670.

LENSCH G. and SCHMIDT K. (1984) Plate tectonics, orogeny and mineralization in the iranian fold belts, results and conclusions. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168, p. 558-568.

LENSCH G., SCHMIDT K. and DAVOUDZADEH M. (1984) Intoduction to the geology of Iran. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168, p. 155-164.

LE PICHON X. (1968) Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, p. 3661-3697.

LE PICHON X. and HUCHON P. (1984) Geoid, Pangea and convection. Earth and Planetary Science Letters, 67, p. 123-135.

LE PICHON X., ANGELIER J. and SIBUET J.C. (1982) Plate boundaries and extensional tectonics. Tectonophysics, 81, p. 239-256.

LEWIS B.T.R. (1982) Constraints on the structure of the East Pacific Rise from gravity. J. Geophys. Res., 87, B10, p. 8491-8500.

LEWIS B.T.R and GARMANY J.D. (1982) Constraints on the structure of the East Pacific Rise from seismic refraction data. J. Geophys. Res., 87, B10, p. 8417-8425.

LIPPARD S.J. (1983) Cretaceous high pressure metamorphism in SE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. J. Geol. Soc. London, 140, p. 97-104.

LIPPARD S.J. (1984) Petrology of alkali wehrlite sills in the Oman mountains. Mineralogical magazine, 48, p. 13-20.

LIPPARD S.J. and REX D.C. (1982) K-Ar ages of alkaline igneous rocks in the northern Oman mountains, NE Arabia, and their relations to rifting, passive margin development and destruction of the Oman Tethys. Geol. Mag. 119 (5), p. 497-503.

LIPPARD S J., SMEWING J.D., ROTHERY D.A. and BROWNING P. (1982) The geology of the Dibba zone, northern Oman mountains; a preliminary study. J. Geol. Soc. London, 139, I, p. 59-66. a three-layer model. J. Geophys. Res., 79, p. 1230-1232.

LONSDALE P. (1983) Overlapping rift zones at the 5.5°S offset of the East Pacific Rise. J. Geophys. Res., 88, B11, p. 9393-9406.

LONSDALE P. (1985) Linear volcanoes along the Pacific-Cocos plate boundary, 9°N to the Galapagos triple junction. Tectonophysics, 116, p. 255-279.

LOWRIE W. (1980) A paleomagnetic overview of the Alpine system. Mémoire du B.R.G.M. n° 115, p. 316-330.

LUYENDYK B.P. and DAY R. (1982) Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 2. The Wadi Kadir gabbro section. J. Geophys. Res., 87, B13, pages 10, 903-10 - 917.

LUYENDYK B.P., LAWS B.R., DAY R. and COLLINSON T.B. (1982) Paleomagnetism of the Semail ophiolite, Oman, 1. The sheeted dyke complex at Ibra. J. Geophys. Res., 87, B13, pages 10, 883-10 - 902.

McCULLOCH M.T., GREGORY R.T., WASSERBURG G.J. and TAYLOR H.P. (1980) A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the cretaceous Samail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 46, p. 201-211.

McCULLOCH M.T., GREGORY R.T., WASSERBURG G.J. and TAYLOR H.P. (1981) Sm-Nd, Rb-Sr and 180/160 isotopic systematics in an oceanic crustal section : evidence from the Samail ophiolite. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2721-2736.

MACDONALD K.C. (1982) Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10, p. 155-190.

MACDONALD K.C. (1983a) Overlapping spreading centres : new accretion geometry on the East Pacific Rise. Nature, 302, p. 55-58.

MACDONALD K.C. (1983b) Crustal processes at spreading centers. Rev. Geophys. Space Phys., 21, p. 1441-1454.

MACDONALD K.C, SEMPERE J.C. and FOX P.J. (1984) East Pacific Rise from Siqueiros to Orozco fracture zones : along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers. J. Geophys. Res., 89, B7, p. 6049-6069.

McKENZIE D.P. (1967) Some remarks on heat flow and gravity anomalies. J. Geophys. Res., 72, p. 6261-6273.

McKENZIE D.P. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. Astron. Soc., 30, p. 109-185.

McKENZIE D.P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40, p.25-32.

McKENZIE D.P. (1984) The generation and compaction of partially molten rocks. J. of Petrl., 25, p. 713-765.

McKENZIE D.P. and SCLATER J.G. (1971) The evolution of the Indian Oceanic since the Late Cretaceous. Roy. Astr. Soc. Geophys. J. , 25, p. 437-528.

MANGHNANI M.H. and COLEMAN R.G. (1981) Gravity profiles across the Samail ophiolite, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2509-2526.

MERCIER J.C. and NICOLAS A. (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. J. of Petrology, 16, p. 454-487.

MICHAEL P.J. and BONATTI E. (1985) Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. Earth and Planet. Sci. Lett., 73, p. 91-104.

MICHARD A. (preprint) Les nappes de Mascate (Oman), rampe épicontinentale d'obduction à faciès schiste bleu, la dualité apparente des ophiolites omanaises.

MICHARD A., BOUCHEZ J.L. et MISSERI, M. (1981) Les nappes métamorphiques de Mascate, nouvel élément infra-ophiolitique en Oman. First European Union of Geosciences, Strasbourg, in Terra Cognita 1 (abstr.).

MICHARD A., BOUCHEZ J.L. and OUAZZANI-TOUHAMI M. (1984) Obduction - related planar and linear fabrics in Oman. J. Struct. Geology, 6, 1/2, p. 39-49.

MISSERI M. (1982) Structure des massifs ophiolitiques de Canyon Mountain (Oregon) et de Wadi Tayin (Oman) : lithosphère d'arc insulaire, lithosphère océanique. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Nantes, 156 p.

MOLNAR P. and ATWATER T. (1978) Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. Earth Planet. Sci. Lett., 41, p. 330-340.

MONTENAT C. et BLONDEAU A. (1977) Premier aperçu du tertiaire d'Oman (Péninsule arabique orientale). Bull. Soc. Géol. France, 19, p. 1285-1295.

MONTENAT C., SORNAY J , VACHARD D., BORDET P., CARBONNEL J.P. et DESMET A. (1979) Un jalon de la Mésogée éocrétacée dans la région de Kandahar. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 289, p.651-655.

MOODY J.D. (1974) Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution, Discussion. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull , 58, p. 889-895.

MORGAN J.P. (1968) Rises, trenches, great faults and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73, p. 1959-1982.

MORTON D.M. (1959) The geology of Oman. Proc. 5th World Pet. Congr. New York, Sect. I, paper 14, p. 277-290.

MOSELEY F. and ABBOTTS I.L. (1979) The ophiolite mélange of Masirah, Oman. J. Geol. Soc. London, 136, p. 713-724.

MURRIS R.J. (1980) Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. The American Association of Petroleum Geologists Bull., 64, p. 597-618.

NATAF H.C., NAKANISHI I. and ANDERSON D.L. (1984) Anisotropy and shear-velocity heterogeneities in the upper mantle. Geophys. Res. Lett., 11, p. 109-112.

NEAL C. and STANGER G. (1983) Hydrogen generation from mantle source rocks in Oman. Earth Planet. Sci. Lett., 66, p. 315-320.

NEARY C.R. and BROWN M.A. (1979) Chromites from the Al'Ays complex, Saudi Arabia and the Semail complex, Oman. In : "Evolution and mineralization of the arabian shield". Al-Shanti, A.M.S. ed., I.A.G. Bull , 2, p. 193-205.

NEUMAYR M. (1885) Die geographische Verbreitung der Jura formation. Denkschr. k. Acad. Wiss., Wien, Math. Nat. Cl, 50/1, p. 57-144.

NICOLAS A. (1976) Flow in upper-mantle rocks : some geophysical and geodynamic consequences. Tectonophysics, 32, p. 93-106.

NICOLAS A. (1978) Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 288, p. 49-57.

* NICOLAS (1985) Origine residuelle d'olivine a contours automorphes. Bull. Mineral., 108, p. 725-726.

NICOLAS A. (sous presse) A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites. J. Petrol.

NICOLAS A. and JACKSON M. (1972) Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée; implications géotectoniques. Bull. Suisse Min. Pétr., 53/3, p. 385-401.

NICOLAS A. and JACKSON M. (1982) High temperature dikes in peridotites : origin by hydraulic fracturing. J. Petrology, 23, p. 568-582.

NICOLAS A. and LE PICHON X. (1980) Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites. Earth Planet. Sci. Lett., 46, p. 397-406.

NICOLAS A. and POIRIER J.P. (1976) Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. J. Wiley & Sons, 444 p.

* NICOLAS A. and PRINZHOFER A. (1983) Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites : structural evidence. J. Petrology, 24, 2, p.188-206.

NICOLAS A. and RABINOWICZ M. (1984) Mantle flow pattern at oceanic spreading centres : relation with ophiolitic and oceanic structures. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 147-151.

NICOLAS A. and VIOLETTE J.F. (1982) Mantle flow beneath oceanic ridges : models derived from ophiolites. Tectonophysics, 81, p. 319-339.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.-L., BOUDIER F. et MERCIER J.C. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. Tectoniphysics, p. 12, 55-86.

NICOLAS A., BOUDIER F. and BOUCHEZ J.L. (1980) Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. Am. J. Sci., 280 A, p. 192-210.

NICOLAS A., BOUDIER F. and BOULLIER A.M. (1973) Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Am. J. Sci., 273, p. 853-876.

OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.M. (1982) Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. Bull. Soc. Géol. France, (7), XXIV, p. 875-892.

ORCUTT J.A., McCLAIN J.S. and BURNETT M. (1984) Evolution of the ocean crust : results from recent seismic experiments. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 7-16.

PALLISTER J.S. (1981) Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2661-2672.

PALLISTER J.S. (1984) Parent magmas of the Samail ophiolite, Oman. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 63-70.

PALLISTER J.S. and HOPSON C.A. (1980) Semail ophiolite magma chamber : II. Evidence from the cryptic variation and mineral chemistry. In: Ophiolites; Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979; A. Panayiotou ed., p. 405-406.

PALLISTER J.S. and HOPSON C.A. (1981) Samail ophiolite plutonic suite : field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2593-2644.

PALLISTER J.S. and KNIGHT R.J. (1981) Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2673-2698.

PARKER R.L. and OLDENBURG D.W. (1973) Thermal model of ocean ridges. Nature Physical Science, 242, p. 137-139.

PARMENTIER E.M. and FORSYTH D.W. (1985) Three-dimensional flow beneath a slow spreading ridge axis : a dynamic contribution to the deepening of the median valley toward fracture zones. J. Geophys. Res., 90, B1, p. 678-684.

PARSONS B. and SCLATER J.G. (1977) An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. J. Geophys. Res., 82, 803-827.

PATRIAT P. and ACHACHE J. (1984) India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plate. Nature, 311, p.615-621.

PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J. and OLIVET J.L. (1982) Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. Géol. France, (7), XXIV, p. 363-373.

PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W. and SEARLE M.P. (1981) The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex : evidences and implications. Phill. Trans. R. Soc. London A300, p. 299-317.

PESELNICK L. and NICOLAS A. (1978) Seismic anisotropy in an ophiolitic peridotite : application to oceanic upper mantle. J. Geophys. Res., 83, p. 1227-1235.

PILGRIM G. (1908) Geology of the Persian Gulf and adjoining portions of Persia and Arabia. Geol. Inst. India Mem., Vol. 34, p. 4.

POST R.L. (1977) High-temperature creep of Mt. Burnet dunite. Tectonophysics, 42, p. 75-110.

POWELL C.McA. (1979) A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: some constraints from the Indian ocean. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K.A. DeJong, eds.; p. 5-24.

PRINZHOFER A. and NICOLAS A. (1980) The Bogota peninsula : a possible oceanic transform fault. J. Geol., 88, p. 387-398.

QUITTMEYER R.C., FARAH A. and JACOB K.H. (1979) The seismicity of Pakistan and its relation to surface faults. In: A. Farah and K.A. De Jong eds., Geodynamics of Pakistan, Geol. Survey of Pakistan, p.271-284.

RABINOWICZ M., NICOLAS A. and VIGNERESSE J.L. (1984) A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. Earth Planet. Sci. Lett., 67, p. 97-108.

RAHGOSHAY M., JUTEAU T. et WHITECHURCH H. (1981) Kizilyuksek Tépé : un gisement exceptionnel de chromite stratiforme dans un complexe ophiolitique (massif de Pozanti-Karsanti, Taurus, Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris, 293, II, p. 765-770.

RAITT R.W., SHOR G.G., FRANCIS T.J.G. and MORRIS G.B. (1969) Anisotropy of the Pacific upper mantle. J. Geophys. Res., 74, p. 3095-3109.

RAITT R.W., SHOR G.G., MORRIS G.B. and KIRK H.K. (1971) Mantle anisotropy in the Pacific ocean. Tectonophysics, 12, p. 173-186.

RAMSAY J.G. (1980) Shear zones geometry : a review. J. Struct. Geol., 2, p. 83-99.

REGAN J. and ANDERSON D.L. (1984) Anisotropic models of the upper mantle. Physics Earth Planet. Int., 35, p. 227-263.

REID I., ORCUTT J.A. and PROTHERO W.A. (1977) Seismic evidence for a narrow zone of partial melting underlying the East Pacific Rise at 21°N. Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 678-682.

REINHARDT B.M. (1970) On the genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman geosyncline. Geologie en Mijnbouw 49-2, p. 161-163.

REUBER I. (1985) Mylonitic ductile shear zones within tectonites and cumulates as evidence for an oceanic transform fault in the Antalya ophiolite, S.W. Turkey. In: The geological evolution of the Eastern Mediterranean; J.E. Dixon and A.H.F. Robertson eds., Blackwell Scientific Publications, p.319-334.

RICHTER F.M. (1984) Regionalized models for the thermal evolution of the Earth. Earth Planet. Sci. Lett., 68, p. 471-484.

RICOU L.E. (1971) Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. (2), XIII 4, p. 327-350.

RICOU L.E., ZONENSHAIN L.P., DERCOURT J., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.M., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. et BIJU-DUVAL B. (1985) Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. Bull. Soc. Géol. France, (8), I, p.625-635.

ROBERTSON A.H.F. and WOODCOCK N.H. (1983a) Zabyat formation, Semail nappe, Oman : sedimentation on to an emplacing ophiolite. Sedimentology, 30, p. 105-116.

ROBERTSON A.H.F. and WOODCOCK N.H. (1983b) Genesis of the Batinah mélange above the Semail ophiolite, Oman. J. of Struct. Geol., 5, 1, p. 1-17.

ROSENCRANTZ E. (1983) The structure of sheeted dikes and associated rocks in North Arm massif, Bay of Island ophiolite complex, and the intrusive process at oceanic spreading centers. Can. J. Earth Sci., 20, p. 787-801.

ROSENDAHL B.R., RAITT R.W., DORMAN L.M. BIBEE L.D., HUSSONG D.M. and SUTTON G.H. (1976) Evolution of oceanic crust, 1, A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data. J. Geophys. Res., 81, p. 5294-5304.

ROSS J.V., AVE LALLEMANT H.G. and CARTER N.L. (1980) Stress dependence of recrystallized grain and subgrain size in olivine. Tectonophysics, 70, p. 39-61.

ROTHERY D.A. (1982a) The evolution of the Wuqbah block and the applications of remote sensing in the Oman ophiolite. Ph. D. thesis, the Open University, 414 p.

ROTHERY D.A. (1982b) Supervised maximum-likelihood classification and post classification filtering using MSS Imagery for lithological mapping in the Oman ophiolite. International symposium of remote sensing of environment, Texas, December 6-10 1982.

ROTHERY D.A. (1983) The base of the seeted dyke complex, Oman ophiolite : implications for magma chambers at oceanic spreading axis. J. Geol. Soc. London, 140, 2, p. 287-296.

ROTHERY D.A. (1984) The role of LANDSAT MSS Imagery in mapping the Oman ophiolite. In: Ophiolites and oceanic lithosphere, I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 405-413.

ROTHERY D.A. and MILTON D.J. (1981) Lithological discrimination in an ophiolite terrain : Landsat MSS Imagery and reflectance measurements in Oman. In: ??? J.A. Allan and Bradshav; Remote sensing in geological and terrain studies; Remote Sensing Society, London.

ROUTHIER P. (1946) Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C.R. Acad. Sci., 222, p. 192-194.

SCHMIDT K. and SOFFEL H.C. (1984) Mesozoic-Cenozoic geological events in Central-East Iran and their relation to paleo-magnetic results. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168, 213.

SCHUBERT G., FROIDEVAUX C. and YUEN D.A. (1976) Oceanic lithosphere and asthenosphere : thermal and mechanical structure. J. Geophys. Res., 81, p. 3525-3540.

SCHULT F.R. and GORDON R.G. (1984) Root mean square velocities of the continents with respect to the hot spots since the Early Jurassic. J. Geophys. Res., 89, B3, p. 1789-1800.

SCLATER J.G. and FISCHER R.L. (1974) Evolution of the East Central Indian ocean with emphasis on the tectonic setting of the ninetyeast ridge. Geol. Soc. America Bull., 85, p. 683-702.

SCLATER J.G. and FRANCHETEAU J. (1970) The implications of terrestrial heat flow observations and current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 20, p. 509-542.

SCLATER J.G., ANDERSON R.N. and BELL M.L. (1971) The elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. J. Geophs. Res., 76, p. 7888-7915.

SCLATER J.G., JAUPART C. and GALSON D. (1980) The heat flow through oceanic and continental crust and heat loss of the earth. J. Geophys. Res , 18, p. 269-311.

SEARLE M.P. (1980) The metamorphic sheet and underlying volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the northern Oman mountains of Arabia. Ph. D. thesis, the Open University, 213 p.

SEARLE M.P. (1984) Alkaline peridotite, pyroxenite, and gabbroic intrusions in the Oman Mountains, Arabia. Can.J. Earth Sci., 21, p. 396-406.

SEARLE M.P. (1985) Sequence of thrusting and origin of culminations in the northern and central Oman mountains. J. Struct. Geol., 7, p. 129-143.

SEARLE M.P. and GRAHAM G.M. (1982) Oman exotics : oceanic carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting. Geology, 10, p. 43-49.

SEARLE M P., LIPPARD S.J., SMEWING J.D. and REX D.C. (1980) Volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the northern Oman mountains and their tectonic significance in the Mesozoic evolution of Tethys. J. Geol. Soc., London, 137, p. 589-604.

SEARLE M.P. and MALPAS J. (1980) Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. Trans. Roy. Soc. Edinburgh 71, p. 247-262.

SEARLE M.P. and MALPAS J. (1982) Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman mountains. J. Geol. Soc. London, 139, p. 235-248.

SEARLE M.P. and STEVENS R.K. (1984) Obduction, processes in ancient, modern and future ophiolites. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds , Blackwell Scientific Publications, p. 303.320.

SEARLE R. (1984) Gloria survey of the East Pacific Rise near 3.5°S : tectonic and volcanic characteristics of a fast spreading mid-ocean rise. Tectonophysics, 101, p. 319-344.

SENGOR A.M.C. (1979) Mid-Mezosoic closure of permo-triasic Tethys and its implications. Nature, 279, p. 590-593.

SENGOR A.M.C., YILMAZ Y. and SUNGURLU O. (1985) Tectonics of the mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: The geological evolution of the eastern Mediterranean, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson eds., Spec. publ. Geol. Soc., Blackwell Scientific Publications, 848 p.

SHAW H.R. (1980) The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: Physics of magmatic processes; R.B. Hargraves ed., Princeton University Press, p. 201-264.

SHELTON A. W. (1984) Geophysical studies on the northern Oman ophiolite. Ph.D. thesis, the Open University, 353 pp.

SHEARER P. and ORCUTT J. (1985) Anisotropy in the oceanic lithosphere - theory and observations from the Ngendei seismic refraction experiment in the south-west Pacific. Geophys. J. R. astr. Soc., 80, p. 493-526.

SLEEP N.H. (1975) Formation of oceanic crust : some thermal constraints. J. Geophys. Res., 80, p. 4037-4042.

SLEEP N.H. (1978) Thermal structure and kinematics of mid-oceanic ridge axis, some implications to basaltic volcanism. Geophys. Res. Lett., 5, p.426-428.

SLEEP N.H. (1984) Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities : an alternative to mantle plumes ?. J. Geophys. Res., 89, B12, p. 10029-10041.

SLEEP N.H. and BIEHLER S. (1970) Topography and tectonics at the intersections of fracture zones with central rifts. J. Geophys. Res., 75, p. 2748-2752.

SLEEP N.H. and ROSENDAHL B.R. (1979) Topography and tectonics of mid-ocean ridge axis. J. Geophys. Res., 84, 6831-6839.

SMEWING J.D. (1980) An upper cretaceous ridge-transform intersection in the Oman ophiolite. In: Ophiolites; Proceeding International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, A. Panayiotou ed., p. 407-413.

SMEWING J.D. (1980b) Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. Ofioliti, special issue "Tethyan ophiolites", 2, p. 335-378.

SMEWING J.D. (1981) Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axis : evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2645-2660.

SMEWING J.D., CHRISTENSEN N.I., BARTHOLOMEW I.D. and BROWNING P. (1984) The structure of the oceanic upper mantle and lower crust in the northern section of the Oman ophiolite. In: Ophiolites and oceanic lithosphere; I.G. Gass, S.J. Lippard and A.W. Shelton eds., Blackwell Scientific Publications, p. 41-55.

SMEWING J.D., SIMONIAN K.O., ELBOUSHI I.M. and GASS I.G. (1978) Mineralized fault zone parallel to the Oman ophiolite spreading axis. Geology, 5, p. 534-538.

SMITH A.G. (1971) Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 2039-2070.

STANGER G. and NEAL C. (1984) A new occurrence of suolunite, from Oman. Mineralogical magazine, 48, 1, p. 143-146.

STOCKLIN J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52, p. 1229-1258.

STONELEY R. (1975) On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region. Tectonophysics, 25, p. 303-322.

SUESS E. (1893) Are great oceans depths permanent ?. Nat. Sci., 2, p. 180-187.

TAKIN M. (1972) Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235, p. 147-150.

TANIMOTO T. and ANDERSON D.L. (1984) Mapping convection in the mantle. Geophys. Res. Lett., 11, p. 287-290.

TANIMOTO T. and ANDERSON D.L. (1985) Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy of the upper mantle : Love and Rayleigh. J. Geophys. Res., 90, B2, p. 1842-1858.

*TAPPONNIER P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Geol. France, (7), XIX, p. 437-460.

TAPPONNIER P. and FRANCHETEAU J. (1978) Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. J. Geophys. Res., 83, B8, p. 3955 3970.

TAPPONNIER P. and MOLNAR P. (1976) Slip line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 264, p. 319-324.

TAPPONNIER P., MATTAUER M., PROUST F. and CASSAIGNEAU C. (1981) Mesozoic ophiolites, sutures and large-scale tectonic movements in Afghanistan. Earth Planet. Sci. Lett., 52, p. 355-371.

TAYLOR B. and KARNER G.D. (1983) On the evolution of marginal basins. Rev. Geophys. Space Phys., 21, p. 1727-1741.

TILTON G.R., HOPSON C A. and WRIGHT J.E. (1981) Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to tethyan ocean ridge tectonics. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2763-2776.

TIPPIT G.R., PESSAGNO E.A. and SMEWING J.D. (1981) The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite. J. Geophys. Res., 86, B4, p. 2756-2762.

TSCHOPP R.H. (1967) The general geology of Oman. Proc. 7th World Petr. Congr. Mexico, 2, p.231-242.

TURCOTTE D.L. and SCHUBERT G. (1982) Geodynamics. John Wiley & Sons, 450 p.

VINE F.J. and MATTHEWS D.H. (1963) Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199, p. 947.

VOGT P.R. and JOHNSON G.L. (1975) Transform faults and longitudinal flow below the midoceanic ridge. J. Geophys. Res., 80, p. 1399-1428.

WATTS A.B., BODINE J.H. and STECKLER M.S. (1980) Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere. J. Geophys. Res., 85, B11, p. 6369-6376.

WEGENER A. (1915) Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlung Vieweg, Tagesfragen aus den Gebieten der naturwissenschoften und der Tecknik. H. 23, Braunschweig Vieweg, 94 pp.

WELLAND M.J.P. (1975) Late cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution : discussion. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59, p. 1686-1688.

WELLAND M.J.P. and MITCHELL A.H.G. (1977) Emplacement of the Oman ophiolite : a mechanism related to subduction and collision. Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 1081-1088.

WHITE R.S. (1979) Deformation of the Makran continental margin. In: Geodynamics of Pakistan; A. Farah and K A. DeJong, eds , p. 295-304.

WHITE R.S. (1985) Pull-apart basins on the Murray ridge, Northwest Indian ocean. Terra Cognita, 5, p. 178.

WHITE R.S. and KLITGORD K. (1976) Sediment deformation and plate tectonics in the gulf of Oman. Earth Planet. Sci. Lett., 32, p.199-209.

WHITE R.S. and ROSS D.A. (1979) Tectonics of the western Gulf of Oman. J. Geophys. Res., 84 nº B7, p. 3479-3489.

WHITECHURCH H. et JUTEAU T. (1983) Ophiolites téthysiennes: discussion sur le taux d'expansion, le magmatisme et leur histoire intraocéanique. Séance spéc. Soc. Géol. France et A.T.P. Géol. Géophys. Océans, Brest, abstr., p.95.

WHITECHURCH H. et PARROT J.F. (1974) Les écailles métamorphiques infrapéridotitiques du Baer-Bassit (Nord Ouest de la Syrie). Cah. ORSTOM, sér. Géol., VI, p. 173-184.

WHITECHURCH H., MARCOUX J., JUTEAU T., REUBER I., LAGABRIELLE Y. and MONTIGNY R. (1985) Geological and geochronologic constraints for ophiolite obduction in the Taurus belt (Turkey). Terra Cognita, 5, nº2/3, abstr , p. 127.

WIENS D.A. and STEIN S. (1984) Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere. J. Geophys. Res., 89, B13, p. 11442-11464.

WILSON H.H. (1969) Late Cretaceous eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. Vol. 53-3, p. 626-671.

WOODCOCK N.H. and ROBERTSON A.H.F. (1982a) The upper Batinah complex, Oman : allochtonous sediment sheets above the Semail ophiolite. Can. J. Earth Sci., 19, p. 1635-1656.

WOODCOCK N H. and ROBERTSON A.H.F. (1982b) Stratigraphy of the mesozoic rocks above the Semail ophiolite, Oman. Geol. Mag., 119 (1), p. 67-76.

WOODCOCK N.H. and ROBERTSON A.H.F. (1982c) Wrench and thrust tectonics along a Mesozoic-Cenosoic continental margin: Antalya complex, SW Turkey. J. Geol. Soc., 139, p. 147-163.

WOODHOUSE J.H. and DZIEWONSKI A.M. (1984) Mapping the upper mantle : three-dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms. J. Geophys. Res., 89, B7, p. 5953-5986.

YAMANO M. and UYEDA S. (1985) Possible effects of collisions on plate motions. Tectonophysics, 119, p. 223-244.

YAZGAN E., MICHARD A., WHITECHURCH H. et MONTIGNY R. (1983) Le Taurus de Malatya (Turquie orientale), élément de la suture sud-téthysienne. Bull. Soc. Géol. France, 7, XXV, p. 59-69.

ZONENSHAIN L.P., KUZMIN M.I. and KONONOV M.V. (1985) Absolute reconstructions of the paleozoic oceans. Earth Planet. Sci. Lett., 74, p. 103-116.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Légendes des photographies

1. **Microstructure équigranulaire à gros grain.**
Harzburgite déprimée, massif de Sumail.
Polariseurs croisés.

2. **Microstructure transitionnelle** entre la microstructure équigranulaire à gros grain et la microstructure porphyroclastique.
Noter les quelques porphyroclastes kinkés et le développement d'une matrice recristallisée.
Harzburgite déprimée, massif de Sarami.
Polariseurs croisés.

3. **Mauvaise restauration** (sous-joints serrés et extinction onduleuse) de l'olivine des péridotites à structure lithosphérique.
Massif de Sarami.
Polariseurs croisés.

4. **Microstructure porphyroclastique.**
Harzburgite, massif de Haylayn.
Polariseurs croisés.

5. **Microstructure mylonitique.**
Petite flèche: enstatite lamellaire.
Grosse flèche: enstatite porphyroclastique.
Péridotites basales du massif de Sumail.
Polariseurs croisés.

6. et 7. **Microstructure ultra-mylonitique.**
Noter les porphyroclastes de pyroxène et les trainées de grains recristallisés.
Massif de Fizh, wadi Hayl Ada (6) et wadi Gayl (7).
Lumière naturelle.

8. **Microstructure mylonitique à enstatite recristallisée** (petite flèche) associée à des amphiboles (grande flèche).
Massif de Fizh, wadi Hayl.
Polariseurs croisés.

9. **Recristallisation de l'enstatite et du diopside** dans la charnière d'une enstatite porphyroclastique kinkée.
Petite flèche: diopside en lamelles d'exsolution dans l'enstatite.
Grande flèche: diopside recristallisé.
Massif de Haylayn.
Polariseurs croisés.

10. **Diopside poecilitique d'imprégnation** (grande flèche) dans une harzburgite.
Petite flèche: orthopyroxène.
Massif de Sumail, région de Maqsad.
Polariseurs croisés.

11. **Poche d'imprégnation magmatique.**
Dunite fortement imprégnée de diopside et de plagioclase.
Massif de Sumail, région de Maqsad.

12. **Altération de l'enstatite** en talc et trémolite.
Massif de Sarami.
Polariseurs croisés.

13. **Champ de filons** gabbroïques **rabattus et déformés** dans une **zone de cisaillement.**
Massif de Fizh, wadi Hayl.

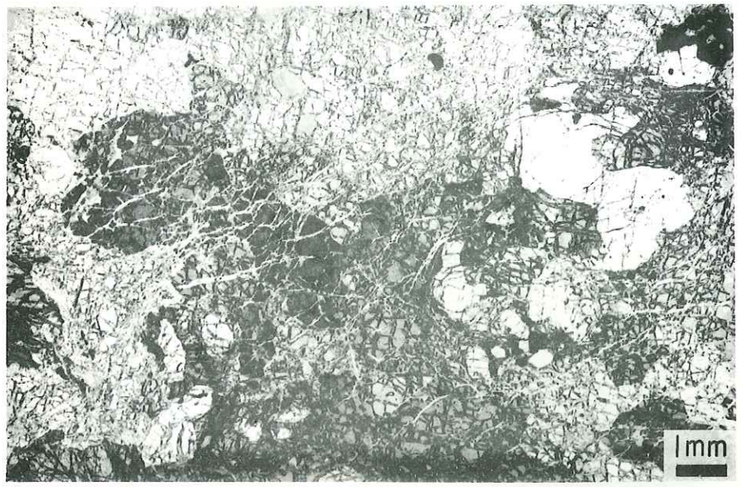
14. **Filon gabbroïque postérieur** au fonctionnement d'une **zone de cisaillement.** La foliation mylonitique est soulignée au feutre.
Massif de Sarami, wadi Fayyah.

15. **Bande de cisaillement mylonitique** recoupant les **cumulats gabbroïques** de la section crustale. Notez les contacts francs entre la mylonite et le gabbro non déformé.
Massif de Sumail, confluent du wadi Al Uqq et du wadi Sayjani.

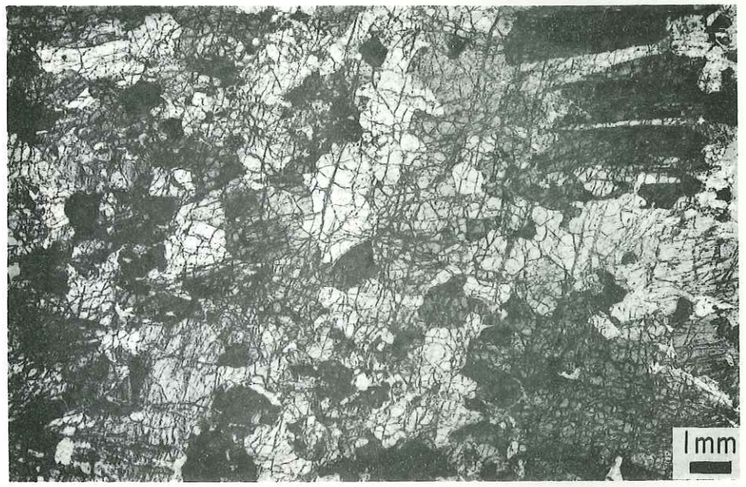
16. Petites **bandes de cisaillement ultra-mylonitiques** (S3) rebroussant la foliation mylonitique (S2).
Echantillon décoloré. Le schéma associé montre les orientations L2 et L3.
Massif de Fizh, région de Sumeini.

17. **Flaser gabbros** au niveau du paléo-Moho, redressé sous l'action d'une zone de cisaillement.
Massif de Sumail, confluent du wadi Al Uqq et du wadi Sayjani.

-1-

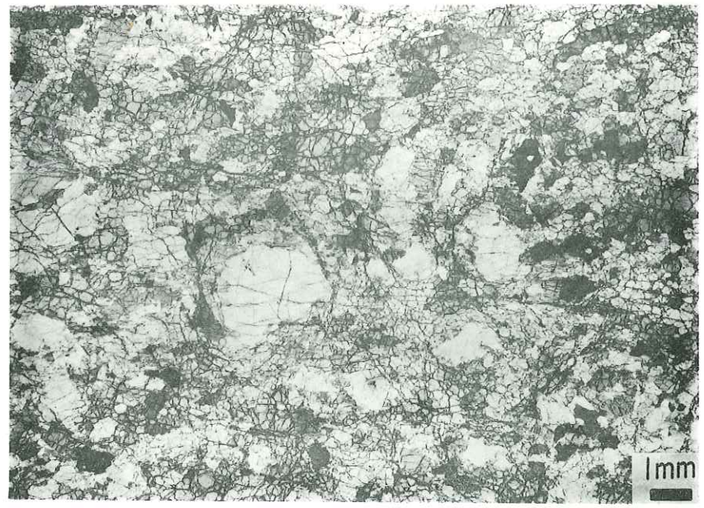


-2-

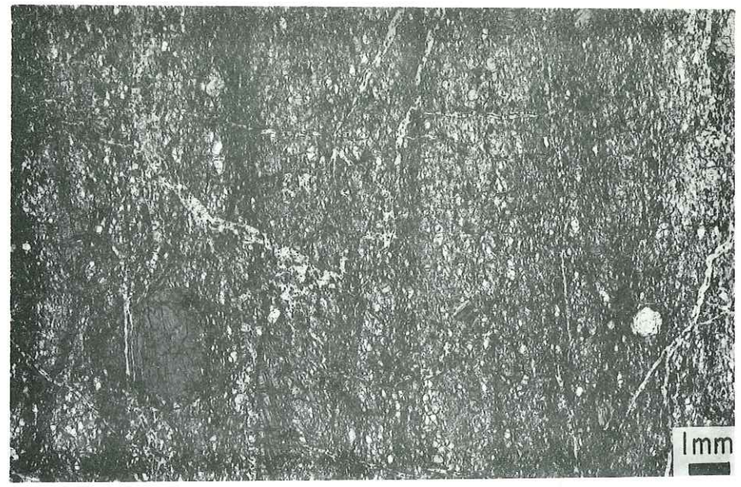


-3-

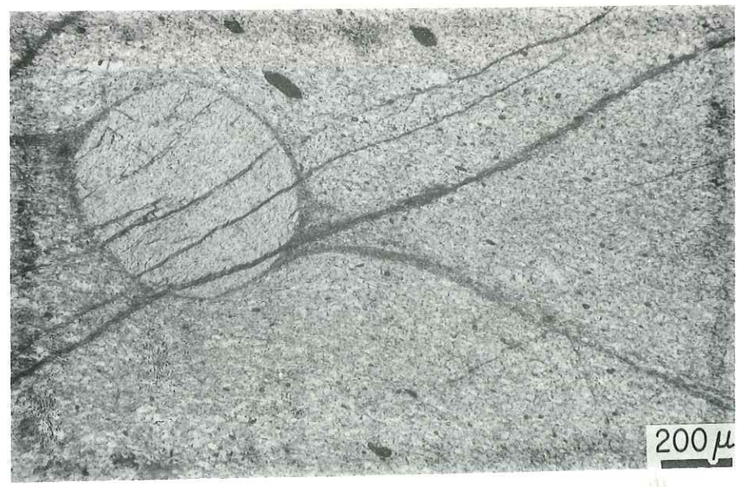
-4-



-5-

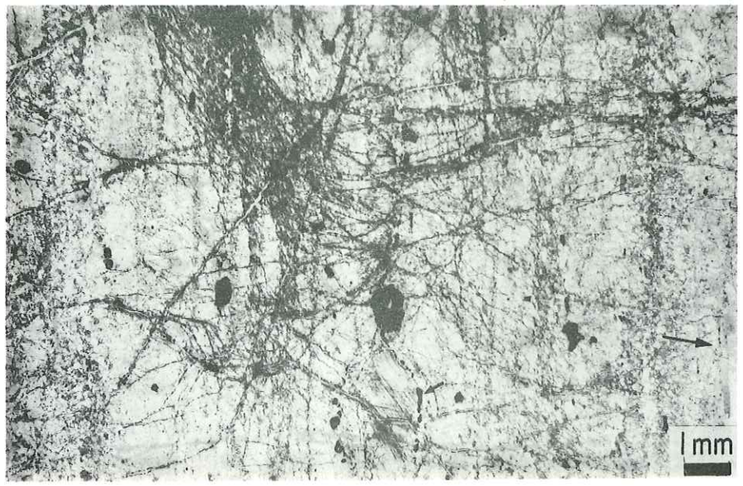


-6-

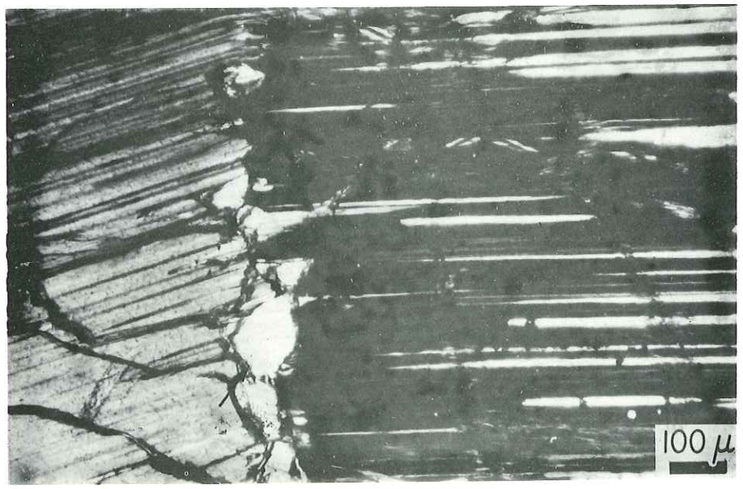


-7-

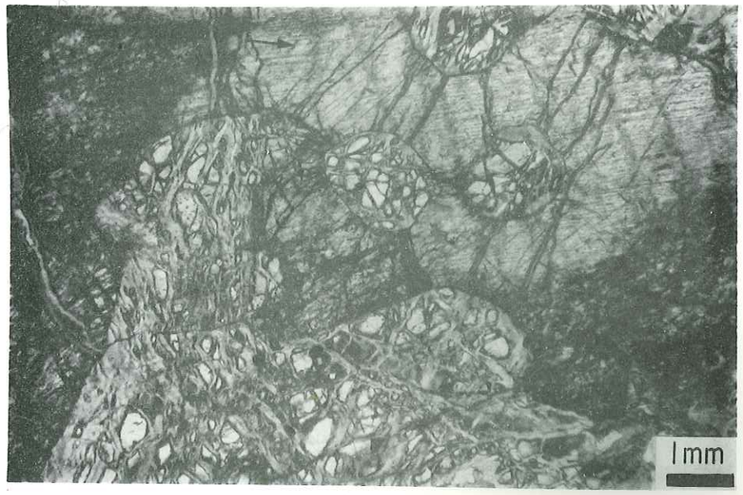
-8-



-9-

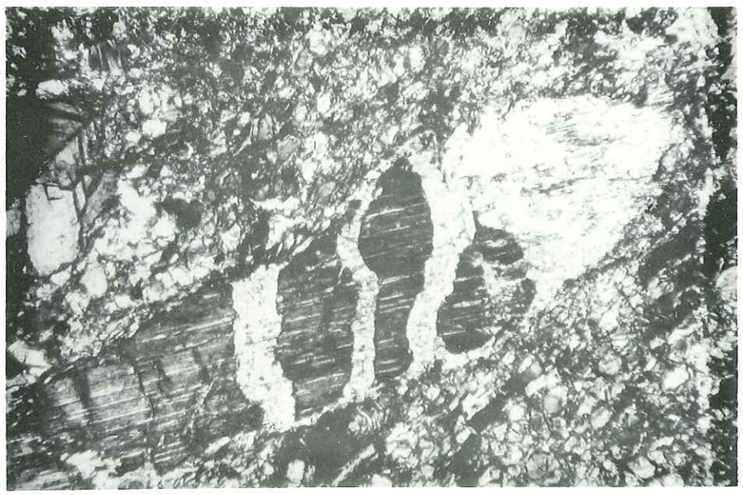


-10-

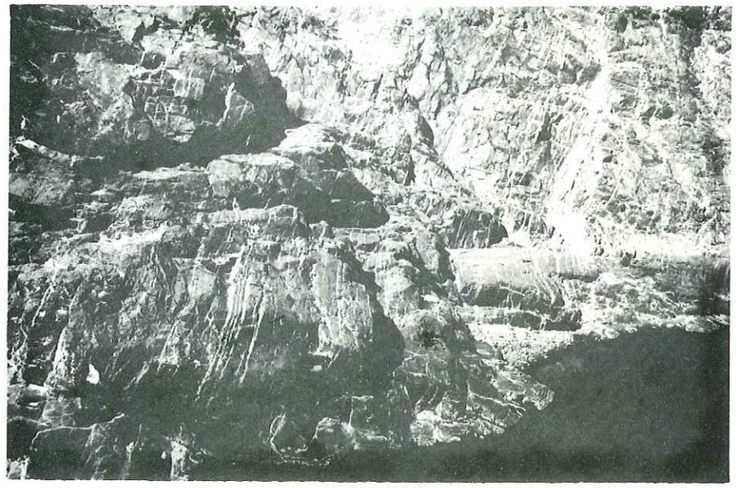


-11-

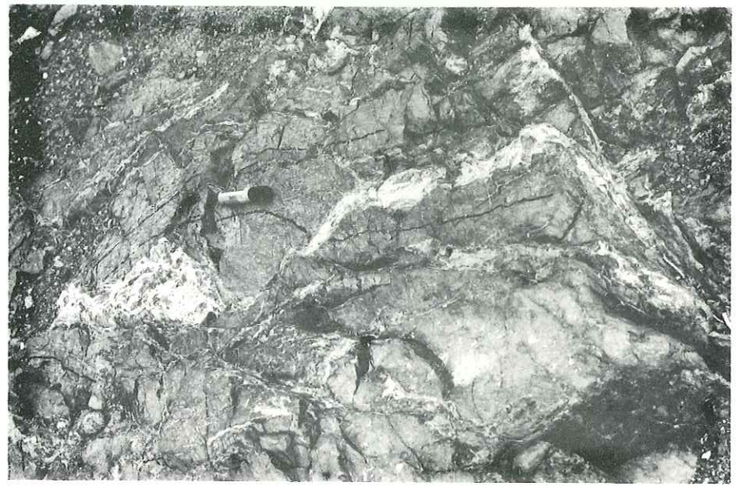
-12-



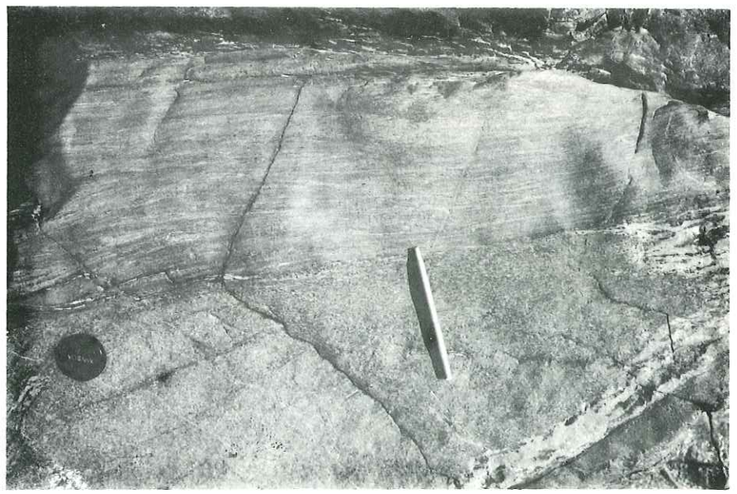
_13_

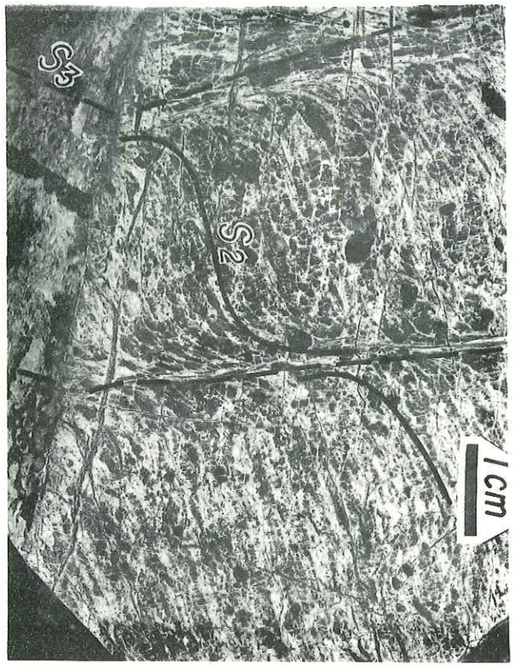


_14_

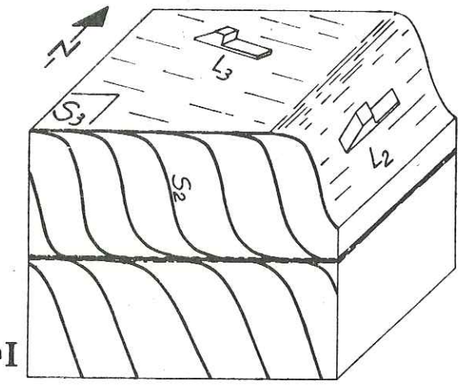


_15





-16a-



-16b-

-17-