



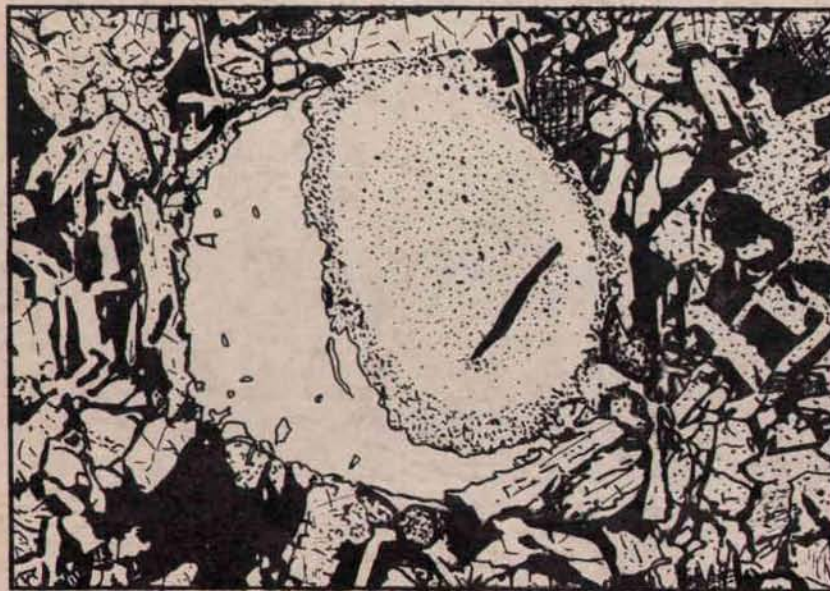
TROISIÈME CYCLE : STRUCTURE ET ÉVOLUTION
GÉOLOGIQUES DES OCÉANS



Daniel BIDEAU

**LES VESICULES DE SEGREGATION
DES BASALTES SOUS-MARINS
APPLICATION A LA DETERMINATION
DE LA POLARITE MAGNETIQUE**

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE



BREST 1980

*A Bertrand
Amicalement
Alis*

THESE
présentée pour l'obtention
du
DIPLOME DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE
à l'Université de Bretagne Occidentale

MENTION : Sciences de la Terre
SPECIALITE : Structure et Evolution géologiques des Océans.

par Daniel BIDEAU

SUJET :

LES VESICULES DE SEGREGATION DES BASALTES SOUS-MARINS.
APPLICATION A LA DETERMINATION DE LA POLARITE MAGNETIQUE.

Présenté le 25 janvier 1980, devant la commission composée de :

MM. R. BLANCHET, Université de Bretagne Occidentale	Président
R. HEKINIAN, Centre Océanologique de Bretagne	Examineur
J. FRANCHETEAU, Centre Océanologique de Bretagne	Examineur
R. MAURY, Université de Bretagne Occidentale	Examineur
M. PREVOT, Laboratoire de Paléomagnétisme, St Maur	Examineur

A Elizabeth , à Julia
A mes Parents
A mes Amis

AVANT-PROPOS

Je remercie les Chercheurs du Centre Océanologique de Bretagne et du Laboratoire de Paléomagnétisme de St Maur qui m'ont permis de mener à bien cette étude :

- . Monsieur J. FRANCHETEAU (C.O.B.) qui, à la fin de 1976, m'a confié ce travail.
- . Monsieur R. HEKINIAN (C.O.B.) qui a suivi de très près mon travail depuis le début jusqu'à la fin.
- . Messieurs A. LECAILLE et M. PREVOT (Lab. de Paléomagnétisme de St Maur) qui m'ont aidé de leurs conseils et de leurs critiques.
- . Messieurs P. BEUZART (C.O.B.), B. SICHLER (C.O.B.) et LE GOFF (Laboratoire de paléomagnétisme de St Maur) avec qui j'ai eu de fréquentes discussions.

Je remercie les enseignants et chercheurs de la Faculté des Sciences de Nantes qui, de 1970 à 1975, m'ont fait découvrir et aimer la géologie et ont très fortement influencé mon orientation.

Messieurs les Professeurs P. CAVET, F.H. FORESTIER, A. NICOLAS et F. OTTMAN qui m'ont enseigné les diverses disciplines de la géologie.

Monsieur le Professeur F.H. FORESTIER, surtout, qui en 1974, m'a accueilli dans son laboratoire de minéralogie et pétrologie pour y préparer un Diplôme d'Etude Approfondie.

Messieurs B. LASNIER et J. MARCHAND (Laboratoire de Pétrologie et minéralogie de Nantes) qui m'ont communiqué leur enthousiasme en me faisant profiter de leurs conseils et de leur savoir pendant que je préparai mon D.E.A.

Je remercie tous ceux qui ont accepté de critiquer cet ouvrage et de faire partie des membres de ce Jury :

- . Monsieur R. BLANCHET (Université de Bretagne Occidentale) qui a bien voulu prendre la direction de ce travail et qui est aujourd'hui le Président du Jury.
- . Messieurs J. FRANCHETEAU (C.O.B.), R. HEKINIAN (C.O.B.), R. MAURY (U.B.O.) et M. PREVOT (Laboratoire de paléomagnétisme de St Maur) pour leurs critiques du manuscrit .
- . Monsieur G. PAUTOT (C.O.B.) qui n'est pas membre du Jury, mais a accepté de critiquer la présentation du manuscrit .

Je remercie, enfin, tous ceux qui, directement ou indirectement, ont participé à l'élaboration de cet ouvrage :

M. BOHN (Microsonde), V. CHAPRON (Photographie), J. ETOUBLEAU (Fluorescence X), G. FLOCH (lames-minces), A. LE VERGE (Photographie), A. MATA (Dactylographie), S. MONTI (pour ses conseils et ses services), R. THIRION (Dessin), sans oublier le Chef de Bataillon DENNIEL, Commandant le CMA 118 de Brest, qui, pendant mon service militaire, a fait tout son possible pour me permettre de continuer mon travail.

PLAN DE L'OUVRAGE

AVANT-PROPOS2

PLAN DE L'OUVRAGE4

INTRODUCTION6

PREMIERE PARTIE : GENERALITES9

CHAPITRE I - Aimantation de la croûte océanique9

CHAPITRE II - Cadre géographique et géologique16

CHAPITRE III - Prélèvements orientés et critères de polarité..21

DEUXIEME PARTIE : CONTEXTE PETROGRAPHIQUE ET ORIGINE DES
VESICULES DE SEGREGATION 42

CHAPITRE IV - Présentation des échantillons 43

CHAPITRE V -- Etude pétrographique des échantillons 60

CHAPITRE VI - Etude des vésicules et produits de
ségrégation 94

CHAPITRE VII - Origine des vésicules de ségrégation164

TROISIEME PARTIE : REORIENTATION DES BASALTES SOUS-MARINS
PAR LA METHODE DES VESICULES DE SEGRE-
GATION183

CHAPITRE VIII - Etude d'une vésicule de ségrégation
théorique184

CHAPITRE IX - Méthode de réorientation par les vésicules
de ségrégation. Application à des échantillons
de polarité connue207

CHAPITRE X - Application de la méthode de réorientation
par les vésicules de ségrégation à l'étude
de la polarité magnétique des basaltes.....221

CHAPITRE XI - Etude des facteurs de dispersion de la
direction horizontale relative aux "ménisques".
Recherche de critères d'échantillonnage240

CHAPITRE XII - Etude des facteurs de dispersion de
l'inclinaison magnétique trouvée274

BIBLIOGRAPHIE 296

INTRODUCTION

— Lorsque les roches de la croûte océanique se sont mises en place dans la zone axiale des dorsales, elles ont acquis une aimantation dans la direction du champ magnétique terrestre. Ce champ a subi des inversions temporaires pendant certaines périodes géologiques. Par conséquent, la connaissance de la polarité magnétique des roches est un argument clé dans le développement de la théorie de l'expansion océanique. / Cette polarité n'est accessible que si l'on connaît l'orientation de l'axe vertical dans les roches, au moment de leur aimantation, et si la latitude de leur site de prélèvement est assez élevée pour que l'inclinaison magnétique puisse être significative.

Le plancher océanique est essentiellement recouvert de basaltes (c.f. MOORE, 1975) et certains auteurs ont souhaité une méthode permettant de réorienter ces roches (BROOKE et GILBERT, 1968, CARMICHAEL, 1970, ADE HALL et al., 1971) de préférence dans la position acquise au dernier stade de leur refroidissement (DE BOER et al., 1969, IRVING, 1970). Les différents critères utilisés sont présentés dans cet ouvrage et critiqués. Une nouvelle méthode de réorientation est proposée. Elle repose sur la reconnaissance d'un liquide résiduel qui, solidifié, tapisse le fond des vésicules.

Les vésicules existent dans toutes les roches volcaniques par conséquent, la méthode proposée ici est présumée d'application générale pour tous les spécimens d'origine volcanique. Notons que des vésicules partiellement remplies d'un liquide résiduel ont été reconnues dans des roches extrusives fraîches, mais aussi dans des roches intrusives, des roches altérées et des roches légèrement métamorphiques provenant du plancher océanique.

La validité de cette méthode pour l'obtention de la polarité magnétique des basaltes est testée sur des échantillons prélevés dans la zone FAMOUS (French American Mid-Ocean Under-sea Survey) située à environ $36^{\circ} 50' N$ sur la dorsale atlantique.

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

CHAPITRE I

AIMANTATION DE LA CROUTE OCEANIQUE.

I.1. LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE ET LES ANOMALIES MAGNETIQUES.

Le champ magnétique terrestre résulterait de la superposition du champ d'un dipole géocentrique axé sur l'axe de rotation de la terre et du champ créé par une composante locale, dite non-dipolaire.

La direction du vecteur champ du dipole théorique ne varie qu'avec la latitude ($\text{tg}(\text{inclinaison}) = 2 \text{tg}(\text{latitude})$). Mais l'observation montre qu'au cours du temps, le champ terrestre subit des variations de déclinaison et donc d'inclinaison (variation séculaire). Ces variations, sur un intervalle de 10^5 à 10^6 années (LE PICHON et al., 1973), sont statistiquement faibles. IRVING (1964), WILSON (1970) estiment que la moyenne obtenue sur un tel intervalle de temps représente le champ du dipole géocentrique.

Certaines roches s'aimantent dans la direction du champ magnétique terrestre lorsqu'elles se refroidissent au dessous de leur température de Curie. Cette aimantation se conserve au cours du temps (aimantation thermorémanente : ATR) si les conditions physico-chimiques du gisement ne sont pas modifiées (réchauffage, altération). Si l'on connaît l'âge des roches et leur orientation au moment de leur refroidissement, il est possible de retrouver la direction qu'avait le champ magnétique terrestre à l'époque de leur formation.

La grande majorité des mesures paléomagnétiques connues actuellement provient des continents. Ces méthodes ne sont applicables aux océans que s'il est possible de collecter des échantillons orientés.

Le champ magnétique terrestre a subi des inversions temporaires qui ont pu être datées (COX, DOELL et DALRYMPHE, 1964) et regroupées en une table chronologique (COX, 1969). VINE et MATTHEWS (1963) ont comparé ces inversions aux anomalies magnétiques observées sur les dorsales océaniques et ont formulé l'hypothèse suivante :

- Les roches émises au niveau de l'axe des dorsales acquièrent une ATR très supérieure à l'aimantation induite.
- Cette ATR se conserve lors du déplacement latéral des roches de part et d'autre de la dorsale.

Si l'hypothèse de VINE et MATTHEWS est juste, les laves émises pendant une inversion du champ créent une anomalie magnétique centrale et deux anomalies symétriques et linéaires latérales. Si l'on admet que la couche 2A (voir § suivant) est uniforme et représentative de l'anomalie et que la chronologie des inversions est bien connue, il est alors possible de calculer le taux d'expansion océanique (VINE, 1966 ; PITMAN et HEIRTZLER, 1966). Ce taux qui correspond à la demi-vitesse relative du mouvement est mesuré le long de la direction réelle de ce mouvement indiqué par les failles transformantes (LE PICHON et al., 1973).

I.2. NATURE ET EPAISSEUR DE LA COUCHE AIMANTEE

Les modèles crustaux qui expliquent l'aspect des anomalies magnétiques sont nombreux (HEIRTZLER et LE PICHON, 1965 ; LONCAREVIC et al., 1966 ; VINE, 1968 ; TALWANI et al., 1971). Ces modèles suggèrent que la couche responsable des anomalies est peu épaisse (0,4 à 1 Km) et que le matériel crustal sous-jacent est moins aimanté que la couche basaltique qui le recouvre.

RAITT (1963), TALWANI et al., (1965), LUDWIG et al., (1971), SCHREIBER et FOX (1973), PETERSON et al., (1974), définissent deux couches distinctes en tenant compte des vitesses d'ondes compressionnelles obtenues par des mesures de sismique réfraction :

- La couche 2 (4 à 6 Km/s)
- La couche 3 (6,7 à 7,0 Km/s).

HESS (1962, 1965) estime que la couche 3 est composée de péridotites serpentinisées. CANN (1968) pense qu'il s'agit plutôt d'amphibolites. MIYASHIRO et al., (1968) parlent de metabasaltes et métagabbros en enclaves dans des serpentinites.

Les modèles plus récents de la croûte se sont compliqués avec l'étude des complexes ophiolitiques (MOORES et VINE, 1971 ; GASS et SMEWING, 1973 ; MOORES et JACKSON, 1974 ; etc...) et les études expérimentales des vitesses d'ondes compressionnelles sur les roches océaniques (PETERSON et al., 1974).

Selon FOX et OPDYKE (1973), seuls les basaltes et serpentinites présentent des aimantations rémanentes naturelles (ARN) suffisantes pour produire les anomalies. Les basaltes sont les roches ignées les plus communes à la surface des océans (AUMENTO, 1968 ; MOORE et FISKE, 1969 ; MOORE, 1975) et correspondent au sommet de la couche 2. La forte ARN des serpentinites

indique au contraire (FOX et OPDYKE, 1973) qu'elles ne peuvent constituer un élément volumétrique important de la couche 2 ou 3. Ces roches semblent plutôt liées à l'activité des zones de fracture. Par contre, on peut s'attendre à trouver des metabasaltes, métagabbros, gabbros en quantité abondante dans les deux couches (2B et 3) puisque leur ARN est faible. Ceci s'accorde dans l'ensemble avec l'interprétation ophiolitique de la structure de la croûte.

De façon générale, les auteurs (DE BOER et al., 1969 ; IRVING et al., 1970) pensent qu'une trempe rapide de la lave entraîne une forte aimantation. Les intrusifs refroidis plus lentement et possédant un grain plus grossier acquièrent une aimantation plus faible (CARMICHAEL, 1970 ; IRVING et al., 1970 ; MARSHALL et COX, 1971).

L'épaisseur de la croûte aimantée a d'abord été évaluée à 1,5 ou 2 Km de la couche 2 (MASON, 1958), mais la tendance actuelle est de lui attribuer les 200 à 500 premiers mètres correspondant à la couche 2A essentiellement basaltique (TALWANI et al., 1971 ; IRVING et al., 1970 ; CARMICHAEL, 1970 ; LECAILLE et al., 1974).

Cette question n'est toutefois pas résolue et des variations locales peuvent être envisagées. IRVING et al. (1970) estiment, par exemple, que l'épaisseur de la couche aimantée atteint 200 m sous la vallée et 1 Km sous les crêtes et les plateaux fortement fracturés. MACDONALD (1977), ainsi que JOHNSON et ATWATER (1977), attribuent une épaisseur de 500 à 700 m à la couche aimantée de la zone FAMOUS.

I.3. AIMANTATION DES BASALTES.

I.3.1. Les minéraux magnétiques

Les minéraux responsables de l'aimantation sont les oxydes et les sulfures.

Les plus abondants sont la titanomagnétite et l'ilménite. Les spinelles s.s. et la magnétite sont moins fréquents. Leur taille plus grande et leur forme sub-automorphe indiquent une cristallisation précoce dans le magma (CARMICHAEL, 1970). Les sulfures (pyrite, pyrrhotite, marcassite, chalcopyrite) sont rares dans les basaltes aériens, mais généralement présents dans les basaltes océaniques (IRVING et al., 1970).

Le principal minéral responsable de l'aimantation est la titanomagnétite, mais l'ilménite et les sulfures jouent également un rôle important, surtout l'ilménite qui s'oxyde moins vite.

I.3.2. L'aimantation des basaltes océaniques.

Les pillow-lavas se refroidissent très rapidement au contact de l'eau froide (3 à 4°C) du fond (GARNER et FORD, 1969 ; FEHN et al., 1977). Cette trempe crée une croûte imperméable qui, avec la pression, contribue à la rétention des volatiles et sulfures (MOORE et al., 1977) et à la cristallisation rapide de titanomagnétite squelettique (IRVING et al., 1970).

L'association de titanomagnétite homogène et d'une forte aimantation, avec un point de Curie bas (175°C à 265°C) est caractéristique de la partie externe des basaltes récents, n'ayant subi ni altération deutérique, ni altération hydrothermale de basse température (ADE HALL et al., 1971).

Les directions d'aimantation dans un champ de désaimantation alternatif et l'intensité d'aimantation sont beaucoup plus stables pour des basaltes océaniques que pour les basaltes continentaux (DOELL, 1969) qui refroidissent plus lentement (parfois pendant des années), perdent leurs volatiles et peuvent subir à des degrés divers, une oxydation sub-solidus à des températures plus basses que leur température de blocage caractéristique (CARMICHAEL et al., 1967 ; GROMME et al., 1969).

I.3.3. Variation de l'aimantation dans l'espace/temps.

L'intensité d'aimantation décroît très vite dans les cinq premiers kilomètres (soit environ 10^5 ans) (AUMENTO, 1969). Ce fait peut s'expliquer de plusieurs manières :

- baisse de la viscosité due aux agitations thermiques qui agissent comme le logarithme du temps (IRVING et al., 1970 ; CARMICHAEL, 1970). Mais le déclin observé est plus rapide.
- désaimantation chimique, soit lors de démixtions sub-microscopiques de phases riches en Ilménite et Magnétite par une intervention hydrothermale, soit lors de l'oxydation partielle de la titanomagnétite ou titanomaghémite (IRVING et al., 1970 ; CARMICHAEL, 1970 ; SCHAEFFER et SCHWARZ, 1970 ; WATKINS et al., 1970 ; MARSHALL et COX, 1972). Cette dernière raison est plus probable (PREVOT et al., 1979).

La diminution d'intensité s'accompagne d'une hausse de la température de Curie en s'éloignant de l'axe de la dorsale (IRVING et al., 1970 ; SCHAEFFER et SCHWARZ, 1970 ; Johnson et ATWATER, 1977 , etc...). La chute de l'intensité d'aimantation est à rapprocher de la baisse d'amplitude des anomalies magnétiques de part et d'autre de l'axe (IRVING et al., 1970 ; MARSCHALL et COX, 1971, 1972 ; JOHNSON et ATWATER, 1977). Cependant, lorsque l'on considère les petites longueurs d'onde sur les profils, une forte anomalie centrale peut apparaître. Celle-ci est très probablement due aux variations pétrologiques (Texture et composition de la roche, taille des grains de titanomagnétite) et non à l'âge des roches, c'est-à-dire à leur altération croissante en bordure de l'axe (OPDYKE et HENRY, 1969 ; PREVOT et LE CAILLE, 1976 ; PREVOT et al., 1979).

MATTHEWS (1961), BULLARD et MASON (1963), ADE HALL (1964), VOGT et OSTENSO (1966), LUYENDYK et MELSON (1967), OPDYKE et HEKINIAN (1967) ont cherché à savoir si les intensités rémanentes et les rapports entre moments induits et rémanents étaient compatibles avec les interprétations des anomalies magnétiques.

SCHAEFFER et SCHWARZ (1970), CARMICHAEL (1970), IRVING et al., (1970) ont relié les propriétés magnétiques des basaltes à la distance de l'axe. WATKINS et al., (1970), MARSHALL et COX (1970) ont considéré la nature de l'aïmantation d'une couche de pillow-lavas. Maintenant, si l'on veut vérifier qu'à l'échelle du "terrain", l'hypothèse de VINE et MATTHEWS (1963) est toujours valable, il est nécessaire d'obtenir des roches orientées (ADE HALL et al., 1973) afin d'en connaître la polarité magnétique de façon précise.

CHAPITRE II

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

La zone FAMOUS (36° 50' N) se situe à la limite divergente des plaques Afrique-Amérique, sur un petit segment de la vallée axiale du rift médio-atlantique et dans la vallée de deux failles transformantes qui intersectent le rift au Nord et au Sud (fig. 1).

II.1. MORPHOLOGIE DE LA VALLEE DU RIFT.

La vallée du rift a, dans la zone FAMOUS, une largeur de 30 Km. Une asymétrie morphologique marquée la caractérise (BELLAICHE et al., 1974 ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977 ; HEIRTZLER et VAN ANDEL, 1977).

Le fond de la vallée (environ 2 000 m) est constitué de deux dépressions assez plates (plancher interne) séparées par une ride axiale discontinue de 200 à 250 m d'altitude (fig. 2). Cette ride occupe une bande irrégulière de 1 Km de large environ. Ce plancher s'étend sur 1,5 à 3 Km de large au fond de la vallée (BELLAICHE et al., 1974 ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; MOORE et BRYAN, 1975 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977 ; RAMBERG et VAN ANDEL, 1977 ; MACDONALD et LUYENDYK, 1977).

II.2. ACTIVITE VOLCANIQUE ET TECTONIQUE.

La ride axiale est le siège d'une intense activité volcanique et d'une activité tectonique réduite.

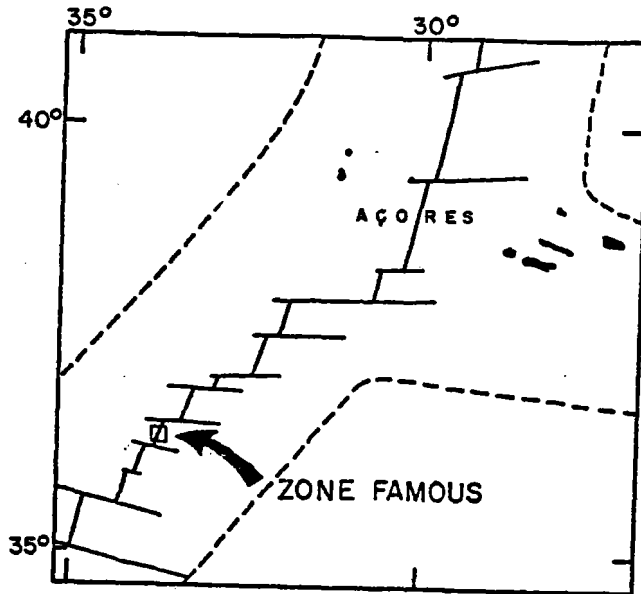


Fig. 1 : Situation de la zone F.A.M.O.U.S. sur la dorsale médio-Atlantique entre les plaques africaine et américaine (limites en pointillé), d'après Hékinian et al. (1976) .

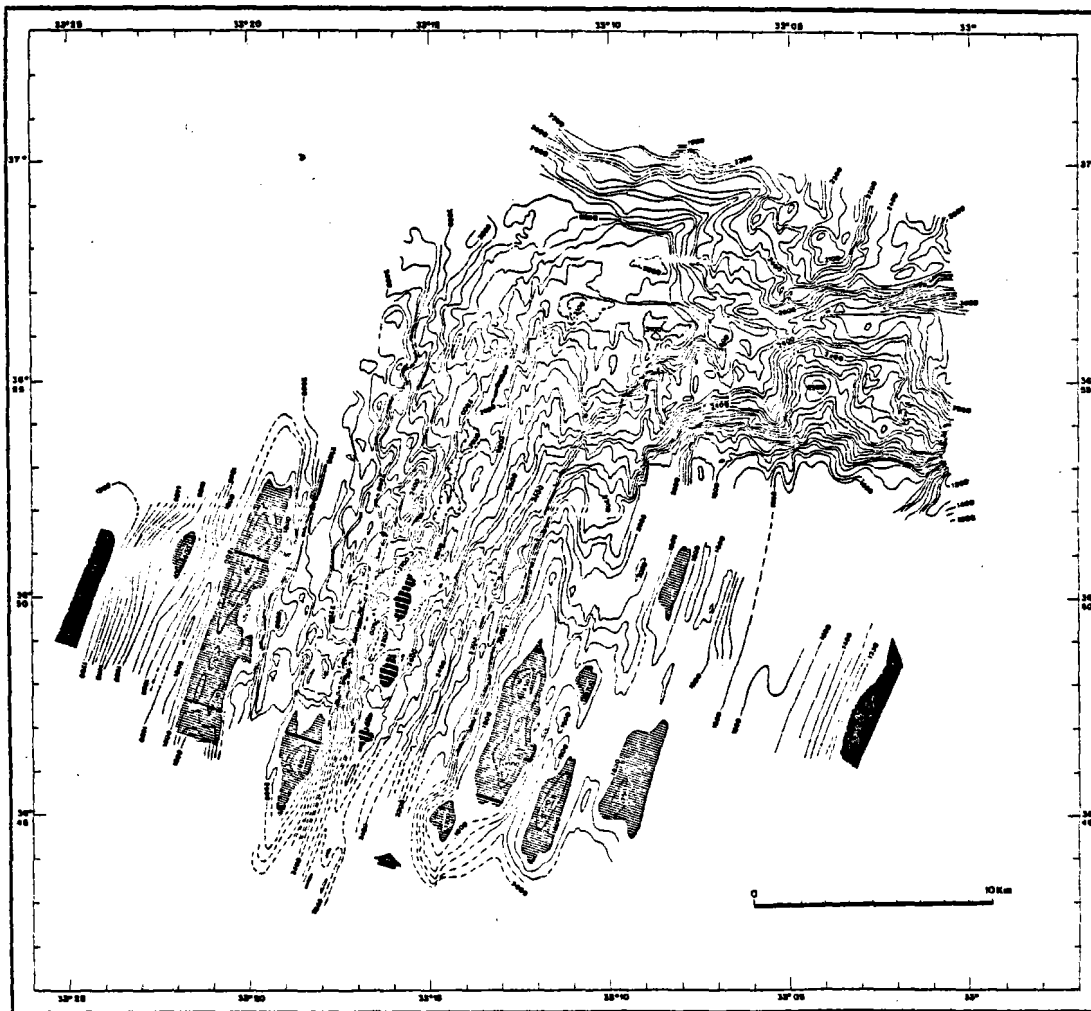


Fig. 2 : Carte structuro-morphologique de la vallée du rift et de la vallée transformante A . L'axe est matérialisé par les monts centraux (en noir rayé de blanc). D'après Arcyana (1977).

L'activité volcanique discontinue peut entraîner localement le déplacement de l'axe dans une bande étroite d'1 Km environ (BALLARD et VAN ANDEL, 1977 a ; RAMBERG et VAN ANDEL, 1977).

L'activité tectonique s'intensifie en bordure de l'axe (talus de fragments rocheux) et dans les cuvettes latérales (fentes de tension parallèles à l'axe du rift). La subsidence du plancher interne de part et d'autre des édifices volcaniques contribue à accentuer leur relief.

Le mouvement vertical s'inverse sur les marches et les murs latéraux et des blocs importants de croûte basaltique remontent progressivement le long de grandes failles normales pour constituer les crêtes qui délimitent la vallée. Le rejet de ces failles, plus important à l'Ouest qu'à l'Est, est responsable de l'asymétrie des versants (ARCYANA, 1975 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977 , MACDONALD, 1977)

I.3. AGE DE LA VALLEE DU RIFT.

Les roches prélevées sur les collines centrales sont des basaltes frais, toujours très jeunes (300 à 12 000 ans) par rapport à ceux qui sont prélevés sur les édifices latéraux et les premières marches des murs adjacents au plancher interne.

Les datations de roches par la mesure de l'épaisseur de la croûte de palagonite et de manganèse ont confirmé que l'âge des roches augmente avec la distance de l'axe du Rift (STÖRZER et SELO, 1974 ; HEKINIAN et HOFFERT, 1975 ; MACDONALD, 1977 ; BELLAICHE et AL., 1974).

II.4. PETROLOGIE DE LA VALLEE DU RIFT.

Les basaltes sont de type tholéïtique . Leur diversité est caractéristique de celle d'autres régions de la ride médio-Atlantique. Leur répartition est asymétrique. La distribution des verres est toutefois plus symétrique (ARCYANA, 1975, 1977 ; HEKINIAN et al., 1976).

Les roches les moins différenciées se trouvent dans la zone axiale, les autres sur les monts marginaux (HEKINIAN et al., 1976). Ces dernières sont d'ailleurs les plus anciennes (120.000 ans), mais toutefois plus récentes que l'âge donné par le taux d'expansion de la croûte (HEKINIAN et HOFFERT, 1975 ; HEKINIAN et al., 1976 ; BRYAN et MOORE, 1977).

La croûte nouvellement formée est lacérée de fentes de tension lors de son mouvement latéral. Ceci favorise la mise en place d'un important complexe de dykes (MOORE et al., 1977).

On pense que deux magmas différents sont à l'origine des divers types de roches prélevées. Dans chacun des deux groupes reconnus (Basaltes à olivine, basaltes à plagioclase), les roches se distinguent par leur degré de différenciation (BOUGAULT et HEKINIAN, 1974 ; HEKINIAN et al., 1976 ; ARCYANA, 1977).

II.5. LA VALLEE TRANSFORMANTE A.

L'activité de déformation la plus intense se situe dans une zone axiale d'environ 1 Km de large. La vallée est constituée d'une série de gradins dont le rejet est trop faible pour permettre l'observation d'une coupe dans le manteau supérieur (FRANCHETEAU et al., 1976).

Les roches rencontrées dans la vallée transformante A sont comparables à celles du rift, bien que plus altérées. L'activité intrusive est importante et une certaine activité hydrothermale a pu être mise en évidence in-situ (ARCYANA, 1975).

La zone FAMOUS réunit, donc, les principaux caractères d'une frontière de plaques divergentes, dans un domaine aux dimensions réduites (15 Km² selon BOUGAULT et HEKINIAN, 1974).

Le résultat des études géophysiques, géochimiques et pétrologiques indiquent clairement que cette région est représentative du rift médio-Atlantique.

L'abondance des données, la densité des prélèvements, la précision du positionnement des échantillons et leur fraîcheur en font le site idéal pour une étude systématique de la polarité magnétique des basaltes.

CHAPITRE III

PRELEVEMENTS ORIENTES ET CRITERES DE POLARITE.

L'échantillonnage en mer profonde se heurte à deux problèmes primordiaux :

- * la précision du positionnement
- la difficulté d'obtenir des échantillons en place et orientés.

Le premier problème est en partie résolu depuis quelques années avec le développement des techniques de navigation en surface par satellite et de navigation en profondeur par balises acoustiques et calculateurs embarqués.

Le second problème n'est actuellement résolu que dans des cas très particuliers. PREVOT et al., (1976) ont discuté les diverses méthodes permettant d'accéder à la polarité magnétique des basaltes océaniques :

- 1) Prélèvement in-situ par submersible ou carottage à grande profondeur (prélèvements partiellement orientés).
- 2) Tests magnétiques sur des échantillons possédant une aimantation visqueuse (méthode indirecte).
- 3) Identification de critères macroscopiques de polarité (critères de polarité).

III.1. LES PRELEVEMENTS ORIENTES.

III.1.1. Carottages en mer profonde.

- a) Carottier à propulsion hydrostatique (Bedford Institute of Oceanography).

L'appareillage de forage rotary est mû par l'eau de mer qui, de la pression hydrostatique ambiante, passe à une pression plus faible maintenue dans des réservoirs (fig. 3). Un système de vannes permet de déclencher le processus quand l'engin atteint le fond (BROOKE et GILBERT, 1968, BROOKE et al., 1970).

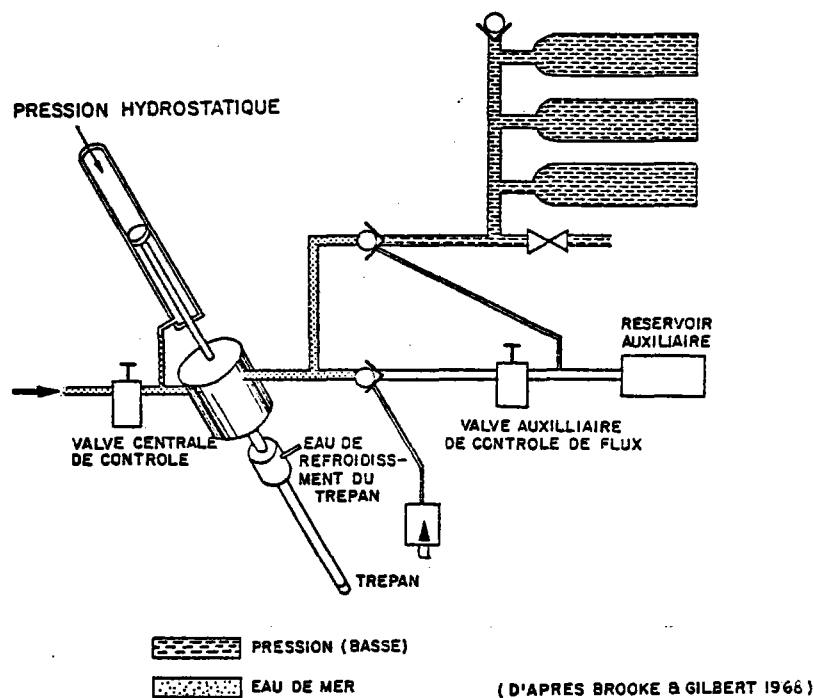


Fig. 3 : Principe du carottier du "Bedford Institute of Oceanography".

Cet appareil permet d'obtenir de courtes carottes (10 cm à 40 cm) à une profondeur d'environ 1 000 à 3 000 m. Certaines modifications ont été apportées pour augmenter la longueur de carotte et améliorer la stabilité verticale de l'engin. L'erreur sur la verticale est estimée à 20° selon IRVING et al., (1970) et 15° d'après ADE HALL et al. (1973).

NB. - Dans la zone FAMOUS, l'engin utilisé par l'équipe américaine est un carottier mû par batterie et muni d'un trépan au diamant. Il est descendu par un câble et le forage ne s'effectue que si la verticalité est obtenue à 15° près (JOHNSON et ATWATER, 1977).

b) Navire foreur pour grands fonds. (Glomar-Challenger).

Les carottages en mer profonde ont débuté avec le projet "Mohole" (COX et DOELL, 1962) et se sont poursuivis avec les campagnes du Glomar Challenger (Initial Reports of Deep See Drilling Project).

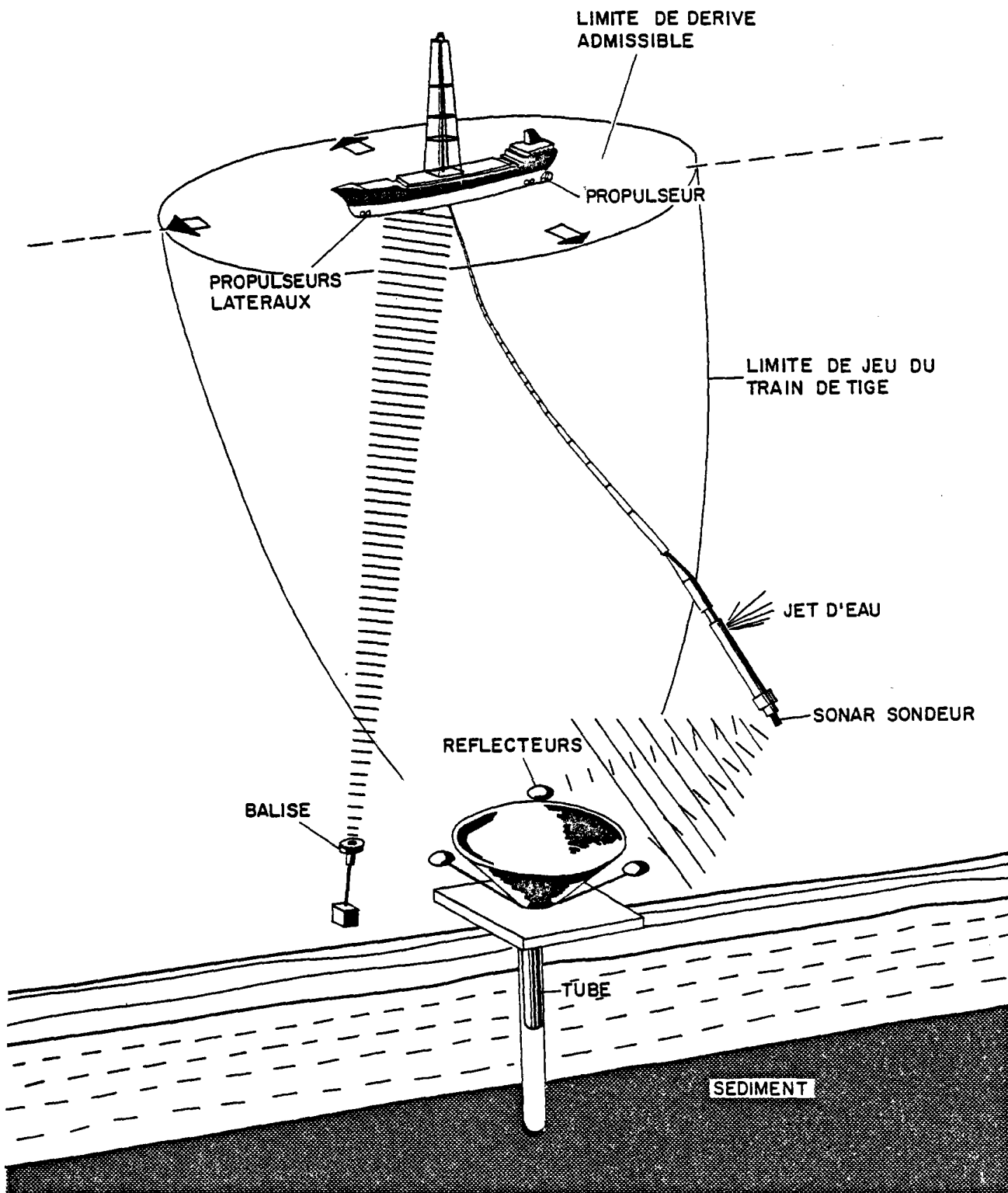
Le navire possède deux propulseurs à l'avant et deux à l'arrière, reliés à un système très perfectionné d'ordinateurs. Quatre hydrophones sont placés sous la coque et reçoivent les signaux d'une balise munie d'un sonar et placée sur le fond de l'océan. Chaque fois que le navire tend à dériver, l'ordinateur met en route les propulseurs de manière à corriger sa position (positionnement dynamique).

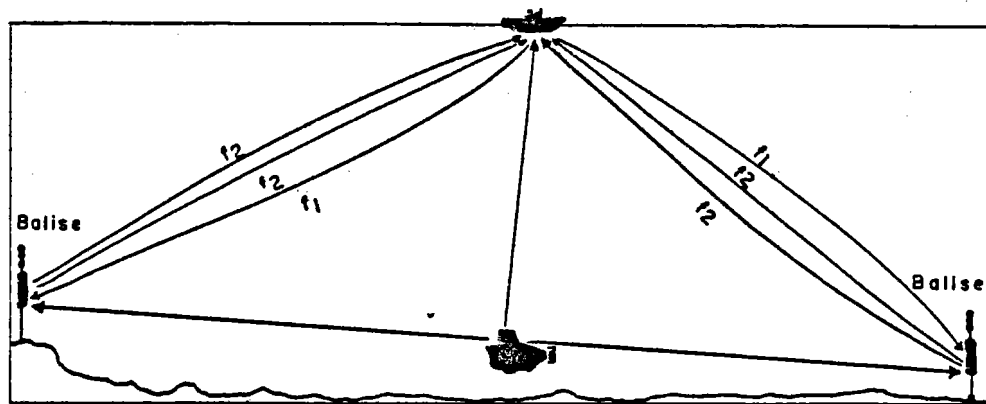
Un cône de 4 m de diamètre, portant trois balises acoustiques (fig. 4), permet au carottier, lui-même muni d'un sonar, d'entrer à plusieurs reprises dans le même trou. Ce système rend accessible des carottages à 6 000 m et plus de profondeur. La précision sur la verticale est, dans de bonnes conditions, de l'ordre du degré. Toutefois, un revêtement sédimentaire meuble, assez épais, est nécessaire pour l'opération d'ancrage du cône, ce qui met la vallée du rift hors de portée.

III.1.2. Prélèvement en submersible autonome.

Ce type d'échantillonnage a été utilisé pour la première fois entre 2 000 et 3 000 m de profondeur dans le rift médio-atlantique lors des campagnes FAMOUS de 1973 et 1974 (ARCYANA, 1975 ; BELLAICHE et al., 1974 ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977). Le positionnement se fait par balises acoustiques (fig. 5).

Fig. 4 : Principe de forage du GLOMAR CHALLENGER





f1=signal
f2=echos

POSITIONNEMENT PAR BALISES

ACOUSTIQUES (d'après Heitzler & Bryan, 1975)

Fig. 5 : Navigation en sousmersible; ce principe est également utilisé pour les dragues.

Les sousmersibles (Alvin de la Woods Hole Oceanographic Institution, Archimède du CNEXO mis en oeuvre par la Marine Nationale Française, et Cyana du Centre National pour l'Exploitation des Océans) sont équipés d'une pince télémanipulée et d'un panier permettant la collecte des échantillons.

Le site de prélèvement est télévisé ou photographié de telle sorte qu'il est possible de reconnaître si un échantillon est en place ou non. Le témoignage du pilote ou des passagers permet, au retour en surface, de retrouver la polarité de certains échantillons. La précision de cette méthode est toutefois discutable.

Si l'on est certain du caractère "en place" du prélèvement, la technique du carottage permet d'obtenir une meilleure précision sur la verticale. Cependant, la polarité obtenue par ces deux types de prélèvements (carottage et sousmersible) représente la polarité actuelle de l'échantillon

mais pas obligatoirement celle qu'il avait au moment de l'acquisition de son aimantation thermo-rémanente ou au moment de son refroidissement. Des mouvements tectoniques ont pu modifier le site depuis la mise en place des Roches.

III.2. METHODE INDIRECTE (Aimantation rémanente visqueuse).

Des échantillons de roche aimantée normalement se sont révélés avoir des intensités magnétiques plus fortes que celles d'échantillons inverses. Ce fait est attribué à la surimposition d'une composante d'aimantation secondaire visqueuse provoquée par le champ actuel à la composante primaire stable (IRVING et ROY, 1968).

Si l'on désaimante les roches dans une gamme de champs magnétiques faibles (< 100 oe), les différences entre les échantillons normaux et inverses (fig. 6) peuvent permettre de déterminer la polarité magnétique de roches d'orientation inconnue (IRVING et ROY, 1968).

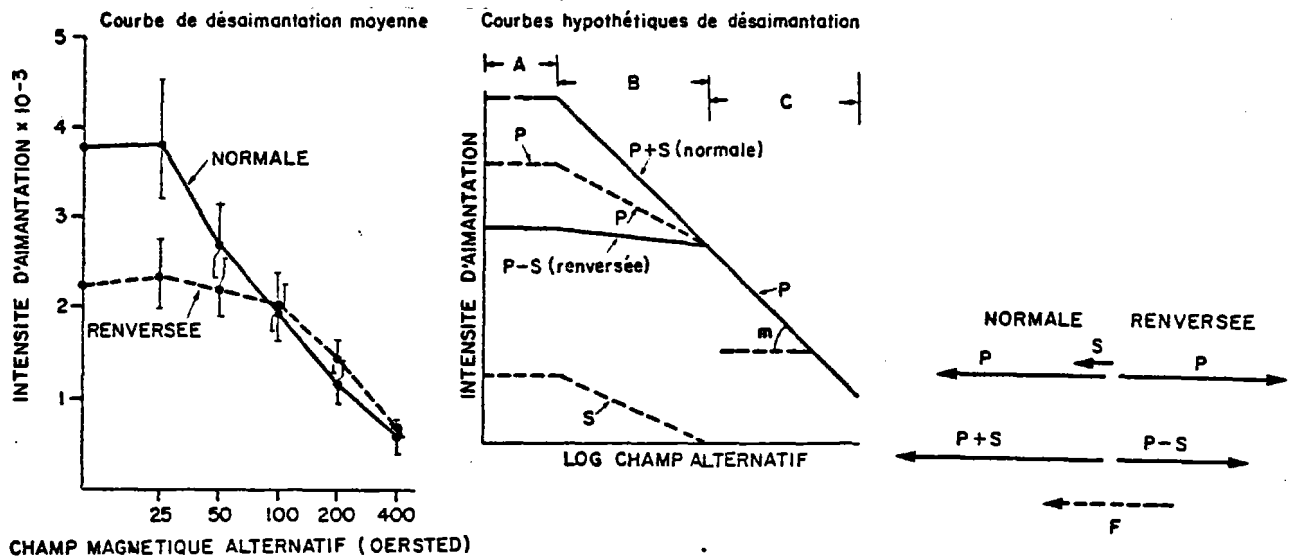


Fig. 6 : Courbes de désaimantation expérimentales et hypothétiques de roches à polarité magnétique normale et inverse. P représente la composante primaire du champ, S la composante secondaire, F représente le champ géomagnétique actuel. Le dessin du bas montre l'effet de la composante secondaire sur la composante primaire. D'après Irving et Roy (1968).

La composante primaire est d'origine thermique ou chimique et présente un temps de relaxation important comparé à l'âge de la roche. De nombreuses roches possèdent une composante d'aimantation rémanente visqueuse due à une aimantation secondaire dont le temps de relaxation est d'au moins plusieurs années et une aimantation rémanente tertiaire au temps de relaxation très court.

Dans un champ magnétique alternatif, la courbe de désaimantation moyenne (Intensité en fonction du champ appliqué) est d'abord stationnaire (jusqu'à 25 oe seule la composante tertiaire est affectée). Puis (entre 25 oe et 100 oe) les courbes convergent lors de la résorption de la composante secondaire (fig. 6).

Différents tests ont été développés pour retrouver la polarité magnétique d'échantillons non-orientés. Dans l'ensemble, ces tests consistent à comparer les courbes de désaimantation (dans un champ alternatif faible) de l'aimantation rémanente naturelle des roches avec celles d'aimantation rémanente anhystérétique ou thermorémanente produites en laboratoire. (CARMICHAEL, 1968 ; IRVING et ROY, 1968 ; CARMICHAEL, 1970 ; PARK et IRVING, 1970 ; BROOKE et al., 1970 ; ADE HALL, 1973).

Pour que cette méthode puisse être utilisée, il est nécessaire que la composante primaire soit sensiblement supérieure à la composante secondaire, et que le prélèvement in-situ de l'échantillon soit certain. De plus, seule la polarité magnétique est accessible et non la valeur de l'inclinaison.

III.3. CRITERES DE POLARITE.

Certains traits morphologiques ou figures volcaniques de pillow-lavas permettent de réorienter les roches partiellement. Les critères de polarité indiquent l'orientation prise par la lave au moment de son refroidissement (PREVOT et al., 1976 ; BIDEAU et al., 1977), c'est-à-dire, pendant sa solidification, soit peu de temps avant l'acquisition de l'aimantation.

Les méthodes de réorientations utilisant ces caractères sont potentiellement applicables à des roches dont la polarité a été modifiée au cours des temps géologiques, quelque soit la technique de prélèvement employée.

III.3.1. Les critères morphologiques externes.

Les pillow-lavas ont été souvent comparés à des coussins ellipsoïdaux, aplatis sous l'effet de leur poids, reposant sur des pentes très faibles. Le plan équatorial du pillow étant assimilé au plan horizontal, la partie la plus bombée est dirigée vers le haut (AUMENTO, 1968 ; DE BOER et al., 1969 ; IRVING et al., 1970).

Cette conception de la forme caractéristique d'un pillow-lava provient d'études effectuées sur les sections exposées dans les massifs ophiolitiques continentaux. En fait, il s'agit là d'une erreur d'interprétation induite par l'absence d'observation précise de la configuration tridimensionnelle des pillows (MOORE, 1975).

L'emploi de caméras reliées par câbles au navire et les études en submersible ont permis plus récemment de montrer que les formes volcaniques océaniques sont très diversifiées et souvent fort complexes (planches photos 1 et 2). Les coussins elliptiques isolés sont rares tandis que les formes cylindriques avec lobes interconnectés sont fréquemment observés (MOORE et al., 1971 ; MOORE et al., 1973 a ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; BELLAICHE et al., 1974 ; ARCYANA, 1975, 1977 ; HEIRTZLER et BRYAN, 1975 ; MOORE, 1975 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977, etc...).

La morphologie des coulées est probablement liée en partie à la nature du magma. Cependant, le relief du substratum semble jouer le principal rôle dans la diversification des formes. Des pillows allongés de plusieurs mètres de long, associés à des "tripes" sont fréquemment exposés sur les pentes raides. Le pied des escarpements et l'accident lui-même montrent des formes cassées ou effondrées lorsqu'ils ne sont pas totalement masqués par des talus d'éboulis de roches concassés comme du ballast de chemin de fer. Les dômes et globules striés couvrent le sommet des hauteurs et les régions plates qui séparent les escarpements (BELLAICHE et al., 1974 ; ARCYANA, 1975 ; HEIRTZLER et BRYAN, 1975).

La morphologie d'un échantillon ne peut pas, la plupart du temps, être utilisée comme critère de polarité. Il paraît donc convenable de conclure, comme PREVOT et al., (1976) que l'erreur de 20° proposée par IRVING et al., (1970) est vraisemblablement beaucoup trop faible.

DE BOER et al., (1969) ont proposé l'utilisation de certains critères morphologiques particuliers :

- cols et canaux reliant les pillows à leur base.
- tiges plongeant dans les interstices des pillows sous-jacents. Ces appendices sont fréquemment couverts d'une pellicule de sédiment et ont été utilisés communément par les géologues pour déterminer la polarité (SHROCK, 1948 ; c.f. DE BOER et al., 1969).
- gouttelettes et arêtes de basalte ornant la voute des cavités ayant emprisonné du gaz.
- stalactites tombant du toit de tunnels ou de tumuli. Ces derniers caractères rejoignent les critères structuraux internes étudiés dans le paragraphe suivant.

De tous ces critères, seuls les derniers semblent fiables pour connaître la polarité mais sont encore trop imprécis pour déterminer la direction verticale.

III.3.2. Les critères structuraux internes.

a) Vésicules et cristaux.

DE BOER et al., (1969) ont envisagé d'observer l'agencement des cristaux, la distribution des vésicules et leur aplatissement afin d'orienter les roches. Ces efforts ont été vains, probablement en raison du refroidissement trop rapide subi par les pillows.

BIDEAU et al., (1977) ont tenté une expérience similaire au niveau des stalactites et en bordure des cavités. Les résultats n'ont guère été plus concluants. Par contre, l'étude des vésicules elles mêmes, a apporté des informations intéressantes qui seront largement développées plus loin dans cet ouvrage.

b) Cavités et septa.

L'exploration de la vallée du rift pendant la campagne FAMOUS (BALLARD, 1975 ; BALLARD et al., 1975 ; HEIRTZLER, 1975 ; WELLS et al., 1979) a montré que des niveaux ou planchers parallèles et horizontaux cloisonnaient l'intérieur de tubes effondrés.

Les pillows creux se forment lorsqu'un lobe nourricier, dont la surface s'est solidifiée rapidement au contact de l'eau de mer, est soudain coupé de sa source de lave (MOORE et al., 1973). La lave se retirant est remplacée partiellement par de l'eau de mer (MOORE, 1975) ou du gaz comme semblerait l'indiquer l'absence de croûte de verre trempé dans les cavités (BIDEAU et al., 1977).

Lorsque le retrait de la lave est discontinu, des niveaux successifs ont le temps de se figer en septa parallèles et horizontaux.

Les cavités sont de dimensions variables.; les échantillons utilisés dans cette étude ont des cavités dont la longueur varie entre quelques centimètres et une vingtaine de centimètres. Certaines cavités, au centre de pillow-lavas, ne présentent, toutefois, aucune orientation particulière (ARP 74 - 12 - 19). D'autres, discontinues, sont cloisonnées et des cavités de quelques centimètres ont été observées dans un plan parallèle à une cavité horizontale sous-jacente. Plusieurs niveaux peuvent apparaître dans un même échantillon (planches photos : 3 et 4).

Le toit des cavités se distingue du plancher par son aspect plus rugueux. Il a souvent la forme d'une voûte ornée de gouttelettes de lave ou de produbérances en forme de stalactites. Pour réorienter un morceau de lave, la verticale est prise perpendiculairement au plancher de la cavité ou normale à un plan

parallèle à de petites cavités allongées (PREVOT et al., 1976).

Cependant, il peut être difficile de déterminer l'orientation exacte car les cavités sont souvent irrégulières et les niveaux manquent parfois. Une autre difficulté est la dispersion des cavités dans la plupart des pillow-lavas. Dans la collection française (plus de 500 kg) de dragages et de prélèvements par submersible (75 échantillons) de la campagne FAMOUS, seuls dix spécimens ont montré des cavités utilisables pour réorienter. De plus, les fragments de roche doivent présenter une taille suffisante pour comprendre plusieurs cavités et donner des résultats fiables.

Les méthodes utilisées pour obtenir des échantillons de roches océaniques orientés ne permettent pas actuellement une étude systématique satisfaisante de la polarité magnétique de la croûte basaltique superficielle. Une méthode idéale de réorientation devrait répondre aux exigences suivantes :

- . le positionnement de l'échantillon est connu avec précision.
- . la direction de la verticale et la polarité sont obtenues avec exactitude (à moins de dix degrés près).
- . la méthode de réorientation est applicable à tout échantillon de basalte, quelque soit sa provenance, son âge, sa taille et le type de prélèvement employé. Qu'il possède ou non une aimantation visqueuse.
- . l'orientation trouvée est celle de la lave au moment de son refroidissement, c'est-à-dire très peu de temps avant l'acquisition de l'aimantation rémanente.

P H O T O G R A P H I E S

PHOTO 1A - Coulée de lave sous-marine

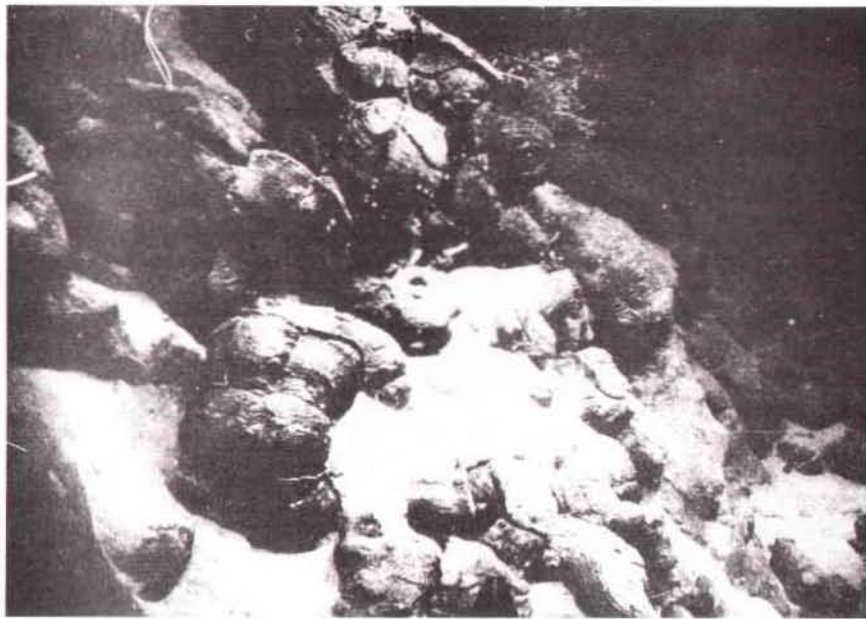
(Collection FAMOUS - Plongées Archimède, 1973).

PHOTO 1B - Pillows allongés sur une pente

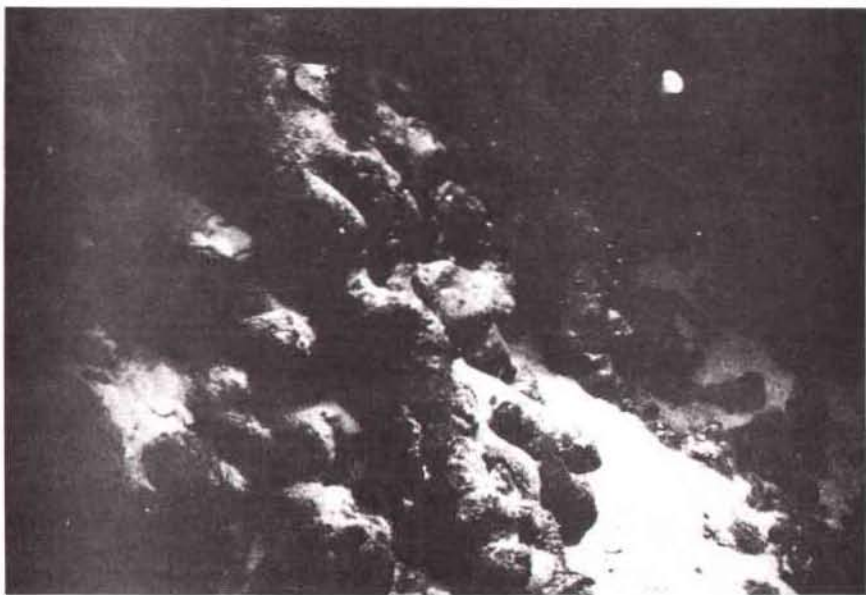
(Collection FAMOUS - Plongées Archimède, 1973).

PHOTO 1C - "Oeuf cassé" (BELLAICHE et al., 1974) d'où
s'échappent de flots de lave figée.

(Collection FAMOUS - Plongées Archimède, 1973).



A



B



C

PLANCHE 2

PHOTO 2A - Pillows arrondis et striés sur les régions plates
du sommet du Mont de Vénus.

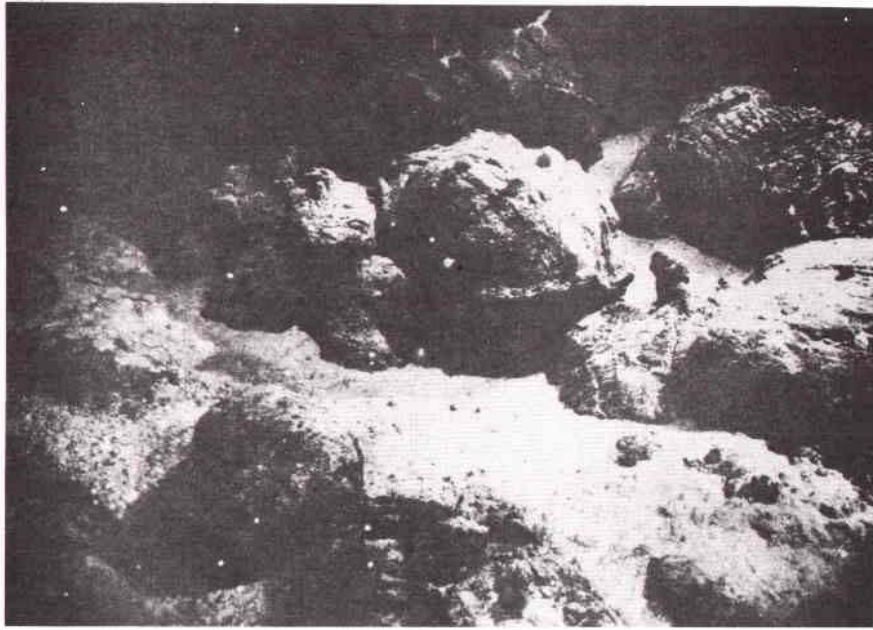
(Collection FAMOUS, Plongées Archimède, 1973).

PHOTO 2B - Coulée de lave sur les flancs du Mont de Vénus

(Collection FAMOUS - Plongées Archimède, 1973).

PHOTO 2C - Formes allongées et contournées de pillow-lavas
sur les flancs du Mont de Vénus.

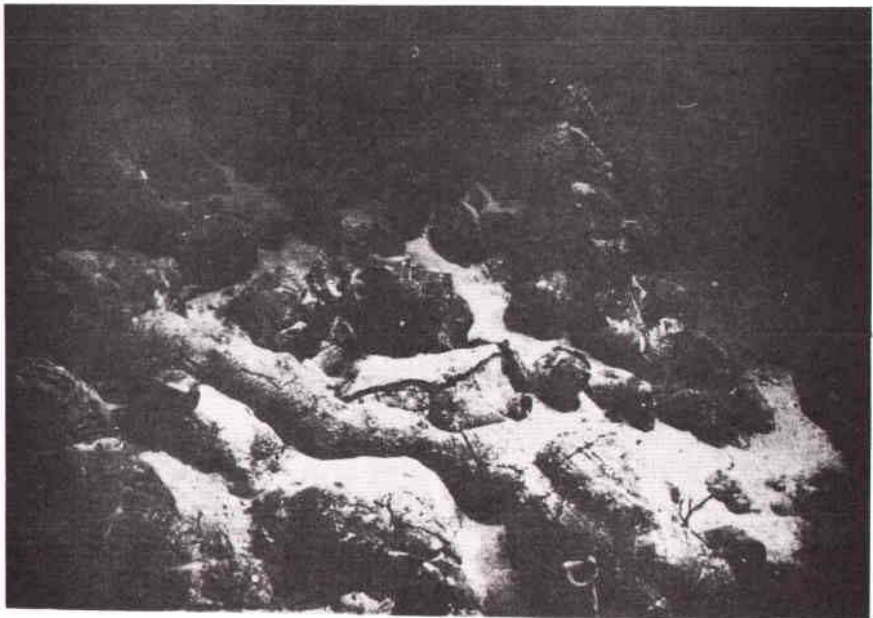
(Collection FAMOUS, - Plongées Archimède, 1973).



A



B



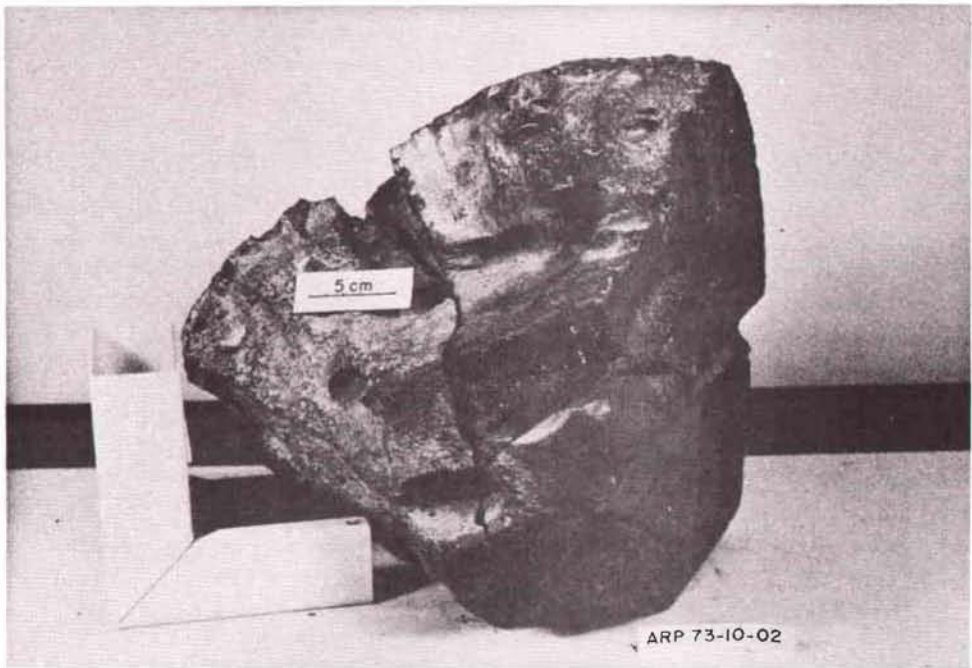
C

PLANCHE 3

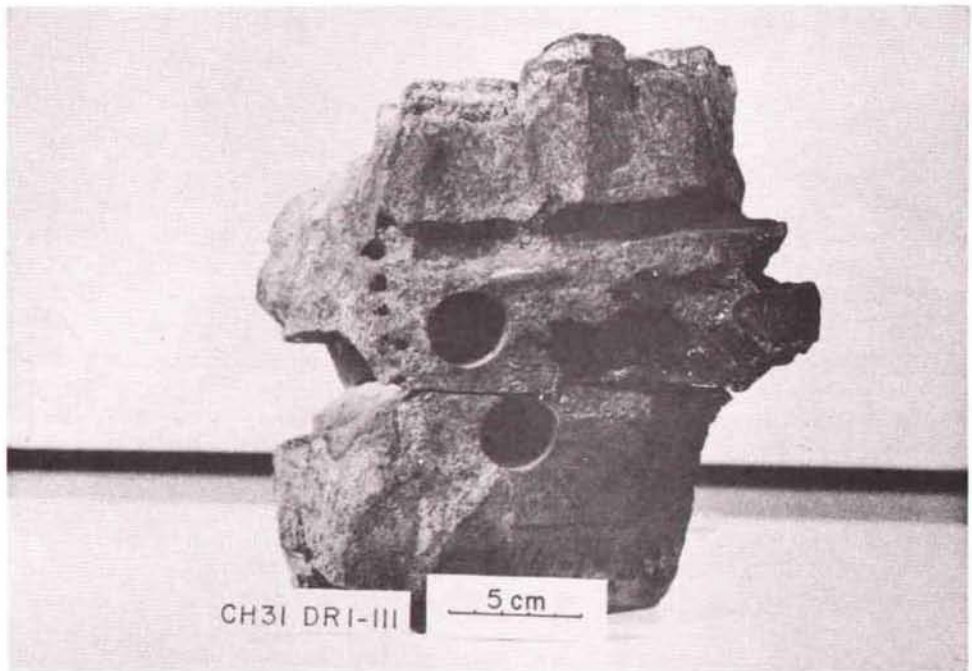
PHOTO 3A - Cavités et niveaux de lave parallèles dans un morceau de pillow-lava. Le plancher des cavités indique le plan horizontal de la lave au moment de son refroidissement.

PHOTO 3B - Cavités parallèles dans un morceau de pillow-lava. Les trous circulaires correspondent à des carottages.

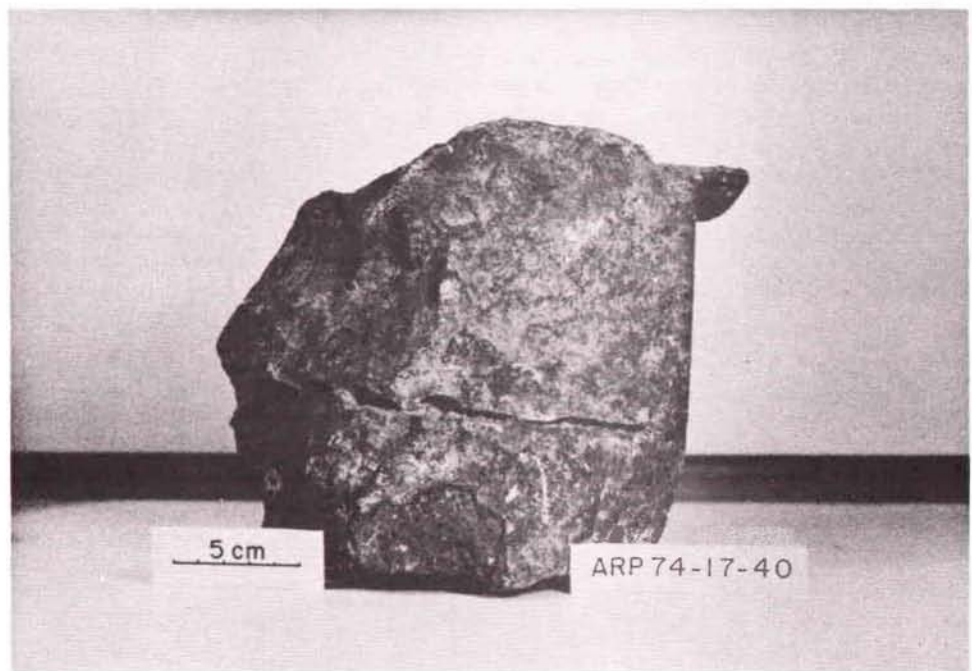
PHOTO 3C - Suite de petites cavités cloisonnées dans un même plan considéré comme le plan horizontal de l'échantillon au moment de son refroidissement.



A



B



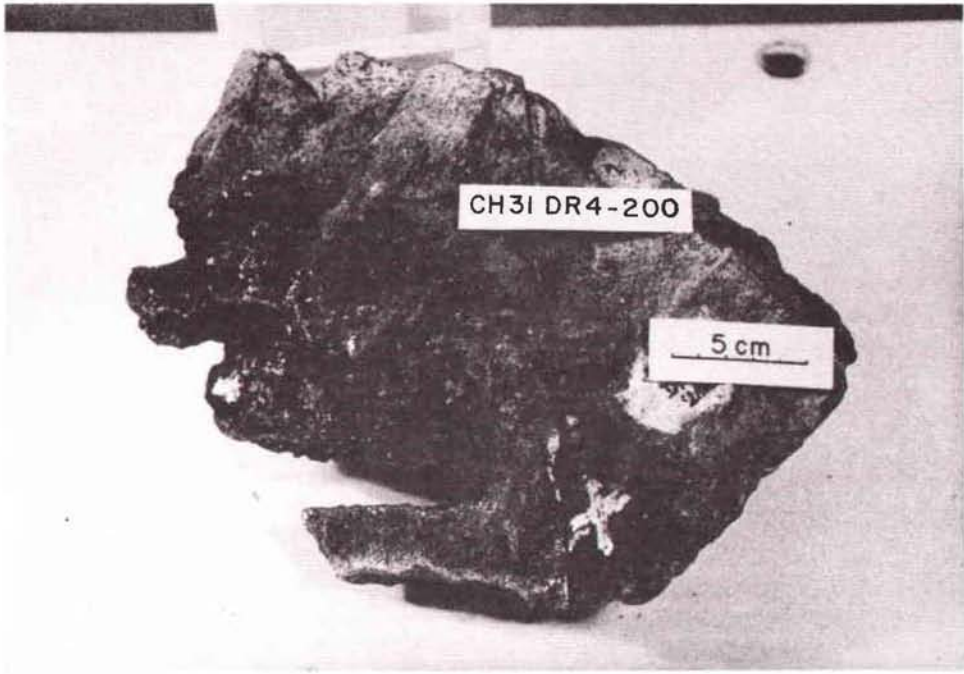
C

PLANCHE 4

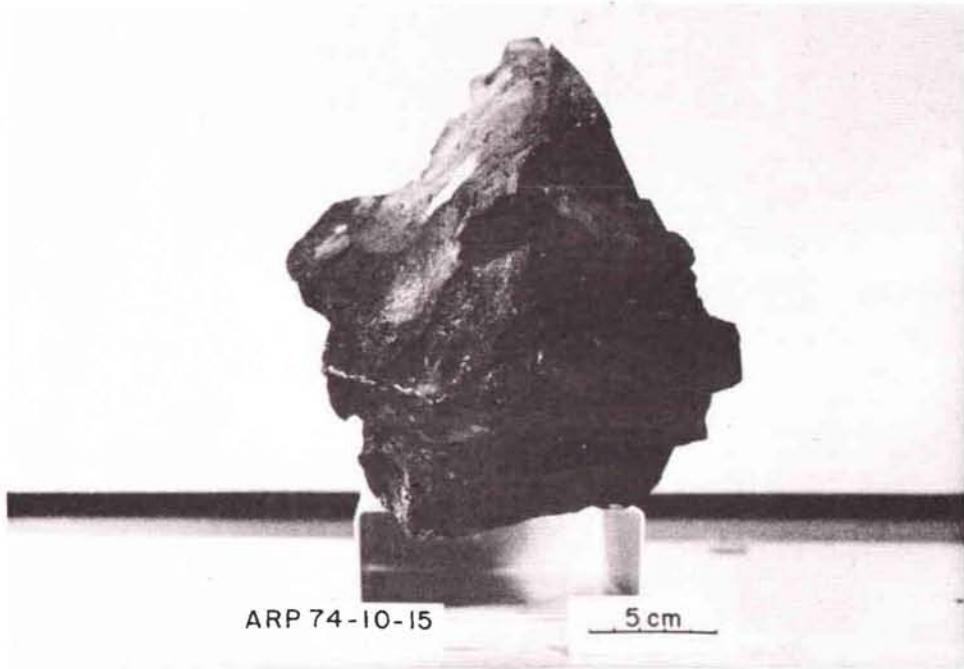
PHOTO 4A - Cavités parallèles dans un fragment de pillow-lava. Le plan horizontal est donné par le plancher des cavités. La voûte du toit ornée d'expansions stalactiques donne la direction du haut.

PHOTO 4B - Cavités et niveaux horizontaux dans un fragment de pillow-lava.

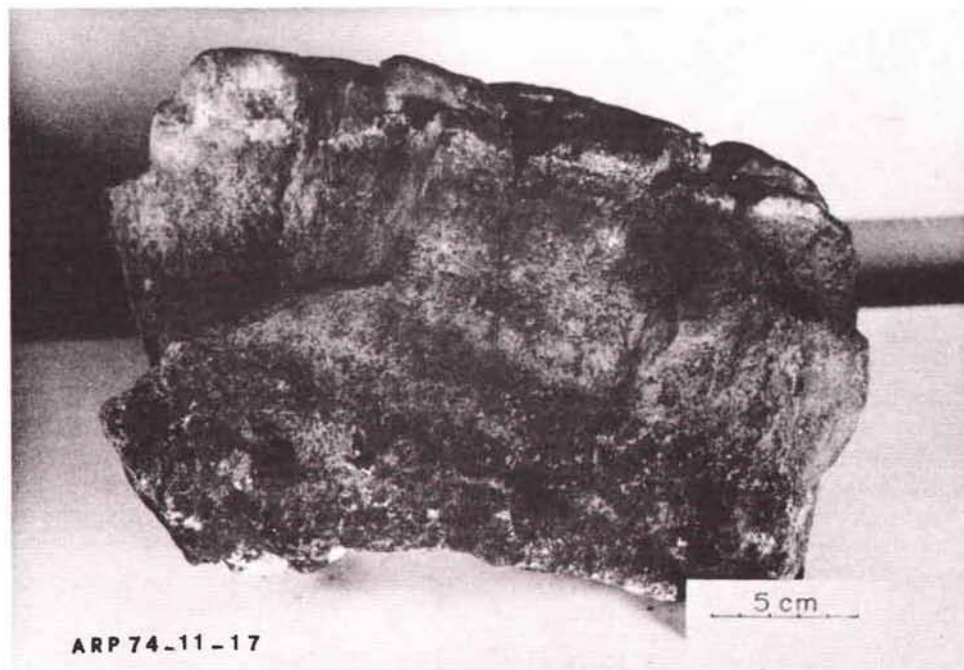
PHOTO 4C - Alignement de petites cavités dans un même plan. Ce plan est considéré comme le plan horizontal de la lave au moment de son refroidissement. Le haut est donné par la rugosité de la voûte d'une grande cavité à la base de l'échantillon.



A



B



C

DEUXIEME PARTIE

CONTEXTE PETROGRAPHIQUE ET ORIGINE

DES VESICULES DE SEGREGATION

CHAPITRE IV

PRESENTATION DES ECHANTILLONS

Les prélèvements sont de deux types :

- . les dragages
- . les prélèvements par submersibles

Les dragages proviennent de la campagne MIDLANTE du n/o "Jean CHARCOT" (Sept. 1972). Ils sont numérotés CH31 DRa, b (DR = Dragage, a = N° de dragage, b = N° d'échantillon).

Les prélèvements par submersibles ont été réalisés lors des campagnes FAMOUS (1973, 1974), par le bathyscaphe Archimède (Marine Nationale Française) et la soucoupe plongeante Cyana (Centre National pour l'Exploitation des Océans). Ils ont été répertoriés suivant la nomenclature suivante :

Arp a, b, c et Cyp a, b, c (Arp = prélèvement "Archimède", Cyp = Prélèvement "Cyana", a = N° de l'année, b = N° de la plongée, C = N° d'ordre de l'échantillon).

NB - Ces numéros se présentent souvent sous leur forme simplifiée (R.f. N° Labo. Tableaux 1 et 2) pour alléger le texte dans la mesure où cette simplification n'entraîne aucune confusion possible d'échantillon.

IV.1. REPARTITION SPATIALE DES ECHANTILLONS.

Les sites de prélèvements sont décrits en détail dans la littérature consacrée à la zone FAMOUS (BELLAICHE et al., 1974 ; BOUGAULT et HEKINIAN, 1974 ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; HEKINIAN et HOFFERT, 1975 ; ARCYANA, 1977 ; etc...).

TABLEAU N° 1 : Liste des échantillons prélevés dans la vallée du rift .

N° Ech.	N° Labo.	Prof.(m)	Site de prélèvement	Type
ARP 73 7 1	7 1	2552	Mont de Vénus	Pillow
ARP 73 10 2	10 2	2715	Dépression internè Est	Pillow
ARP 73 10 3	10 3	2760	Dépression Est flanc Mt de Vénus	pillow
ARP 73 13 4	13 4	2656	Sommet du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 7 5	7 5	2586	Mont marginal Est	Tube verre
ARP 74 7 6	7 6	2586	Mont marginal Est	Tube verre
ARP 74 7 7	7 7	2637	Mont marginal Est	Tube verre
ARP 74 7 8	7 8	2609	Prés du mur Est(pied)	Pillow
ARP 74 7 9	7 9	2609	Prés du pied du mur Est	Pillow
ARP 74 8 10	8 10	2788	Prolongement Mont marginal Est	Pillow
ARP 74 9 12	9 12	2604	Flanc Ouest du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 9 13	9 13	2534	Sommet du Mont Jupiter	Pillow
ARP 74 10 14	10 14	2523	Flanc Ouest du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 10 15	10 15	2522	Flanc Ouest du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 10 16	10 16	2696	Flanc Ouest du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 11 17	11 17	2701	Flanc Est du Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 11 18	11 18	2797	Prolongement Nord Mont de Vénus	Pillow
ARP 74 12 19	12 19	2400	Sommet du Mont Mercure	Pillow
CYP 74 30 32	30 32	2848	Dépression Est Mont Mercure	Tube verre
CYP 74 30 33	30 33	2718	Prolongement Nord Mont de Vénus	Tube verre
CYP 74 30 34	30 34	2790	Dépression N-O Mont de Vénus	Tube verre
CYP 74 31 35	31 35	2635	Mont Jupiter	Pillow
CYP 74 31 36	31 36	2672	Flanc Ouest Mont Jupiter	Frag.anguleux
CYP 74 31 37	31 37	2592	Pied du mur Ouest	Bloc massif
CYP 74 31 38	31 38	2565	Pied du mur Ouest	Intrusif
CYP 74 31 39	31 39	2318	Escarpeement mur Ouest	Pillow
CYP 74 31 40	31 40	2223	Escarpeement mur Ouest	Tube verre
CH 31 DR 1	DR 1	2700-2800	Sud du Mont de Vénus	Berlingots,tubes
CH 31 DR 2	DR 2	2150-2350	Mur Est	Pillows
CH 31 DR 3	DR 3	1850-2100	Mur Est	Pillows
CH 31 DR 4	DR 4	2650-2730	Flanc Ouest Mont de Vénus	Pillows
CH 31 DR 5	DR 5	2500-2630	Pied du mur Est	Pillows
CH 31 DR 6	DR 6	1900-2300	Mur Ouest	Pillows
CH 31 DR 7	DR 7	1800-1900	Mur Ouest	Pillows
CH 31 DR 8	DR 8	2780-2820	Flanc Est du Mont de Vénus	Tubes,pillows
CH 31 DR 9	DR 9	2600-2840	Pied du Mont Mercure	Pillows
CH 31 DR 10	DR 10	2380-2700	Mur Ouest	Pillows
CH 31 DR 11	DR 11	2600-2720	Pied du mur Est	Tubes,berlingots
CH 31 DR 12	DR 12	2840-2950	Flanc E et N du Mont de Vénus	Tubes,pillows

TABLEAU N° 2 : Liste des échantillons prélevés dans la vallée transformante et dans l'intersection de la vallée du rift et de la vallée transformante .

N° Ech.	N° Labo.	Prof. (m)	Site de prélèvement	Type
CYP 74 19 06	06	2686	Pied escarpement E-O	Pillow
CYP 74 20 08	08	2718	Vallée transformante	Pillow
	08 1	2718	Vallée transformante	"
CYP 74 22 09	09	2720	Vallée transformante	"
CYP 74 22 10	10	2068	Mur Est-Ouest	"
	A 10A	2068	Mur Est-Ouest	"
	B 10B	2068	Mur Est-Ouest	"
	C 10C	2068	Mur Est-Ouest	"
	D 10D	2068	Mur Est-Ouest	"
CYP 74 23 11	11	2700	Vallée transformante	"
CYP 74 27 18	18	2560	Pied escarpement E-O	Intrusif
CYP 74 27 20	20	2510	Escarpement Est-Ouest	Intrusif
CYP 74 28 28	28	2383	Mur Est-Ouest	Bloc massif
CYP 74 28 29	29	2348	Mur Est-Ouest	Intrusif
CYP 74 29 30	30	2400	Mur Est-Ouest	Intrusif
CYP 74 29 31A	31A	2350	Mur Est-Ouest	Pillow
	B 31B	2350	Mur Est-Ouest	Pillow
	C 31C	2350	Mur Est-Ouest	Pillow
ARP 74 13 21	13 21	3072	Nord escarpement E-O	Intrusif
ARP 74 13 22	13 22	2998	Mur Est,Sud intersection	Pillow
ARP 74 13 23	13 23	2998	Mur Est,Sud intersection	Pillow
ARP 74 13 24	13 24	2923	Mur Est,Sud intersection	"
ARP 74 14 26	14 26	2976	Escarpement E-O,N intersection	"
ARP 74 14 27	14 27	2976	Escarpement E-O,N intersection	Intrusif
ARP 74 14 28	14 28	2976	" " " " " " " " " " " "	Intrusif
ARP 74 14 29	14 29	2976	" " " " " " " " " " " "	"
ARP 74 14 30	14 30	2976	" " " " " " " " " " " "	"
ARP 74 14 31	14 31	2955	" " " " " " " " " " " "	Pillow
ARP 74 14 32	14 32	2955	" " " " " " " " " " " "	Pillow
ARP 74 14 33	14 33	2955	" " " " " " " " " " " "	Tube verre
ARP 74 16 36	16 36	3017	Mur Est,Sud intersection	Pillow
ARP 74 16 37	16 37	2978	" " " " " " " " " " " "	Pillow
ARP 74 17 39	17 38	2988	" " " " " " " " " " " "	Pillow
ARP 74 17 40	17 40	3079	" " " " " " " " " " " "	Intrusif
ARP 74 17 41	17 41	3111	Centre intersection	Pillow
ARP 74 17 42	17 42	3111	" " " " " " " " " " " "	Pillow
ARP 74 18 44	18 44	3053	" " " " " " " " " " " "	Intrusif

Le texte suivant replace les échantillons dans leur contexte structuro-morphologique. Leur positionnement est donné par les cartes (fig. 7, 8, 9, 10). Les dragages ne sont pas positionnés de façon aussi précise que les prélèvements par submersibles et ne représentent pas, comme ces derniers, un échantillonnage ponctuel. C'est cependant parmi eux que se trouvent les échantillons les plus éloignés de l'axe actif. Les prélèvements par submersibles ont été effectués dans un réseau de balises acoustiques.

IV.1.1. La vallée interne du Rift.

- . Le "Mont de Vénus" : 7-1 et 13-4 ont été récoltés de part et d'autre du sommet du "Mont de Vénus" (2 500 m de profondeur environ). Ces prélèvements ont été effectués dans la zone d'activité volcanique la plus récente (< 10 000 Ans). DR1, DR4, DR8, DR12, 11-17, 11-18, 30-33, 10-3, 30-32, 10-14, 10-15, 10-16, 9-12 proviennent des flancs de cet édifice (2 500 à 2 800 m de profondeur). Ce sont essentiellement des pillow-lavas très frais.
- . Les cuvettes latérales : 30-34 et 8-10 proviennent respectivement des dépressions bordant le prolongement Nord du "Mont de Vénus" du côté occidental et le prolongement Nord du "Mont Marginal Est" du côté oriental.
- . Les Monts Marginaux : les volcans qui encadrent le plancher interne se distinguent des monts axiaux par des traces d'activité tectonique plus intense, un aspect plus altéré de leurs laves et l'existence d'une couverture sédimentaire pélagique très fine.

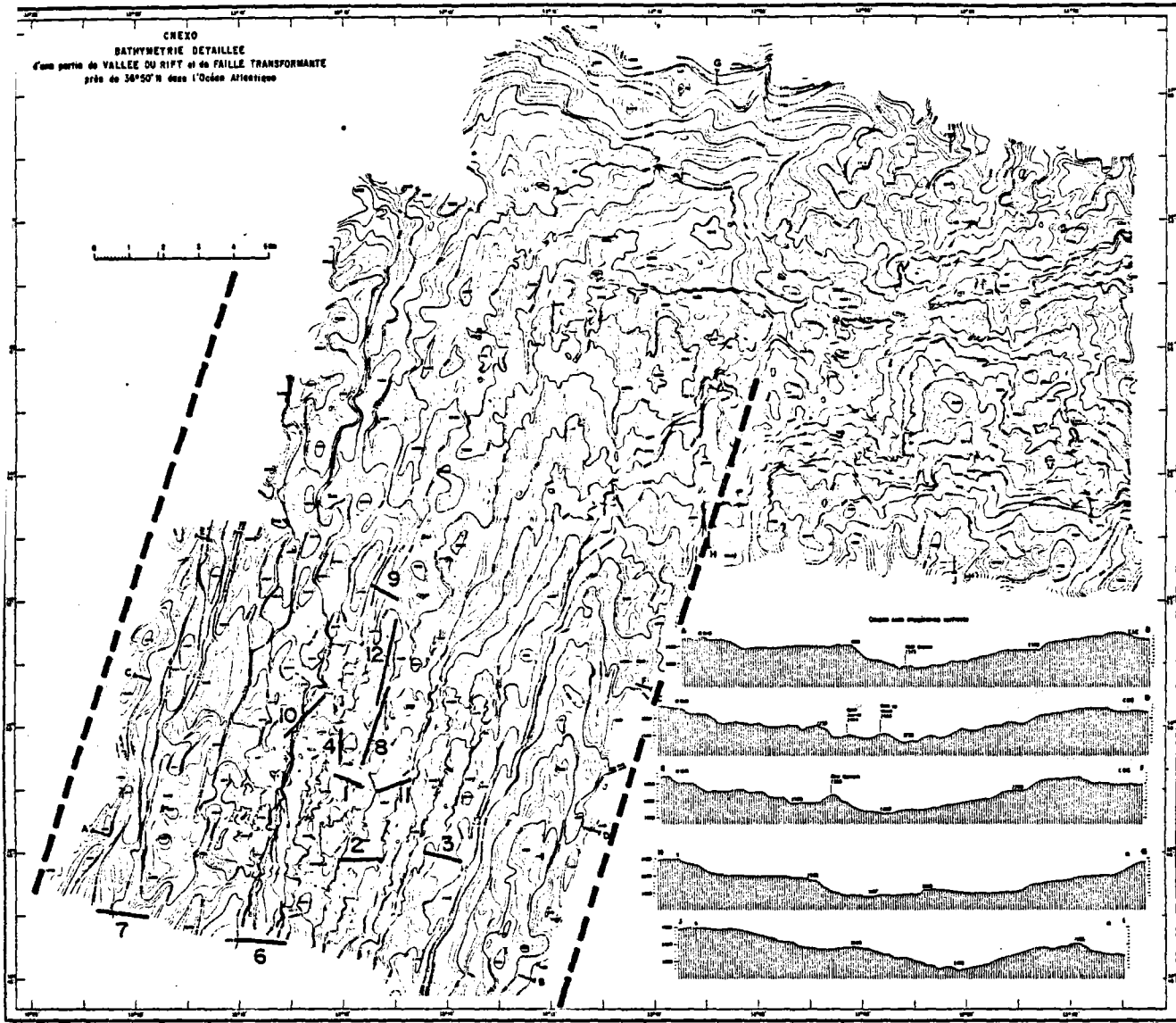


Fig. 7 : Positionnement des drag ages. Les principales unités structuro-volcaniques apparaissent sur les coupes en bas, à droite. Les pointillés indiquent les limites de l'époque Bruhnes selon Prévot et al. (1976).

9-13, 31-35, 31-36 proviennent du "Mont Jupiter". 7-5, 7-6, 7-7, 10-2 ont été prélevés sur le Mont Marginal Est". 12-19 provient du flanc est du "Mont Mercure" situé au Nord Ouest du "Mont de Vénus".

IV.1.2. Sur les murs adjacents de la vallée du Rift.

Les murs s'élèvent par paliers successifs parallèles à l'axe du rift (N 20°) entre le plancher interne (2 800 m) et les crêtes des dorsales (1 800 à 1 500 m). Des rides discontinues et des monts isolés surimposent souvent leur relief à celui des marches.

Les échantillons prélevés en submersibles proviennent des premières marches qui encadrent la vallée active. Une certaine activité intrusive a pu s'installer dans cette région à la faveur de la détente créée par les failles normales. 31-37, 31-38, 31-39, 31-40 proviennent du mur Ouest (2 600 à 2 200 m). 7-8 et 7-9 ont été collectés sur le mur oriental (2 608 m de profondeur).

Les dragages DR9 (à l'Ouest) et DR11 (à l'Est) proviennent des limites du plancher interne (0,5 à 1 Km de l'axe). DR10 (1 à 2 Km à l'Ouest de l'axe) a été arraché aux premiers escarpements qui bordent la vallée interne (2 800 m à 2 400 m). DR6 (1 à 2 Km de l'axe) et DR7 (5 à 6 Km) ont été dragués sur le mur occidental. DR2 (2 à 3 Km) et DR3 (3,5 à 4 Km) sur le mur oriental. Ces quatre derniers dragages ont été effectués à environ 2 200 m de profondeur.

Fig. 8 : Positionnement des prélèvements par submersible dans la vallée du rift, d'après Arcyana (1977).

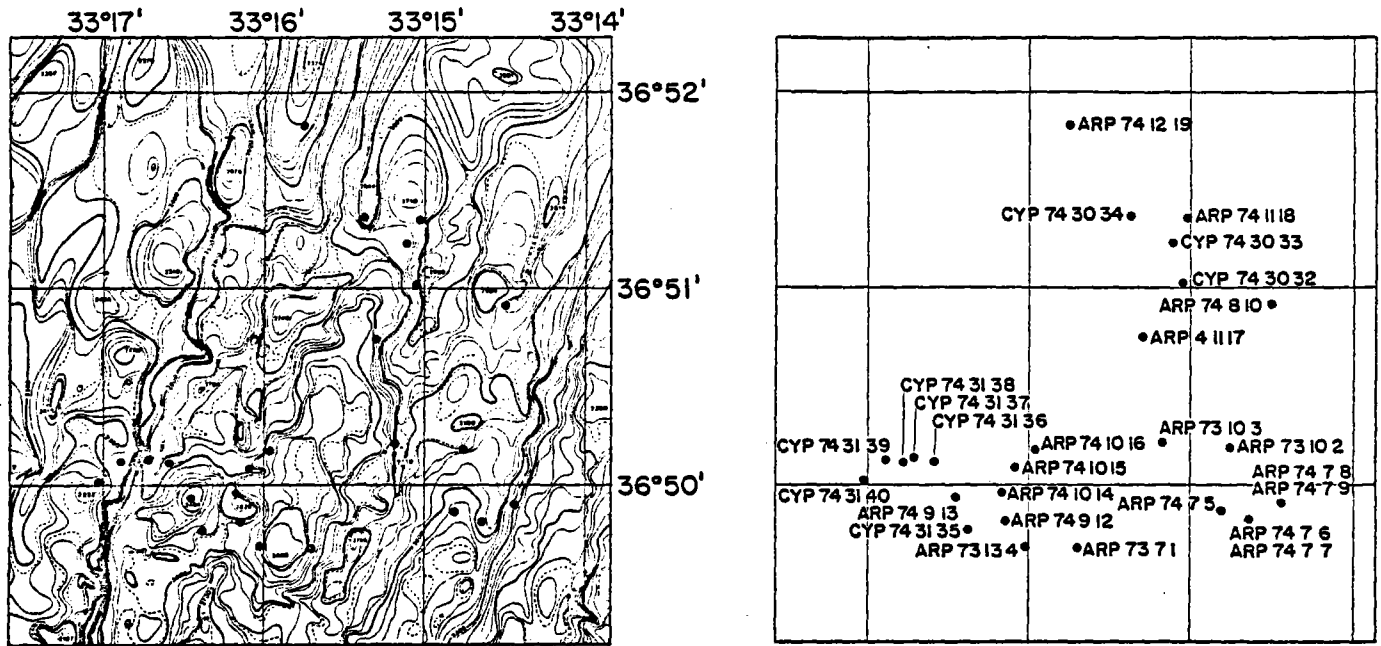
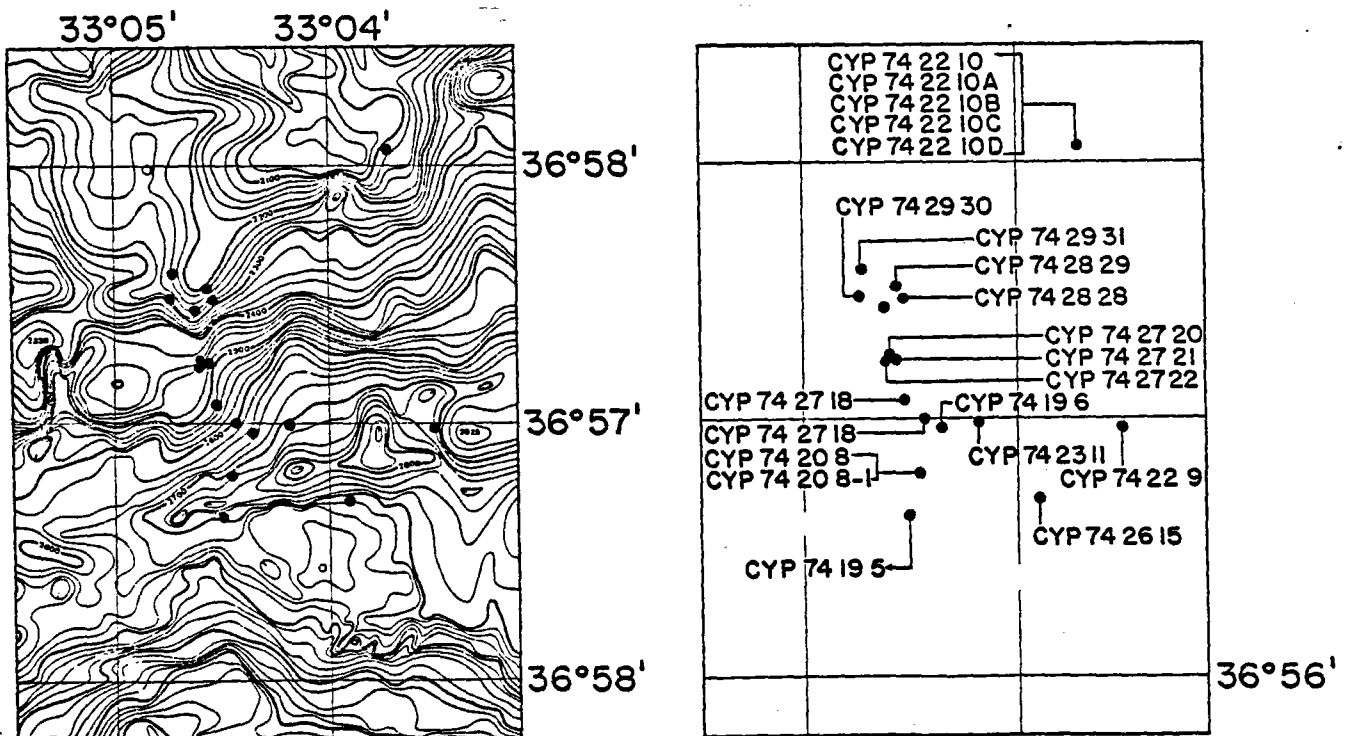


Fig. 9 : Positionnement des prélèvements par submersible dans la vallée transformante A, d'après Arcyana (1977).



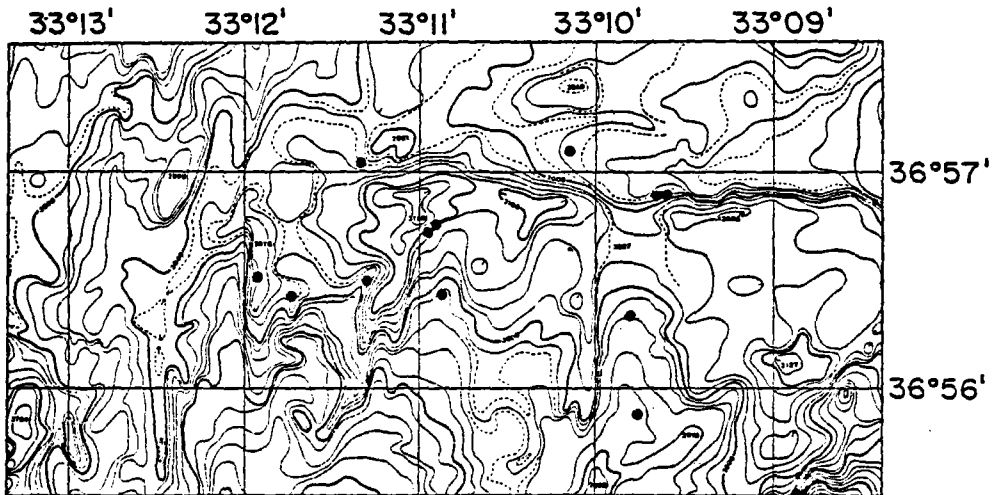
IV.1.3. Dans la vallée transformante A.

Les prélèvements ont été effectués dans deux régions distinctes : d'une part, dans le fond de la vallée transformante proprement dite, d'autre part, à l'Est de l'intersection entre la vallée du Rift et la vallée transformante.

Le premier groupe de prélèvements se situe à une dizaine de kilomètres de l'axe théorique, dans la vallée transformante. Les échantillons 6, 8, 9 et 11 proviennent du fond de la vallée transformante (2 600 à 2 700 m). 18, 20 et 21 ont été collectés sur les premiers escarpements du mur septentrional du système transformant (2 600 à 2 400 m). 10, 28, 29, 30 et 31 proviennent des marches de ce même mur (2 400 à 2 100 m).

Parmi les échantillons du second groupe, 17-41 et 17-42 proviennent de la partie la plus profonde de l'intersection (plus de 3 100 m) qui est une dépression de forme grossièrement triangulaire. Les sites des prélèvements 16-36, 16-37, 17-39 et 17-40 occupent les escarpements (ou rides) plus ou moins réguliers du Sud de l'intersection (3 000 à 3 100 m). Ces sites sont les plus proches de l'axe théorique. 13-22, 13-23, 13-24 ont été récoltés sur les marches N-S (N 20°) qui apparaissent dans le prolongement du mur Est du Rift (2 900 m à 3 000 m). 18-44, 14-31, 14-32, 14-33, 14-26, 14-27, 14-28, 14-29, 14-30, 13-21 ont été recueillis sur quatre sites, au Nord de l'intersection, sur les premiers escarpements Est-Ouest appartenant au système transformant (2 950 à 3 100 m).

Fig. 10 : Positionnement des prélèvements par submersible dans l'intersection de la vallée du rift avec la vallée transformante, d'après Arcyana (1977).



			ARP 74 14 31 ARP 74 14 32 ARP 74 14 33	ARP 74 14 26 ARP 74 14 27 ARP 74 14 28 ARP 74 14 29 ARP 74 14 30	
		ARP 74 18 44		ARP 74 13 21	
		ARP 74 16 36	ARP 74 17 41 ARP 74 17 40 ARP 74 17 39	ARP 74 17 42	ARP 74 13 22 ARP 74 13 23
				ARP 7 13 24	

IV.2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE.

IV.2.1. Les fragments de pillows.

Ces échantillons sont les plus abondants. Ils sont généralement de forme conique et présentent parfois des cristaux millimétriques à centimétriques de plagioclase ou d'olivine en proportion variable.

A la base des cônes se trouve souvent une calotte vitreuse compartimentée par des polygones de refroidissement qui correspondent aux joints radiaux rayonnants du sommet. Cette calotte est parfois recouverte d'oxyde et d'hydroxyde de manganèse et/ou de palagonite.

En coupe, le verre est écaillé et des lames de palagonite pénètrent entre les écailles et dans les fissures. Une zone sombre et mate prolonge la croûte de verre. Cette zone peut présenter des sections de varioles brunâtres et se poursuit progressivement en une zone plus claire, grise, où miroitent de très petits cristaux sur les sections fraîches. La largeur de la zone sombre varie d'un pillow à l'autre. Les fragments provenant de petits pillows ont généralement une zone sombre plus développée.

IV.2.2. Les fragments de tubes de lave.

Ces échantillons sont plus ou moins altérés en palagonite. On distingue deux types de fragments : les plaquettes et les "berlingots".

Les plaquettes ou calottes (2 à 5 cm d'épaisseur) proviennent de tubes de lave effondrés. Elles sont essentiellement vitreuses et peuvent présenter des cristaux (mm à cm) de plagioclase ou d'olivine. Leur face externe est écaillée et recouverte d'une fine

couche d'oxyde de manganèse et de palagonite. Leur face interne, plus ou moins concave, présente fréquemment des arêtes ou rides de lave et plus rarement des expansions stalactitiques. Cette face est dépourvue de palagonite mais une fine pellicule d'oxyde de manganèse la tapisse presque toujours. Les échantillons 7-5, 7-6, 7-7, 30-32, 30-33, 30-34, 31-40, 14-33 et un certain nombre de roches provenant de DR1 et DR11 appartiennent à ce groupe.

Le terme "berlingots" évoque assez bien l'aspect de petits fragments de verre (1 à 5 cm de diamètre) de forme grossièrement pyramidale, à faces convexes et cassure conchoïdale. Leur couleur est brune ou rouille suivant l'altération. Ces fragments (DR 11) ont retenu l'attention lors de la campagne Midlante (1972). Ces roches exceptionnelles ont été appelées "popping rocks" en raison de leur tendance à crépiter et sauter en explosant sur le pont du navire. L'explication de ce phénomène est leur grande richesse en gaz, qui, lors de la détente consécutive à leur remontée en surface, tend à s'échapper par les régions de moindre résistance (HEKINIAN et al., 1973 ; NEEDHAM et FRANCHETEAU, 1974 ; PINEAU et al., 1976). La taille trop petite de ces échantillons n'a pas permis de les utiliser pour cette étude.

IV.2.3. Les fragments anguleux.

Certains de ces fragments sont des morceaux de pillows méconnaissables macroscopiquement en raison de leur altération, de l'absence de zonation, de joints radiaux ou de croûte vitreuse palagonitisée caractéristique. Ils peuvent présenter des cristaux (mm à cm) de plagioclase (DR10).

La plupart sont des fragments de roche homogène, massive et très finement cristallisée, de couleur gris-clair comme le coeur des pillow-lavas. Une pellicule de manganèse les recouvre, souvent, mais le verre et la palagonite sont absents. Une auréole périphérique plus altérée se distingue parfois de l'intérieur de la roche. Certains fragments proviennent d'échantillons plus volumineux, de forme prismatique marquée, et reconnus comme de véritables roches intrusives (14-27, 14-28, 14-29, 14-30). Un grand nombre de ces roches provenant des régions de dykes de la zone transformante et de l'intersection ont été classées dans ce groupe (31-37, 31-38, 31-39, 13-21, 17-40, 18-44, 27-18, 27-20, 28-28, 28-29, 29-30).

IV.3. REPARTITION TEMPORELLE.

Si l'on veut vérifier que la polarité magnétique trouvée pour chaque échantillon est compatible avec celle déduite des anomalies magnétiques et de l'âge de la croûte, il est indispensable qu'un maximum d'échantillons puisse être daté.

Les basaltes de la zone FAMOUS sont relativement jeunes et pauvres en éléments radio-actifs. Les méthodes radiométriques classiques ne sont pas applicables dans le cas de telles roches. STORZER et SELO (1974, 1976) ont utilisé la méthode des datations par traces de fission de l' U^{238} . La méthode atteint souvent ses limites d'application sur ce matériel et peu d'échantillons ont pu être datés (tableau n° 3 et fig. 11).

Les laves qui s'épanchent sur le plancher océanique sont soumises à l'action chimique de l'eau de mer dès les premiers stades de leur refroidissement. Cette action se traduit simultanément par l'altération progressive des zones les plus exposées et par la lente précipitation d'hydroxyde de fer et de manganèse en surface. Certaines surfaces ont été tardivement exposées sous l'influence de la fracturation tectonique, celle ci ne nous intéressent pas.

Par contre, l'épaisseur d'oxyde de manganèse déposé sur les croûtes de verre peuvent indiquer l'âge relatif de l'épanchement.

L'altération commence par les croûtes vitreuses directement au contact de l'eau de mer. Le verre, du fait de son refroidissement brutal, présente un aspect écaillé qui favorise la circulation du liquide oxydant. BONATTI (1965, 1967) a suggéré que l'altération des laves sous-marine est contemporaine de l'éruption et se produit à forte température. MOORE (1966), JA KOBSON (1972), HEKINIAN et HOFFERT (1975), ARCYANA (1977), ont montré que la palagonitisation se développe progressivement après la mise en place de la lave dans l'environnement marin. Ils ont remarqué qu'une relation linéaire existe entre l'épaisseur de la croûte de manganèse et celle de palagonite. Ces épaisseurs varient avec la distance à l'axe du rift et, donc, avec l'âge des roches.

HEKINIAN et HOFFERT (1975), ARCYANA (1977) ont montré que les taux d'accumulation moyens annuels d'oxyde de manganèse et de palagonite sont du même ordre de grandeur. Ils proposent un taux moyen d'accumulation d'oxyde de manganèse de $3\mu/10^3$ années. Les âges obtenus par ces auteurs pour les échantillons de la zone FAMOUS sont présentés dans le tableau n° 3 et sur la figure 11. Les mesures de l'épaisseur de palagonite présentées par ARCYANA (1977) ont été utilisées pour dater un certain nombre de roches en postulant que le taux de palagonitisation était le même que le taux moyen d'accumulation du manganèse ($3\mu/10^3$ ans).

Une certaine dispersion des résultats peut s'expliquer par : (1) le caractère épisodique du volcanisme axiale et la largeur de la zone active (écoulement des laves à une certaine distance de l'axe, plusieurs événements le long d'un axe grossièrement rectiligne) (2) des variations momentanées du taux d'expansion ; (3) l'existence d'un volcanisme marginal actif ; (4) les perturbations liées à une activité hydrothermale localisée ; (5) les détériorations de la croûte des échantillons lors des opérations de prélèvement.

TABLEAU N° 3 : DATATIONS DES ECHANTILLONS .

Les échantillons sont regroupés par unités structuro-morphologiques, les datations par le taux d'accumulation du manganèse ($3\mu/10^3$ ans) sont empruntées à Hekinian et Hoffert (1975), les épaisseurs de palagonite à Arcyana (1977), les datations par traces de fission de l' U^{238} sont empruntées à Storzer et Selo (1974).

LOCALISATION			ACCUMULATION Mn	ACCUMULATION Palagonite	TRACES FISSION
N° Labo.	Site	Distance/axe (mètres)	Age ₃ ($\times 10^3$ ans)	Age ₃ ($\times 10^3$ ans)	Age ₃ ($\times 10^3$ ans)
7 1	Mt vénus	100	2-12	2-10	-
13 4	"	200	2-8	2-12	-
11 17	E Mt vénus	250	-	-	-
DR 12	N-E Mt vénus	0 à 250	-	-	-
DR 8	E Mt vénus	300 à 400	-	-	6 ⁺ 5
10 15	O Mt vénus	500	-	11-18	-
10 14	"	600	-	-	-
10 16	"	400	-	-	-
9 12	"	450	-	-	-
DR 4	"	450	-	-	-
DR 1	S Mt vénus	350 à 650	-	-	-
10 3	E Mt vénus	600	8-30	8-67	-
11 18	N Mt vénus	250	-	28-50	-
30 32	E Mt vénus	450	-	28-103	-
30 33	N Mt vénus	250	-	85-198	-
30 34	N-O Mt vénus	200	-	25-65	-
DR 9	Mt mercure	600 à 1000	11	-	-
"	"	"	11-34	-) sup. 25
"	"	"	11-34	-	-
12 19	"	1000	-	25-37	-
10 2	Dépression E	1200	33-114	11-116	sup. 50
7 5	Mt marginal E	1400	-	20-45	-
7 6	"	1700	-	40-170	-
7 7	"	1700	-	-	-
8 10	N Mt marginal E	1300	-	57-453	-
9 13	Mt jupiter	950	-	28-85	-
31 35	"	750	-	-	-
31 36	"	1250	-	-	-
31 37	Pied mur O	1450	-	-	-
31 38	"	1550	-	-	-
31 39	Escarpeement O	1700	-	85-297	-
31 40	"	1850	-	167-468	-
DR 10	Mur Ouest	1200 à 1600	87-140	-	36 ⁺ 12
DR 6	"	1000 à 2500	96-227	-	-
DR 7	"	4800 à 6000	183-340	-	-
DR 11	Pied mur E	700 à 1200	31-77	-	-
"	"	"	14-28	-) 21 ⁺ 6
"	"	"	57	-	-
7 8	Mur Est	2000	-	-	-
7 9	"	2000	-	-	-
DR 2	"	1500 à 3000	42-170	-	-
DR 3	"	3800 à 5100	340-482	-	48 ⁺ 11
"	"	"	133-156	-	83 ⁺ 14

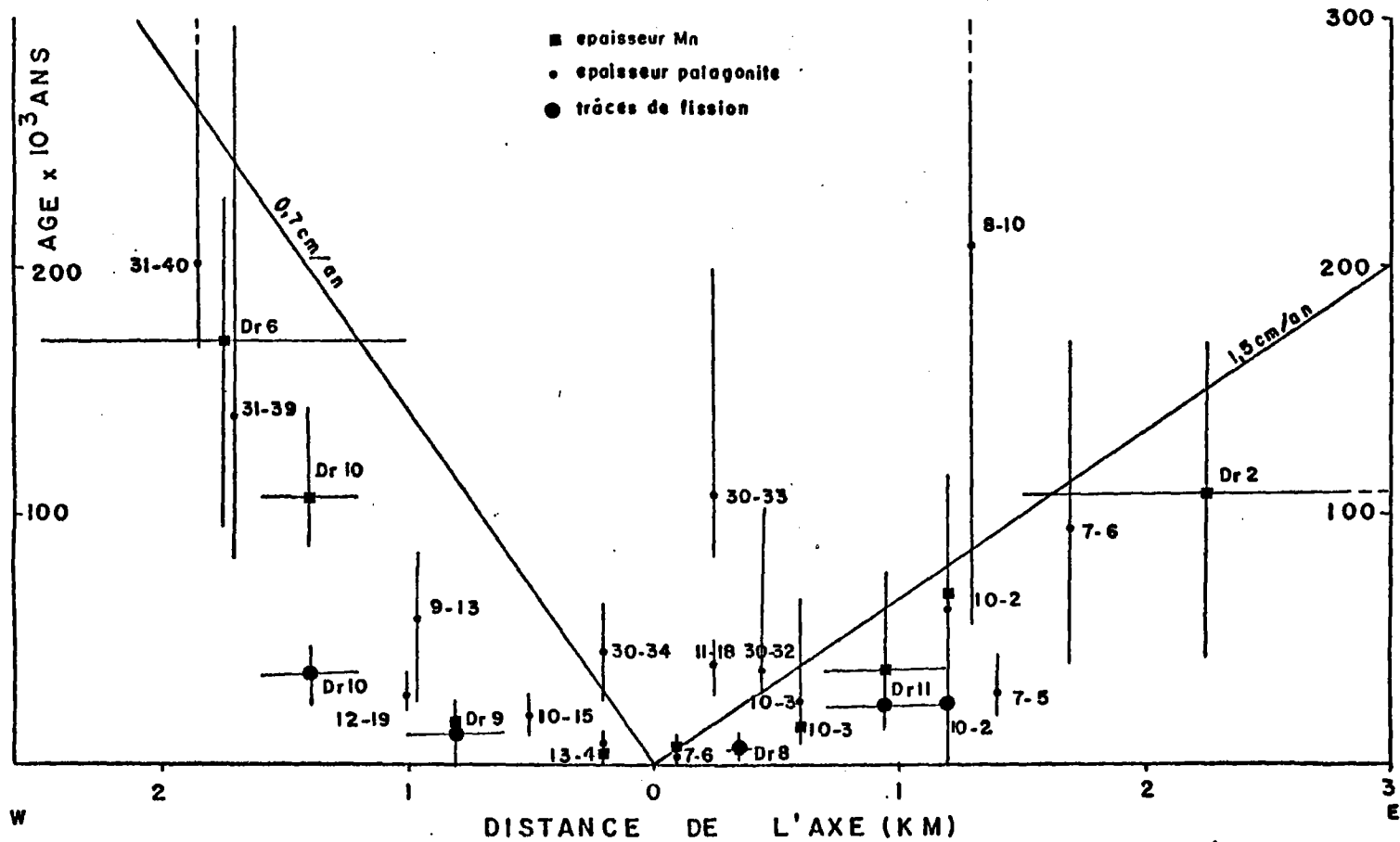


Fig. 11 : Age des échantillons en fonction de l'éloignement de leur site de prélèvement par rapport à l'axe du rift. Les droites obliques représentent l'accroissement de l'âge pour un taux d'expansion océanique de 0,7cm/ans à l'Ouest et de 1,5cm/ans à l'Est (Needham et Francheteau, 1974). Les gros points représentent les datations obtenues par les traces de fission de l' U^{238} (Storzer et Sélo, 1974). Les petits points représentent les âges obtenus par l'épaisseur de la croûte de palagonite (Arcyana, 1977), en utilisant un taux d'accumulation de $3\mu/10$ ans. Les carrés correspondent aux datations déduites des épaisseurs de la croûte d'oxyde de manganèse, avec un taux d'accumulation de $3\mu/10$ ans (Hékinian et Hoffert, 1975).

Les résultats obtenus sont toutefois intéressants et comparables dans l'ensemble aux résultats des datations radio-isotopiques. Les roches les plus récentes (Mont axial) ont moins de 12 000 ans. Le plancher interne est plus jeune que 120 000 ans

Si l'activité volcanique se limite à la zone axiale, la distance du site de prélèvement à l'axe doit permettre de calculer l'âge d'un échantillon. Les datations présentées ici (Fig. 11) ont été obtenues pour un taux d'expansion de 0,7 cm/an à l'Ouest de l'axe et 1,5 cm/an à l'Est, pour un axe d'expansion orienté à 20° N. Ces valeurs du taux d'expansion sont proposées par NEEDHAM et FRANCHETEAU (1974).

HEKINIAN et HOFFERT (1975), BRYAN et MOORE (1977), ARCYANA (1977) ont remarqué que les âges obtenus par les traces de fission et l'épaisseur de la croûte de manganèse pour les Monts marginaux sont plus récents que ne le laisserait supposer le taux d'expansion (fig. 11). Parmi les explications données, plusieurs sont inhérentes à la méthode utilisée, mais il paraît plus satisfaisant d'envisager un volcanisme actif en marge de la zone axiale.

Dans les cuvettes, les âges obtenus pour quelques échantillons (11-18, 30-33, 8-10) par la méthode du taux de palagonitisation sont, par contre, beaucoup plus anciens que ceux déduits du taux d'expansion (fig. 11). Plusieurs explications peuvent être envisagées : (1) la fréquence des fentes de tension (ARCYANA, 1977 ; BALLARD et VAN ANDEL, 1977) peut favoriser une activité hydrothermale importante, accélérant le processus d'altération.

(2) l'activité volcanique discontinue peut contribuer à isoler des blocs de croûte ancienne dans un environnement de laves plus récentes (BALLARD et VAN ANDEL, 1977) ou encore ménager des "fenêtres" dans la croûte plus récente qui permettent l'affleurement de roches anciennes sous-jacentes.

Les âges obtenus par le taux d'expansion océanique doivent être utilisés avec précaution lorsque les datations par d'autres méthodes font défaut. Les résultats sont particulièrement critiquables pour les roches intrusives et surtout pour les échantillons provenant de la vallée transformante où l'activité volcanique est mal connue et où l'activité tectonique très complexe met en jeu des portions de plaques d'âge fort différentes. Le seul échantillon daté par les traces de fission (c.f. PREVOT et al., 1976 ; d'après une communication personnelle de STORZER) dans l'intersection (14-31) est daté de moins de 45 000 ans alors que le taux d'expansion indique un âge de 187 000 ans.

Toutes les roches de la vallée du Rift et de l'intersection ont été mises en place pendant l'époque BRUNHES (fig. 7). C'est-à-dire qu'elles doivent, dans l'ensemble, présenter une polarité magnétique normale. Une inclinaison négative (PREVOT et al., 1976) ne pourrait être attribuée qu'à l'excursion Laschamp (10 000 à 15 000 ans) ou à l'évènement Blake qui a duré environ 10.000 ans et dont l'âge moyen se trouve aux alentours de 110 000 ans BP.

CHAPITRE V

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS.

L'apparition des "vésicules de ségrégation" est conditionné en partie par la rapidité du refroidissement de la lave (voir chapitre suivant). La vitesse de refroidissement n'est pas, dans le cas présent, accessible de façon directe. Cependant, elle agit sur un certain nombre de caractères dans les laves. Ces différents caractères sont décrits dans ce chapitre afin de faciliter les discussions qui suivront. Il s'agit, en particulier, de l'habitus des minéraux, du degré de cristallisation des roches et de la structure de leur matrice. Certains de ces caractères ne sont pas uniquement dépendants de la vitesse de refroidissement, mais varient également avec la nature des basaltes. Il sera donc nécessaire de montrer les variations structurales et minéralogiques dues à la vitesse de refroidissement dans chaque type de roche rencontré.

V.1. CLASSIFICATION DES ROCHES.

ARCYANA (1977) a montré que les basaltes de la zone FAMOUS sont des tholéïtes pauvres en potassium telles que YODER et TILLEY (1962) les ont définies. Leur domaine de variations chimiques et minéralogiques est représentatif du domaine de variation des roches océaniques, en général, présenté par CANN (1971).

SHIDO et MIYASHIRO (1971) divisent les basaltes toleïtiques en une série à plagioclase et une série à olivine. Ces deux groupes se cotoient dans la zone FAMOUS. Les deux magmas d'origine se seraient formés dans des conditions de fusion partielle différentes (BOUGAULT et HEKINIAN, 1974 ; JORON et al., 1976 ; ARCYANA, 1977).

Dans chaque série, les basaltes se distinguent par leur degré de différenciation. La chambre magmatique imaginée par HEKINIAN et al. (1976), BRYAN et MOORE (1977) serait asymétrique et occuperait toute la largeur du plancher interne. Dans la région axiale, le toit de la chambre, très superficiel, favoriserait l'émission de lavas plus primitives. En marge, au contraire, la croûte serait plus épaisse et des laves plus différenciées seraient émises à la faveur des quelques failles atteignant le toit. LANGMUIR et al., (1977) ainsi que NISBET et FOWLER (1978) ont, toutefois, un avis différent sur cette question et pensent que la chambre magmatique est très étroite (< 2 Km) sous le plancher interne du Rift.

La classification adoptée par ARCYANA (1977) paraît la plus utile pour cette étude. Elle comprend six classes :

- . Dans la série à olivine ce sont (1) les basaltes picritiques, (2) les basaltes à olivine, (3) les basaltes à olivine et plagioclase.
- . Dans la série à plagioclase, ce sont (4) les basaltes riches en phénocristaux de plagioclase (HPPB : Highly Phyric Plagioclase Basalts), (5) les basaltes moyennement riches en phénocristaux de plagioclase (M.P.P.B. : Moderatly Phyric Plagioclase Basalts), (6) les basaltes à pyroxène et plagioclase.

V.1.1. La série à olivine.

- . les basaltes picritiques (fig. 12 et 13) proviennent de la zone axiale du rift (10-3, 30-32, 30-34, DR8, DR12). Ce sont des pillow-lavas à joints radiaux bien marqués ou des fragments de tubes de verre. Ils sont reconnaissables à l'abondance de leur phénocristaux d'olivine (0,5 à 2 mm de diamètre) et la fréquence de mégacristaux (> 2 mm). Ces cristaux sont tantôt épars dans la roche, tantôt rassemblés en cumulats.

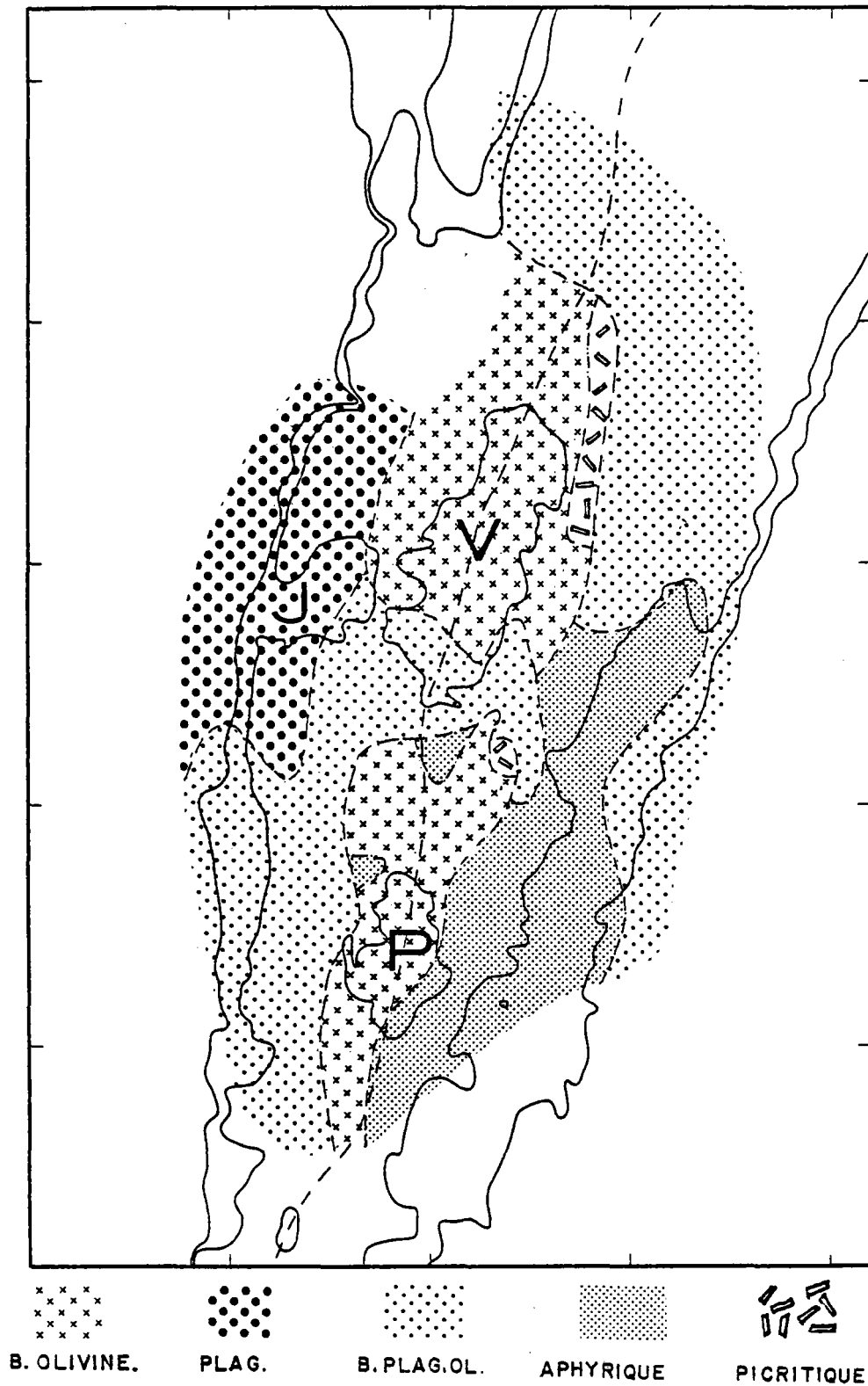


Fig. 12 : Répartition des différents groupes de basaltes dans la vallée du rift (d'après Hékinian et al., 1976).

Les roches de l'intersection sont des pillow-lavas (14-31, 14-32) ou même des fragments de tube de verre (14-33).

- . Les MppB (fig. 12 et 13) occupent le nord du "Mont de Vénus" dans la vallée du Rift (11-18, 30-33) et la bordure occidentale du plancher interne (9-13, 31-39, 31-40, DR10). Ils apparaissent également sur le mur Est (DR2, DR3) et dans l'intersection (16-37). Ce sont des fragments de petits tubes de lave vitrifiée (30-33, 31-34) ou des fragments de pillow-lavas à joints radiaux bien marqués, mais avec une croûte de verre peu épaisse.
- . Les basaltes à plagioclase et pyroxène (fig. 12 et 13) se présentent tantôt sous la forme de fragments de roches massives (31-38, 18, 20, 28, 29, 30, 13-21, 14-27, 14-28, 14-29, 14-30, 17-40, 18-44), tantôt sous la forme de fragments de pillow-lavas à joints radiaux très nets (6, 17, 31, 14-36, 17-39, 17-41, 17-42). Lorsqu'il s'agit de pillows, ils sont très difficiles à distinguer macroscopiquement des basaltes à olivine et plagioclase.

V.2. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE ET INFLUENCE DE LA VITESSE DE REFROIDISSEMENT SUR LA FORME DES CRISTAUX.

On distingue, classiquement, les cristaux précoces (phénocristaux) et les cristaux postérieurs à la mise en place (microlites et formes microcristallines). Les phénocristaux en principe ne modifient pas la structure de la matrice, mais s'ils sont très nombreux et s'ils forment des cumulats (photo 11 C), ils peuvent entraîner des perturbations structurales (structures glomérophyriques). Les microlites dont le nombre, la forme et la disposition varient avec la nature de la lave et les conditions de refroidissement après l'émission sont les indicateurs principaux de la vitesse de refroidissement. Les formes microcristallines ou submicrolitiques appartenant à la phase interstitielle ou inter-microlitique seront étudiées plus en détail au chapitre suivant.

V.2.1. L'olivine.

Ce minéral est évidemment commun dans tous les basaltes de la série à olivine, mais apparaît en faible quantité dans la composition minéralogique de HppB et MppB.

a) Les phénocristaux.

Certaines formes arrondies et craquelées, à extinction ondulante évoquent des xénocristaux. Cependant, la plupart des gros cristaux (> 2 mm) d'olivine sont corrodés et xénomorphes. Des inclusions de verre relictuel et de spinelle apparaissent très souvent à l'intérieur. Les plus abondants sont les phénocristaux sensu-stricto (1mm à 2 mm) corrodés et les microphénocristaux (0,1 mm à 1 mm) automorphes ou sub-automorphes.

Les phénocristaux d'olivine sont tantôt dispersé dans la matrice, tantôt rassemblés en agglomérats. C'est un constituant volumétrique très important des basaltes picritiques en général. Toutefois, les basaltes picritiques de la vallée transformante (Ech. 10) sont dépourvus de mégacristaux d'olivine et montrent un faible pourcentage de phénocristaux de plagioclase.

Ces phénocristaux d'olivine sont plus rares dans les basaltes à olivine, occasionnels dans les MppB et HppB, accidentels dans les basaltes à olivine et plagioclase.

b) Les microlites.

L'olivine microlitique est difficile à distinguer par les moyens optiques classiques. Cependant, BRYAN (1972) a abondamment décrit des formes de trempe caractéristiques de l'olivine qui rendent les déterminations plus aisées.

Les verres volcaniques sont dépourvus de microlites. Quelques cristalites occupent le coeur des sphérolites. Mais les premières figures de trempe significatives apparaissent dans la zone variolitique des pillow-lavas.

Les formes les plus externes sont des rayons à bord diffus qui se développent à partir des cristaux préexistants. Dans la zone variolitique, ces lattes très largement développées semblent optiquement continues et établissent dans certains échantillons (DR11, DR1) un réseau quasi-géométrique. Ces lattes sont constituées de chaînes d'olivines à double queue d'aronde et ornementées de barbules, visibles à fort grossissement (photo5A et 5B).

Vers l'intérieur des pillow-lavas, les ornements sont plus rares ou plus sobres. Les cristaux, plus gros, épousent la forme dominante de lanternes creuses. Les microlites d'olivine, abondants dans les basaltes de la série à olivine, se raréfient dans les basaltes de la série à plagioclase.

V.2.2. Le plagioclase.

Ce minéral est répandu pratiquement dans tous les basaltes de la zone FAMOUS (excepté certains verres), au moins sous forme microlitique.

a) Les phénocristaux.

Quelques cristaux trapus atteignent 1,5 à 2 cm dans leur plus grande dimension. Les gros phénocristaux (> 2 mm, An 90) xénomorphes présentent de nombreux golfes de corrosion et des inclusions de pâte vitreuse.

Les phénocristaux (An 80 - An 90) et microphénocristaux (An 75 - An 80) sont tantôt isolés dans la matrice, tantôt regroupés en cumulats. Quelques gros cristaux (> 2 mm) montrent une extinction zonée limitée à un fin liseret périphérique (les teneurs en anorthite sont empruntées à ARCYANA, 1977).

Les phénocristaux de plagioclase constituent plus de 50% du volume de certains HppB. Ils existent en proportion réduite dans le verre et la matrice de MppB. Occasionnellement, ils apparaissent dans les basaltes picritiques (zone transformante) et les basaltes à olivine.

b) Les microlites.

Les microlites de plagioclase (An 65-75, v. chap. VI) sont présents dans tous les basaltes exceptés les verres. Le coeur de sphérulites est parfois occupé par un microphénocristal de plagioclase (HppB). Cependant, de courts cristallites à double queue d'aronde occupent souvent cette même position (MppB, basaltes picritiques).

Dans certaines roches, les sphérulites fusionnent vers l'intérieur en une zone de couleur brun-rouge-clair. Dans cette zone, la pâte interstitielle est constituée d'amas fibreux rayonnants ou arborescents, les microlites de plagioclase s'allongent et s'orientent souvent parallèlement entre eux, ce qui donne à la roche une structure fluidale (MppB, basaltes picritiques).

Dans les roches où la zone variolitique est bien développée (basaltes à olivine, basaltes à olivine et plagioclase), les microlites aciculaires de plagioclase s'arrangent préférentiellement en gerbes centrifuges ou rayons autour d'un nucléus central constitué souvent d'une petite lanterne creuse d'olivine. Cet arrangement donne un aspect zoné aux varioles qui passent du gris au centre, au brun-clair, puis au brun-rouge foncé vers la périphérie.

Alors que les microlites des régions externes présentent souvent une extinction zonée, ceux du coeur, plus équidimensionnelles ne présentent plus de zonation. Ils forment un réseau de lattes réparties de manière quelconque (structure intergranulaire ou intersertale) ou bien, ont une distribution rayonnante (structure en gerbes). Les cristaux sont ornés de vides rectangulaires qui leur donne l'aspect de boucles de ceinture (BRYAN, 1972).

Dans la phase intersticielle (Photo 5C) de la matrice, entre les microlites, le plagioclase apparait encore sous la forme d'un feutrage microcristallin à structure rayonnante ou plumeuse, étroitement mêlé à des fibres de pyroxène. Sous cette forme plagioclase et pyroxène sont difficiles à distinguer optiquement, mais de telles associations sont très souvent décrites dans la littérature (ex : BRYAN, 1972 ; BARAGAR et al., 1977 ; BRYAN et MOORE, 1977). Cette phase sera étudiée dans le chapitre suivant.

V.2.3. Le pyroxène.

Ce minéral a, très rarement, été observé (Ech. 10-2) sous la forme de phénocristaux. Les verres volcaniques étudiés en sont tous dépourvus. Ce minéral est rarement bien cristallisé dans les basaltes de la série à olivine et se présente le plus souvent sous la forme de fibres submicrolitiques entremêlées avec des fibres de plagioclase (v. chapitre suivant).

Le pyroxène est un constituant important de la phase interstitielle de nombreuses roches. Il constitue une structure réticulée ou arborescente caractéristique. Le clinopyroxène microcristallin forme également des auréoles réactionnelles autour de certains cristaux d'olivine et de spinelle (basaltes à olivine, basalte à plagioclase et olivine).

V.2.4. Les minéraux accessoires.

a) Les spinelles s.s.

Des chromo-spinelles translucides brun-rouge sont fréquents dans les basaltes picritiques. Ce sont des microphénocristaux infra-millimétriques à millimétrique, sub-automorphes et corrodés. Ils se rencontrent en inclusions dans les phénocristaux d'olivine ou individuellement dispersés dans les verres et la matrice.

Au coeur des pillow-lavas, les cristaux de spinelles s.s. sont très souvent auréolés d'excroissances opaques (magnétite). Les spinelles s.s. existent à l'état de traces dans les basaltes à olivine et HppB. Ils sont absents dans tous les autres types de basaltes (HppB, basaltes à plagioclase et olivine, basaltes à plagioclase et pyroxène). Les HppB de la zone transformante ont toutefois quelques traces de spinelle s.s.

b) Les minéraux opaques.

Ces minéraux ont été étudiés de façon sommaire :

- . les oxydes (magnétite, titanomagnétite) sont absents dans les croûtes vitreuses. Ils apparaissent dans la zone variolitique sous forme de cristaux microlitiques squelettiques, d'aiguilles ornées de barbules ou en poussière cryptocristalline. Vers le coeur des pillow-lavas, les oxydes ont la forme de granules interstitiels (photo 5C), il n'est pas exclu qu'un certain nombre de ces formes cristallines appartiennent à des sulfures (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite).
- . Les sulfures se présentent occasionnellement sous la forme de sphérules opaques dans les vésicules (DR 11) ou de petits globules dans la zone foncée des verres (DR 11 - 107, 10 D) préférentiellement dans les basaltes de la série à olivine. Des granules de ce type ont également été observés dans des vésicules de l'intérieur de quelques échantillons de basalte à plagioclase (DR 3) ; il n'est pas certain qu'il s'agisse ici de sulfures. Ces globules opaques prennent parfois une couleur brun-rouge translucide qui aurait pour origine l'altération des sulfures en hydroxydes (goethite). (v. chapitre VI. - planche 14).

c) Les minéraux d'altération.

Ces minéraux n'ont pas été étudiés en détail, il s'agit d'hydroxydes de fer, de smectites et de palagonite en général, auxquels peuvent s'associer des carbonates, des argiles et des chlorites (HEKINIAN et HOFFERT, 1975).

Ces minéraux sont généralement localisés dans les zones superficielles des pillow-lavas (croûte de palagonite), dans les fissures et dans les vésicules. Des hydroxydes et des smectites peuvent apparaître dans les lacunes irrégulières de la phase interstitielle.

V.3. TAUX DE CRISTALLISATION ET ZONATIONS STRUCTURALES DANS LES PILLOW-LAVAS DE LA ZONE FAMOUS.

La rapidité du refroidissement de la lave conditionne largement la structure de la matrice et la densité des microlites. Les travaux de LOFGREN (1974), sur les figures de trempe des microlites de plagioclase, tendent à confirmer cette interprétation.

Le nombre de microlites de plagioclase et d'olivine, l'abondance du feutrage microcristallin de clinopyroxène et plagioclase qui constituent la phase interstitielle (ou inter-microlitique), le nombre et la taille des minéraux opaques augmentent sensiblement de la périphérie vers le coeur des pillows. On peut traduire cela par la croissance du taux de cristallisation avec le temps de refroidissement. MARSHALL et COX (1971) font remarquer que le temps de refroidissement, à l'intérieur d'un pillow, croît comme le carré du rayon (le mode de refroidissement de la croûte externe est indépendant du rayon).

Dans les pages précédentes, nous avons distingué entre la croûte vitreuse, la zone variolitique et leur coeur des pillow-lavas. De telles zonations structurales ont été décrites dans les basaltes spilitiques (VUAGNAT, 1946, 1949 ; NAREBSKI, 1964 ; VALLANCE, 1965 ; LOESCHKE, 1973 ; FURNES, 1973 ; MEVEL, 1975 ;

LAURENT et HEBERT, 1976 ; etc...) et dans les tholéites des océans (MUIR et TILLEY, 1966 ; WATKINS et al., 1970 ; MARSHALL et COX, 1971 ; BRYAN , 1972 ; MELSON et THOMPSON, 1973; etc...).

MARSHALL et COX (1971) ont fait une description détaillée de zonation structurale dans des basaltes frais dragués sur les dorsales océaniques. Ces auteurs distinguent 4 zones concentriques :

- 1) Une zone externe vitreuse, brune pâle, contenant ou non des phénocristaux de plagioclase et/ou d'olivine.
- 2) Une zone variolitique , constituée de masses sphériques brun foncé. Les varioles sont composées de fibres brunes rayonnantes. Des microlites de plagioclase en occupent le centre. Dans les interstices séparant les varioles, une fine poussière de minéraux opaques commence à apparaître.
- 3) Une zone intermédiaire qui présente un enchevêtrement de gerbes entre les microlites. Les minéraux opaques s'individualisent de plus en plus nettement dans ce feutrage de fibres ambrées. Leur forme est irrégulière ou squelettique.
- 4) Une zone interne où les lattes de plagioclase abondent et où la phase interstitielle est plus grossièrement fibreuse. Des amas plumeux ou feuillus de pyroxène et plagioclase et des plages sombres à granulations opaques constituent cette phase intermicroli-tique.

L'étude de lames minces confectionnées à différents niveaux d'un pillow, dans les basaltes de la zone FAMOUS, a montré que la zonation décrite par MARSHALL et COX (1971) n'est pas la seule possible. Il semble que les différentes structures dépendent de la rapidité du refroidissement forment des associations structurales qui, elles, dépendent de la nature de la roche (voire des conditions particulières du refroidissement).

V.3.1. Association structurale de type "Rayonnant".

Cette association de structures est la mieux définie. Elle caractérise les basaltes à olivine et les basaltes à plagioclase et olivine (Tableau n° 4).

- Zone 1 (planche 6) :

La croûte de verre brun clair (mm à cm) contient ou non quelques phénocristaux d'olivine ou de rares plagioclases. Des sphérules opaques (sulfurés) tapissent les parois des vésicules de certains échantillons (DR11). Les fissures apparaissent plus ou moins remplies de palagonite. Quelques varioles sphériques apparaissent vers l'intérieur du pillow. Ces varioles sont constituées de fibres brun-rouge rayonnantes et mal différenciées. L'intérieur des sphères est occupée, parfois, d'un nucléus d'olivine.

- Zone 2 (planche 6) :

La zone variolitique (1 à 3 cm) proprement dite commence immédiatement en dessous. Ces varioles souvent décrites dans la littérature sont considérées comme typiques de l'origine océanique d'un basalte.

Les varioles d'abord isolées dans une pâte vitreuse, augmentent progressivement de volume et finissent par se fondre. La zone variolitique correspond à la zone gris foncé, mate, décrite sur les sections macroscopiques de pillow-lavas (Ch. IV).

Lorsqu'elles sont bien développées (environ 1 mm) les varioles présentent une zonation concentrique. Au coeur apparaît parfois un nucléus ou un microlite d'olivine en forme de lanterne creuse ou de chaîne. Le noyau central d'aspect grisâtre est constitué de gerbes rayonnantes de petites aiguilles de plagioclase. Vers la périphérie un anneau brun clair suivi d'un anneau brun-rouge foncé sont composés de fibres mal différenciées.

TABLEAU N° 4 : CLASSIFICATION DES ROCHES, ASSOCIATIONS STRUCTURALES .

N° Labo.	Classification	Associations structurales	N° Labo.	Classification	Associations structurales
7 1	Basalte à ol.	rayonnant	6	Basalte à px. & pl.	intergranulaire
10 2	Basalte à ol. & pl.	intergranulaire	8	Basalte à ol.	rayonnant
10 3	Basalte picritique	" "	8 1	" "	" "
13 4	Basalte à ol. & pl.	rayonnant	9	" "	" "
7 5	"	" "	10	Basalte picritique	" "
7 6	"	" "	10A	Basalte à ol.	" "
7 7	"	" "	10B	"	" "
7 8	"	" "	10C	"	" "
7 9	"	" "	10D	"	" "
8 10	"	intergranulaire	11	"	" "
9 12	Basalte à ol.	rayonnant	17	Basalte à px. & pl.	intergranulaire
9 13	M.P.P.B.	intergranulaire	18 1	Basalte à ol. & pl.	" "
10 14	Basalte à ol.	rayonnant	20	Basalte à ol.	" "
10 15	"	" "	28	"	rayonnant
10 16	"	" "	29	Basalte à px. & pl.	sub ophitique
11 17	"	" "	30	"	à rayonnant
11 18	M.P.P.B.	intergranulaire	31A	"	" "
12 19	Basalte à ol.	" "	31B	"	" "
30 32	Basalte picritique	" "	31C	"	" "
30 33	M.P.P.B.	" "	13 21	"	sub ophitique
30 34	Basalte picritique	" "	13 22	Basalte à ol. & pl.	intergranulaire
31 35	Basalte à ol.	rayonnant	13 23	"	intergranulaire
31 36	H.P.P.B.	intergranulaire	13 24	"	" "
31 37	H.P.P.B.	intergranulaire	14 26	Basalte à px. & pl.	sub ophitique
31 38	Basalte à px. & pl.	sub-ophitique	14 27	"	" "
31 39	M.P.P.B.	intergranulaire	14 28	"	" "
31 40	M.P.P.B.	" "	14 29	"	" "
DR 1	Basalte à ol.	rayonnant	14 30	"	" "
DR 2	Basalte à px. & pl.	intergranulaire	14 31	H.P.P.B.	intergranulaire
	Basalte à ol. & pl.	rayonnant	14 32	"	" "
DR 3	Basalte à px. & pl.	grain fin	14 33	"	" "
	M.P.P.B.	intergranulaire	16 36	Basalte à ol.	rayonnant
DR 4	Basalte à ol.	rayonnant	16 37	M.P.P.B.	intergranulaire
	Basalte à px. & pl.	grain fin	17 39	Basalte à px. & pl.	sub ophitique
DR 5	Basalte à ol.	rayonnant	17 40	"	" "
DR 6	H.P.P.B.	intergranulaire	17 41	"	intergranulaire
DR 7	H.P.P.B.	" "	17 42	"	sub ophitique
DR 8	Basalte picritique	" "	18 44	"	sub ophitique
	Basalte à ol.	rayonnant			
DR 9	Basalte à ol.	intergranulaire			
DR 10	M.P.P.B.	" "			
DR 11	Basalte à ol.	rayonnant			
DR 12	Basalte picritique	fluidale-inter.			
	Basalte à ol.	rayonnant			

Entre les varioles on distingue des plages sombres saupoudrées d'une poussière de minéraux opaques difficiles à distinguer, même à fort grossissement.

Indépendamment de cette structure des lattes continues d'olivine à bord diffus (v. parag. V2) se développent parfois à partir de microlites en forme de lanterne. Ces rayons traversent le champ visuel et forment un réseau de croisillons presque géométrique (photo 5A) dans quelques échantillons (DR 11).

-Zone 3 (planche 7) :

Lorsque les varioles ont totalement fusionné, la taille des aiguilles de plagioclase a considérablement augmenté, les cristaux sont plus trapus, la couleur dominante est brun-rouge vif ou brun-vert foncé. La zone 3 (quelques centimètres) est le domaine des gerbes de plagioclase (photos 5C et planche 7) ou sphérolites (au sens de MEVEL, 1975).

La phase interstitielle revêt différents aspects.

Dans certaines roches elle paraît sombre à noire et l'on y distingue difficilement quelques granulations opaques. Dans la plupart des roches, elle est constituée de fibres entremêlées de plagioclase et de pyroxène qui évoquent un feuillage.

- Zone 4 (planche 7) :

Dans les plus gros pillows de ce type la zone 3 cède progressivement la place à une zone où le taux de cristallisation est très élevé (cristaux jointifs). Les lattes de plagioclase beaucoup plus trapues sont ornées de lacunes rectangulaires qui leur donnent l'allure de boucles de ceintures (BRYAN, 1972). Les minéraux opaques sont plus grossiers et souvent sub-automorphes. La structure rayonnante tend à disparaître lorsque le taux de cristallisation est très élevé.

V.3.2 Association structurale de type "intergranulaire" .

Ce type d'association (Tableau n°4) caractérise la plupart des basaltes de la série à plagioclase. Il s'apparente à celui décrit par MARSHALL et COX (1971).

- Zone 1 (planche 8) :

La croûte de verre brun clair contient, en proportion variable, des phénocristaux de plagioclase (voire d'olivine). Elle est plus ou moins lézardée de fissures à partir desquelles se développe la palagonitisation.

Vers l'intérieur quelques sphérulites fibreuses, brun-orangé à rouge, apparaissent. Ces sphérulites ont une taille beaucoup plus faible que les varioles décrites précédemment. Leur forme est parfois grossièrement sphérique, mais le plus souvent ellipsoïdale aplatie. Le coeur peut être occupé par des micro-phénocristaux ou des microlites de plagioclase.

- Zone 2 (planche 8) :

Dans cette zone étroite (quelques millimètres). Les sphérulites sont abondantes et se fondent. Leur coeur est fréquemment constitué de microlites de plagioclase. Lorsque les sphérulites et les microlites s'arrangent parallèlement à la surface externe, ils donnent à la roche une structure plus ou moins fluidale.

- Zone 3 (planche 8) :

Contrairement aux varioles, les sphérulites ne présentent pas d'aspect zoné caractéristique. Elle se fondent très rapidement en une zone (quelques millimètres à deux centimètres) où le nombre des microlites de plagioclase s'accroît et où la phase interstitielle, brun-ocre à gris-verdâtre est constituée d'un feuillage ou feutrage de dinopyroxènes et plagioclase. Entre les éventails ou gerbes arborescentes de ces amas se concentre une poussière sombre de minéraux opaques.

- Zone 4 :

La dernière zone est en continuité avec la zone 3. Le taux de cristallisation est plus élevé, le feutrage de cpx et plagioclase est plus grossier et prend une couleur grisâtre. Les minéraux opaques ont une granulométrie plus grossière.

V.3.3. Les autres structures .

- Les basaltes picritiques (planche 9) :

L'association structurale qui caractérise les basaltes picritiques s'apparente plutôt au type intergranulaire (planche 9, photo 11A).

Le coeur des sphérulites est fréquemment occupé par des microlites de plagioclase. La phase interstitielle passe du brun rouge au brun foncé à noir. Elle semble le plus souvent amorphe. L'abondance des méga - cristaux entraîne des perturbations structurales. Les cumulats d'olivine donnent à la roche une structure gloméroporphyrique. Les microlites de plagioclase, souvent grossièrement parallèles, surtout vers la bordure périphérique, donnent aux roches une structure sub-fluidale (DR 12).

- Les HppB :

Les basaltes riches en phénocristaux de plagioclase s'apparentent également au groupe intergranulaire. Toutefois, ici encore, l'abondance des méga - cristaux entraîne des perturbations structurales (structure gloméroporphyrique).

- Les intrusifs :

Les intrusifs ne comportent pas de croûte vitreuse. La structure s'apparente à la zone 4 du groupe intergranulaire. Cependant le taux de cristallisation est généralement plus élevé. Les cristaux de plagioclase sont plus gros et présentent des boucles de ceinture très nettes parfois. La phase interstitielle est sombre à verdâtre ou ocre suivant le degré d'altération (Smectites, chlorites). Les granules de minéraux opaques sont plus développés

et leur forme est souvent sub-automorphe. Dans certains échantillons les minéraux opaques ont la forme de petites aiguilles. La structure est sub-ophitique.

- Les basaltes à grain fin (planche 10)

Un certain nombre de basaltes à plagioclase et pyroxène (DR 3) présentent une structure à grain très fin. Les associations structurales s'apparentent au groupe intergranulaire. Toute fois le feutrage de pyroxène et plagioclase paraît plus grossier dans la zone 3. Il forme parfois des sphérolites ou des rosettes grossièrement fibreuses.

Le taux de cristallisation est très élevé dans la zone 4. La structure est sub-ophitique. Quelques échantillons présentent des structures particulières à la périphérie : des digitations à bordures nettes et structures différentes s'interpénètrent comme si un liquide visqueux, partiellement cristallisé était remonté vers l'extérieur à la faveur d'une détente pour englober des flots déjà refroidis en surface (photo 11 C).

Le problème des zonations structurales est complexe. L'association de type rayonnant est bien définie et caractérise la plupart des basaltes à olivine et des basaltes à plagioclase et olivine de la zone FAMOUS. Mais l'association de type intergranulaire est vraisemblablement composite. L'aspect des zones concentriques dépend de leur distance à l'extérieur du pillow-lava et donc du temps de refroidissement. Par contre le type d'association structurale qui caractérise le pillow-lava dépend de la nature du magma et, peut, être, des conditions particulières de refroidissement.

PHOTOGRAPHIES

PHOTO 5A

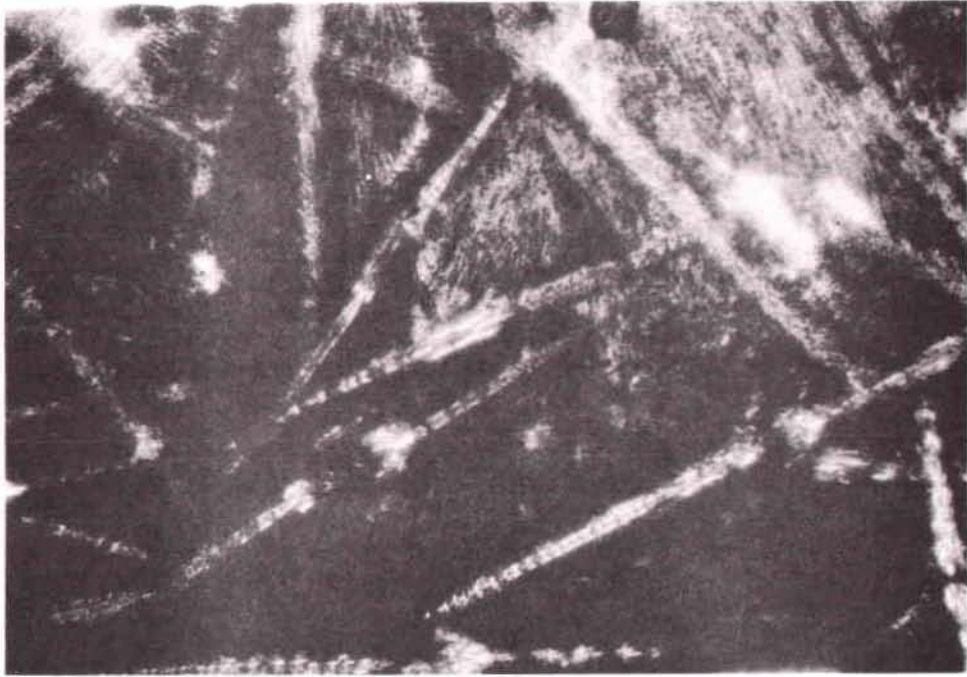
Olivines en chaînes dans la zone variolitique d'un basalte à olivine et plagioclase (7-8). (x 150)

PHOTO 5B

Cristaux d'olivine à double queue d'aronde et en lanterne creuse dans la zone intermédiaire d'un basalte à olivine et plagioclase, gerbes d'aiguilles de plagioclase (7-8) (x 100)

PHOTO 5C

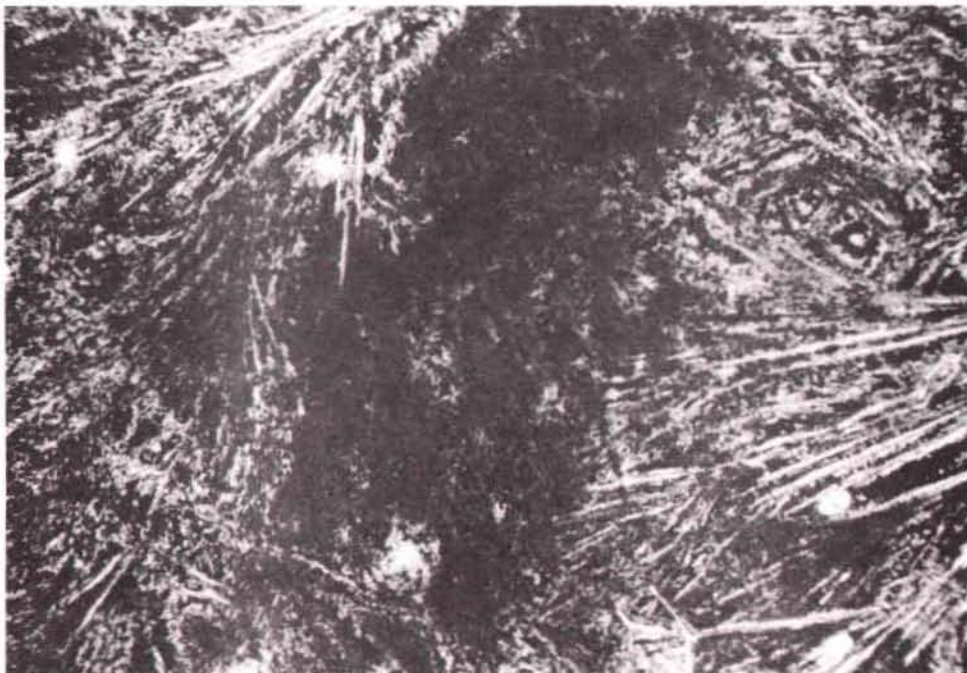
Gerbes d'aiguilles de plagioclase et phase interstitielle sombre (verdâtre) dans la zone plus interne d'un basalte à olivine et plagioclase (7-8) (x 100)



A



B



C

PLANCHE 6

Association structurale de type rayonnant dans un basalte à olivine (7-1) (x50)

Zone 1 :

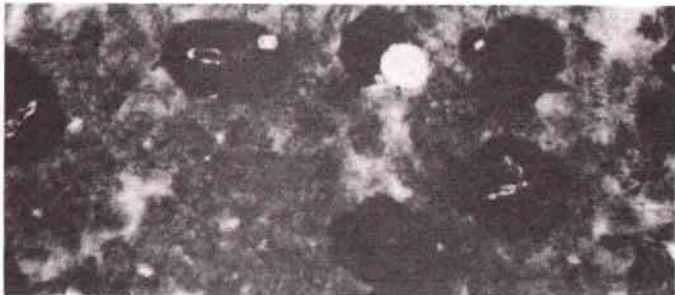
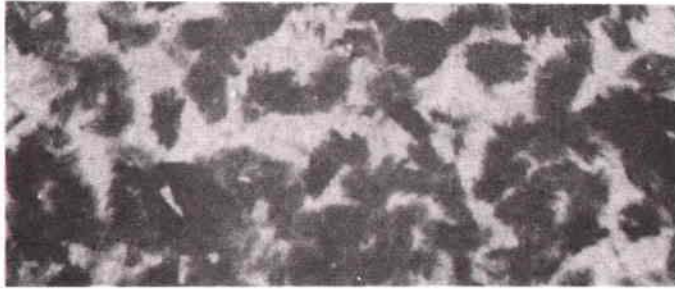
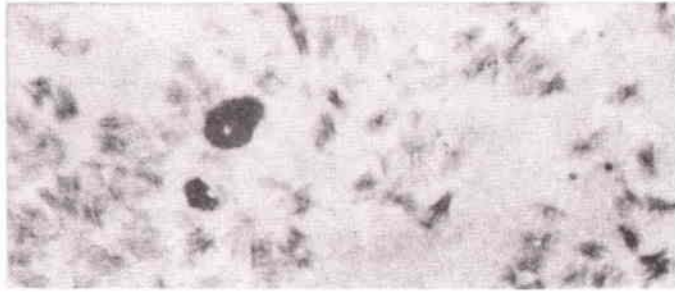
Verre et sphérulites

(noter les microlites d'olivine dans les sphérulites)

Zone 2 :

Zone variolitique

(noter les rayons des plagioclases dans les varioles zonées)



ZONE 1



ZONE 2

PLANCHE 7

Association structurale de type rayonnant dans un basalte olivine
(7-1) (x 50)

Zone 3 :

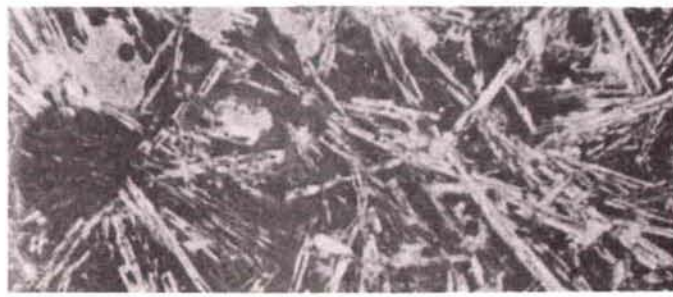
Zone intermédiaire avec gerbes d'aiguilles de plagioclase
(noter les vésicules de ségrégations et quelques microlites
d'olivine. Creux ou à double queue d'hirondelle)

Zone 4 :

Zone interne, degré de cristallisation plus élevé
Gerbes de lattes plus grossières de plagioclase à boucle de ceinture
(noter une section pleine de vésicules de ségrégation comparable
à une pelote de laine).



ZONE 3



ZONE 4

PLANCHE 8

Association structurale de type intergranulaire dans un basalte
à pyroxène et plagioclase (14-30) (x 50)

Zone 1 :

Verre et sphérulites

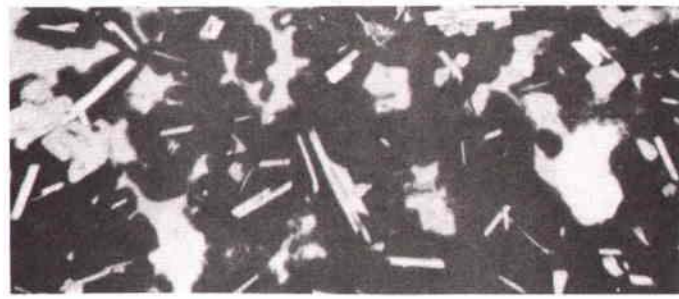
(noter les microlites de plagioclase dans les sphérulites)

Zone 2 :

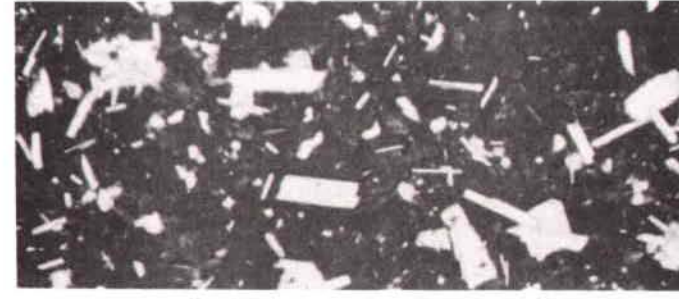
Sphérulites jointives et zone à matrice ambrée.

Zone 3 :

Zone à matrice gris verdâtre intermédiaire



ZONE 1



ZONE 2

ZONE 3

PLANCHE 9

Association structurale de type intergranulaire dans un basalte picritique (DR 12-103)

Zone 1 :

Zone sphérulitique et verre

(noter les sphérulites allongées et les microlites des plagioclases à l'intérieur)

Zone 2 :

Zone sphérulitique (sphérulites jointives)

Couleur dominante brun-rouge)

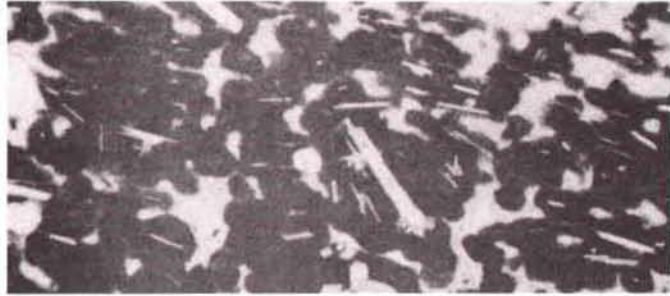
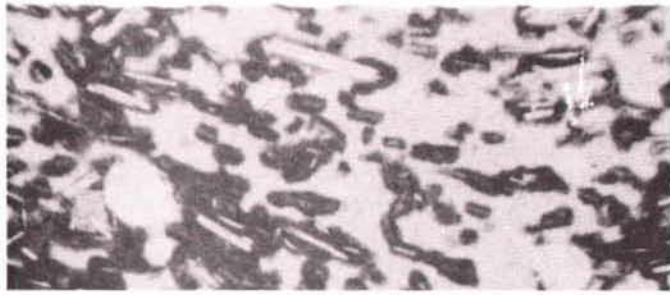
Zone 3 :

Zone de couleur ambrée et structure sub-fluidable

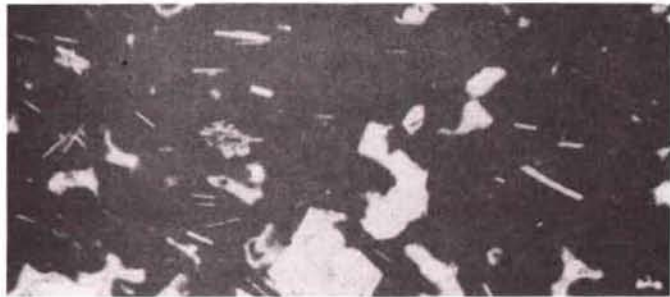
Zone 4 :

Zone à matrice sombre et structure sub-fluidale à intergranulaire

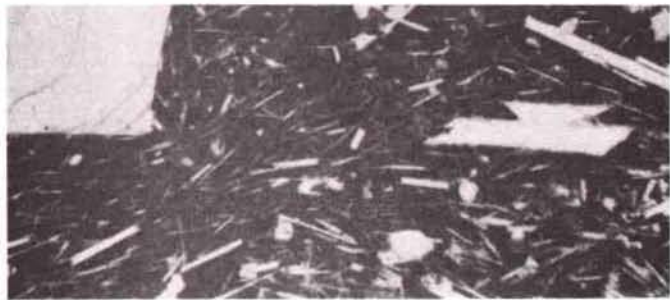
(noter un mégacristal d'olivine à gauche)



ZONE 1



ZONE 2



ZONE 3



ZONE 4



PLANCHE 10

Association structurale de type intergranulaire dans un basalte
à grain fin (DR 6-103 C) (x50)

Zone 1 :

Zone sphérolitique et verre

Zone 2 :

Zone à matrice ambrée

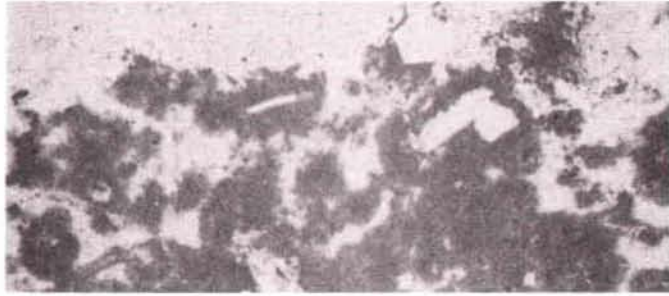
(noter les rosettes de fibres de pyroxène et plagioclase)

Zone 3 :

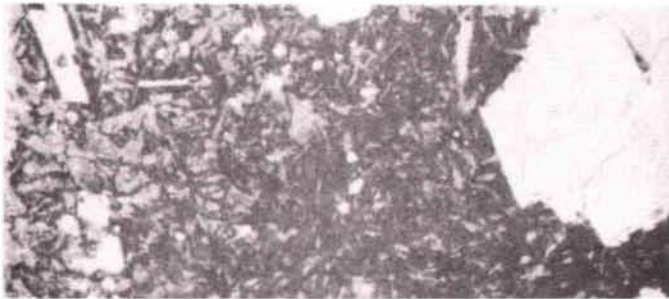
Zone à matrice vert-grisâtre

Zone 4 :

Zone à structure sub-ophitique.



ZONE 1



ZONE 2



ZONE 3



ZONE 4



PLANCHE 11

PHOTO 11 A

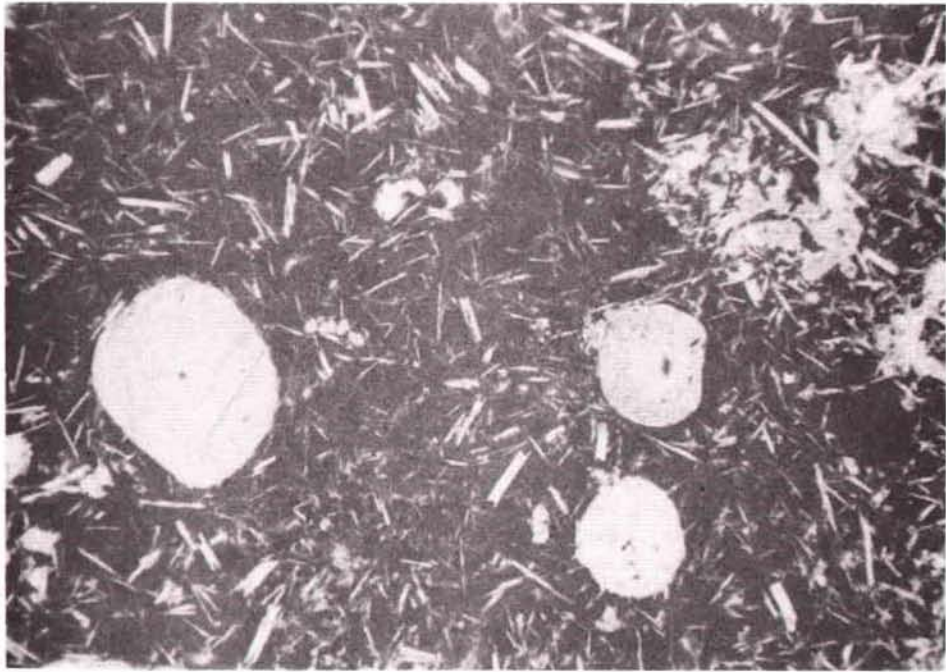
Structure intergranulaire dans un basalte picritique (DR 12) (x 50)
(noter une vésicule de ségrégation à droite et un phénocrystal
arrondi d'olivine à gauche)

PHOTO 11 B

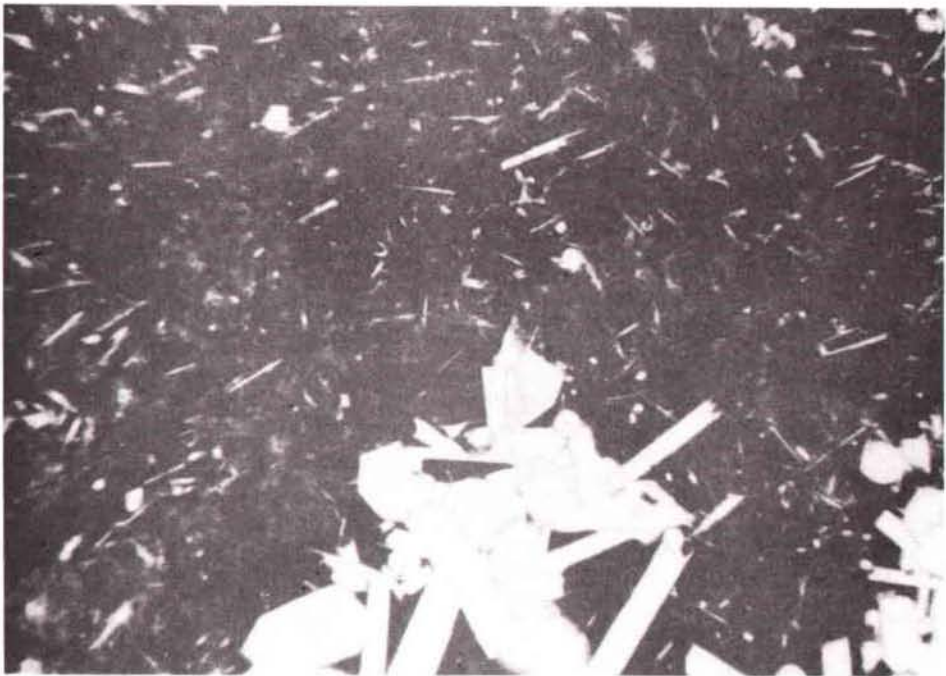
Structure gloméroporphyrique (12-19) (x 50)
(la matrice à une structure de type intergranulaire)

PHOTO 11 C

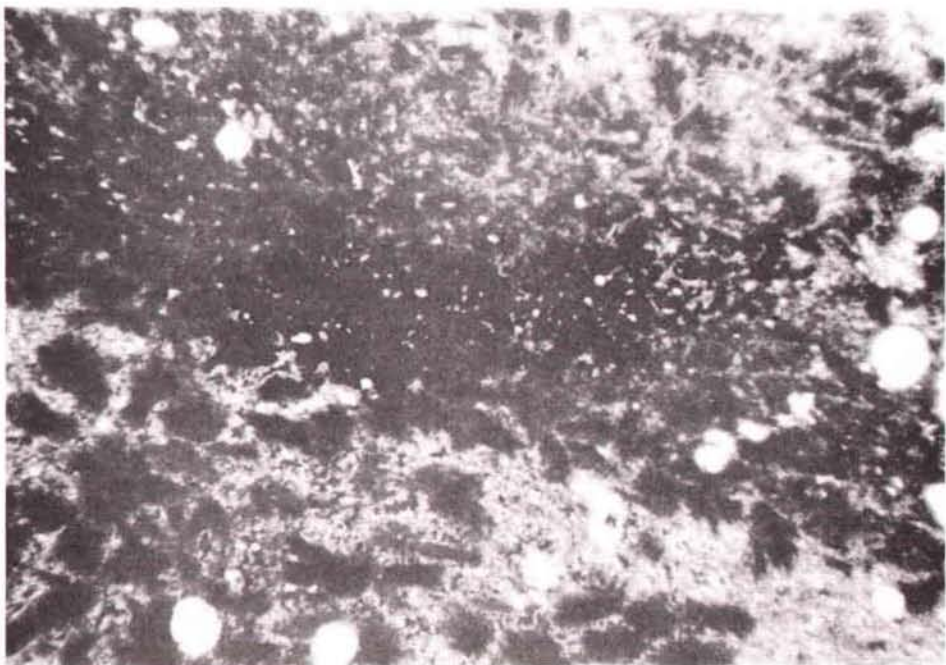
Structure hétérogène dans la zone externe d'un basalte à grain
fin (DR 4-1046) (x 50)



A



B



C

CHAPITRE VI

ETUDE DES VÉSICULES ET PRODUITS DE SEGREGATION

Toutes les roches ne comportent pas de cavités. Beaucoup d'échantillons, trop petits, ne sont pas réorientables par ce critère. BIDEAU et AL. (1977) ont cherché à reconnaître d'éventuels critères de polarité microscopiques. Ils se sont intéressés à un produit sombre qui tapisse l'intérieur des vésicules. Ce matériau présente un aspect voisin de la phase interstitielle qui avec les microlites constitue la matrice des roches.

SMITH (1967) décrit un produit semblable, qui remplit partiellement les vésicules de laves basiques métamorphiques en New-South Wales (Australie). Il donne à ces vésicules le nom de "vésicules de ségrégation". Selon SMITH (1967), ce dépôt résulte de la solidification d'un liquide magmatique résiduel ayant pénétré dans les vésicules avant la consolidation de la lave.

SMITH (1967) imagine que la cristallisation progressive du magma a édifié une charpente de microlites suffisamment rigide pour figer la paroi des vésicules, malgré le refroidissement ultérieur. Le réseau microlitique reste toutefois, assez lâche pour que la fraction encore fondue puisse circuler entre ses mailles.

BARAGAR et AL. (1977), en étudiant des échantillons prélevés par le glomar challenger sur la dorsale atlantique, ont montré l'origine résiduelle de ce produit de ségrégation.

BIDEAU et AL. (1977) ont remarqué que les sections de telles vésicules présentaient le plus souvent la forme de croissants de couleur sombre, accusant une orientation préférentielle marquée. L'existence de vésicules de ségrégation est signalé fréquemment dans la littérature concernant les basaltes sous-marins.

(Initial reports of deep sea drilling project ; SHIBATA et al. 1979 ; etc...).

VI.1. LES VESICULES DES BASALTES SOUS MARINS

Des vésicules existent dans toutes les laves basaltiques sous-marines ou aériennes. Dans les basaltes océaniques, elles se distinguent des cavités par leur taille beaucoup plus réduite et leur forme plus régulière. Les vésicules sont beaucoup plus répandues dans les pillow-lavas que ne le sont les cavités. Leur distribution est, dans l'ensemble, plus homogène.

VI.1.1. Vésicularité des basaltes sous-marins .

Le terme de vésicularité représente le pourcentage volumétrique de vésicules contenues dans une roche. MOORE (1965, 1970) et JONES (1969) se sont intéressés à la vésicularité des laves du KILAWEA (HAWAII) et d'ISLANDE respectivement. Ces auteurs ont remarqué qu'il existe une relation entre la vésicularité et la profondeur de l'épanchement. La vésicularité diminue quand la profondeur d'émission augmente.

MOORE (1970) a montré que la vésicularité des basaltes océaniques est dépendante, également, de la nature chimique du magma : plus le magma est alcalin, plus l'eau est un composant important de la phase gazeuse primaire, plus la vésicularité augmente dans des conditions de pression identiques.

Les vésicules représentent moins de 2% du volume des basaltes de la collection FAMOUS (excepté l'échantillon 31-36) Leur distribution n'est pas toujours très homogène, mais la relation entre la vésicularité ($< 2\%$) et la profondeur d'émission (2000 à 3000 m) de ces laves est compatible avec celui proposé par MOORE (1970) pour les tholeïtes pauvres en potassium.

La densité des vésicules varie d'un pillow-lava à l'autre et à l'intérieur d'un même échantillon. Des regroupements s'effectuent sans raisons apparentes. L'interpénétration de plusieurs vésicules peut occasionner la formation de petites cavités irrégulières et allongées (14-31). Ces cavités ou vacuoles ont un diamètre inférieur à 1,5 mm et mesurent 3 à 5 mm dans leur plus grande dimension.

Quelques roches présentent une concentration marquée des vésicules au voisinage de la croûte de verre (12-19). De telles zonations sont décrites dans les laves d'ISLANDE (JONES, 1969) et dans les carottes prélevées par le glomar challenger sur la dorsale de la zone FAMOUS (BARAGAR - et al., 1977).

Une densité particulière des vésicules apparaît aussi à proximité de certaines cavités. Des regroupements de vésicules en chapelets ou en bandes étroites (0,5 à 1 cm de large) grossièrement parallèles apparaissent dans certains pillow-lavas (DR9, 12-19). De telles concentrations sont probablement liées aux conditions du dégazage contemporain de l'épanchement de la lave sur le fond de l'océan.

VI.1.2. Formation des vésicules.

Les basaltes de la collection FAMOUS présentent deux types de vésicules :

- Les macrovésicules (visibles à l'oeil nu)
- Les microvésicules (visibles seulement au microscope)

Les macrovésicules ont une taille moyenne variant entre 0,3 et 1,5 mm (excepté 31-36 : $< 0,5$ cm).

La profondeur des prélèvements se situe dans l'ensemble entre 2000 m et 3000 m. Ces valeurs du diamètre des vésicules et de la profondeur d'émission sont compatibles avec les observations de JONES (1969). Selon cet auteur des diamètres de 1,7 à moins de 0,1 mm correspondent à des profondeurs d'émission de 0,3 à 5 km. Les macrovésicules ont généralement une forme régulière, sphérique, rarement ellipsoïdale (excepté 31-36). Lorsqu'elles ne sont pas sphériques ces vésicules ne montrent pas d'élongation dans une direction préférentielle.

Les microvésicules sont plus grossièrement sphériques et très souvent de forme irrégulière ou nuageuse. Elle constituent fréquemment des chaînes (chapelets) au voisinage de macrovésicules. Les macrovésicules sont très souvent ornementées d'expansions nuageuses microvésiculaires ou de protubérances "vides" en forme de "cols de cornue" ou de "goulets de bouteille" (BIDEAU et AL, 1977). Deux origines peuvent être envisagées pour ces microvésicules :

- Le dégazage final du liquide résiduel avant sa solidification

- L'échappement d'une fraction de la phase fluide des macrovésicules, dans la phase liquide interstitielle lors du processus de ségrégation.

La formation des macrovésicules est certainement très rapide puisqu'elles existent dans les croûtes de verre périphériques en quantités notable. La composition de la phase fluide qui constitue les vésicules a été étudiée par divers auteurs (MOORE et CALK, 1971 ; HEKINIAN et al., 1973 ; CHAIGNEAU, 1975 ; PINEAU et al., 1976 ; MOORE et al., 1977). Les principaux constituants sont le CO_2 , CO , H_2 , SO_2 et H_2S . Le plus abondant est le CO_2 qui peut représenter jusqu'à 95% de la phase gazeuse de certains basaltes tholéïtiques (MOORE et al., 1977).

L'eau est un élément mineur de la phase gazeuse initiale des basaltes tholéïtiques pauvres en potassium. Le caractère non oxydant des fluides magmatiques originaux est confirmé par :

1) La présence de chromo-spinelles dans la composition minéralogique primaire d'un certain nombre d'échantillons (basaltes picritiques, basaltes à olivine, certains basaltes à phénocristaux de plagioclase).

2) L'absence d'oxydes (magnétite, titanomagnétite) dans les verres.

3) La présence de globules de sulfures sur les parois vésiculaires de certains verres (MOORE et CALK, 1971 ; MOORE et SHILLING, 1973 ; YEATS et MATHEZ, 1976 ; MATHEZ, 1976 ; SZAMANSKI et MOORE, 1977 ; MOORE et al., 1977). Ces globules sont signalés dans le cadre de cette étude (§.V 2 4 , §.V. 3. 1., photo 14 B).

Toutefois une certaine quantité d'eau de mer a pu être piégée par la lave au moment de son épanchement. Comme le refroidissement a été très rapide, il est possible qu'une fraction très faible de cette eau a pu être dissoute dans le magma, de sorte que la fraction restante a dû contribuer largement à la formation des vésicules.

VI.2. LES VESICULES DE "SEGREGATION".

VI.2.1. Localisation des vésicules de "ségrégation".

Un rapide examen de lames minces, confectionnées dans des sections de pillows, montre que la répartition des vésicules de "ségrégation" n'est pas aléatoire. Il existe une relation étroite entre l'augmentation du taux de cristallisation de la matrice et l'apparition du remplissage partiel des vésicules.

Le matériel de "ségrégation" foncé qui tapisse les parois des vésicules est absent des croûtes de verre et de la zone sphérolitique ou variolitique des pillow-lavas (Zones 1 et 2 - chap. V.). La première apparition d'un tel produit n'est notée que dans la zone intermédiaire (Zone 3. chap. V) où les microlites de plagioclase constituent déjà un réseau très serré et où la phase interstitielle est formée d'un feutrage microcristallin de couleur ambrée à gris-verdâtre (voire brun sombre). Les roches les plus cristallisées dont la structure est sub-ophitique (17-41, 14-28) contiennent assez souvent de telles vésicules. Les roches, essentiellement vitreuses, telles que les fragments de tubes de verre (DR 11) n'en possèdent pas.

Ces observations vont dans le sens de l'interprétation de SMITH (1967) qui suggère qu'une charpente microlitique suffisamment rigide, assure le maintien du volume initial des macrovésicules. Lors du refroidissement ultérieur qui tend à provoquer la rétraction de la phase gazeuse, le résidu liquide interstitiel peut pénétrer dans le récipient sphérique ainsi constitué.

VI.2.2. Les matériaux de remplissage.

a) Les "résidus" magmatiques.

Les "résidus" magmatiques ou produits de ségrégation qui tapissent l'enveloppe des vésicules s'apparentent optiquement à la phase interstitielle (phase intermicrolitique). Leur structure, comme celle de la pâte cryptocristalline, est conditionnée princi-

pablement par la rapidité du refroidissement et par la nature du magma qui leur a donné naissance.

Vers l'extérieur de la zone 3 des basaltes à olivine et des basaltes à olivine et plagioclase, les produits de ségrégation adoptent une structure de type rayonnant. Ils sont constitués de fibres diffuses de couleur brun-sombre à noir. Vers l'intérieur (Zone 3 et 4), des cristallites de plagioclase s'individualisent en gerbes d'aiguilles plus fines et plus diffuses que les microlites de la matrice environnante (photo 12 A). Cette structure donne aux sections de vésicules totalement remplies de "résidus magmatiques" une allure caractéristique de pelotes de laine (photo 13 B). De telles vésicules, comme le signale BARAGAR et al. (1977), ont pu fréquemment être confondues avec des varioles, lors de l'étude de basaltes spilitiques.

Dans la zone 3, de couleur ambrée, des échantillons de basaltes à plagioclases, les "résidus" magmatiques, qui ornent les vésicules, sont constitués d'un feutrage de clinopyroxènes et de plagioclases entremêlés (Photo 13 A). Entre les amas, les interstices sont occupés par une poussière de minéraux opaques englobés dans une pâte brune. Quelques microlites de plagioclase pénètrent dans le remplissage des vésicules. Cependant, les microlites ont, le plus souvent, tendance à se disposer tangentiellement à l'enveloppe vésiculaire.

Les produits de ségrégation des basaltes picritiques ont un aspect plus homogène et moins cristallisé que ceux des autres basaltes étudiés. Selon le taux de cristallisation (et donc la distance à la croûte vitreuse) ces matériaux prennent une couleur brun-sombre à noir intense. Les minéraux opaques n'y sont pas visibles généralement. Le remplissage partiel des vésicules ressemble à une pâte amorphe, identique optiquement à la pâte intermicrolitique des basaltes picritiques (Photo 13 C).

La zone 4 des plus gros fragments et les basaltes à grain fin (ou structure sub-ophitique) montrent des produits de remplissage plus cristallisés (Photos 12 B et 12 C). Les cristallites de clinopyroxène et plagioclase entremêlés forment un feuillage plus grossier. Les fibres de couleur ambrée sont devenues grisâtres ou verdâtres. Des plages sombres, amorphes, se distinguent entre les interstices des amas feutrés. Parfois (c'est le cas de plusieurs basaltes intrusifs) les minéraux opaques ont la forme d'aiguilles ornementées de barbules. Ils forment de petits croisillons opaques dans le matériel de ségrégation (ceci s'observe plus aisément en lumière convergente).

b) Les remplissages secondaires.

Les vésicules sont très souvent remplies partiellement de produits colorés qui ne doivent pas être confondus avec les "résidus magmatiques". Ces substances brunes, rouges, orangées, jaunes, ocres ou vertes constituent de auréoles concentriques dans les vésicules. Lorsque ces produits et les "résidus magmatiques" sont présents simultanément, les seconds occupent toujours la région la plus externe de la vésicule.

Certaines roches, dont la zone périphérique, présente des signes d'altération plus ou moins nette, ont des vésicules ornées de matériaux orangé ou rouge préférentiellement. Cependant, des produits jaunes ou verts (essentiellement) apparaissent aussi dans des régions où la matrice semble indemne de toute altération.

De telles substances ont été observées dans les vésicules, dans des fissures et dans des lacunes ou vacuoles interstitielles. Elles n'ont pas été déterminées de manière précise car ce n'est pas l'objet de cette étude. Toutefois, elles sont abondamment décrites dans la littérature consacrée aux forages du Glomar Challenger sur la dorsale FAMOUS.

Le compte rendu de ces études est publié dans le rapport du Deep-Sea DRILLING-project (DSDP) concernant le leg 37 du projet IPOD (ROBINSON et al., FISHER, DSDP, leg 37) et dans quelques publications traitant de ce sujet (ANDREWS, 1976 ; BARAGAR et al., 1977, SCARFE et SMITH, 1976).

BARAGAR et al. (1977) ont tenté de déterminer ces produits colorés remplissant partiellement les vésicules et les vacuoles. Ce sont des substances hydratées qui appartiennent au groupe des smectites (saponite, chlorophaeite), des hydroxides de fer et des carbonates. Ces auteurs ont montré que les remplissages vésiculaires se disposent en auréoles concentriques, dans un ordre déterminé, de l'extérieur vers le centre des vésicules.

- Résidus magmatiques
- Chlorophaeite
- Saponite
- Carbonates

Les carbonates n'ont pas été observés dans les roches étudiées. La saponite beige ou brun pale, fibreuse, décrite par BARAGAR et al. (1977) n'a pas non plus été observée dans les roches. Par contre des anneaux jaunes pâles à orangés, birefringent, fibro-radiés et présentant des fentes de dessiccation sont fréquents. Ces anneaux sont souvent suivit d'anneaux résineux, amorphes, de couleur jaune-vert très intense vers l'intérieur des vésicules. BARAGAR et al., (1977) considèrent que le premier type d'anneaux est constitué de chlorophaeite magnésienne et le seconde de chlorophaeite ferro-potassique. (photo 14 B et 14 C)

Le fait que le remplissage secondaire des vésicules soit peu diversifié dans une même roche et pas seulement localisé aux zones altérées tend à indiquer une origine "in situ" pour ces substances. BARAGAR et al. (1977) suggèrent qu'elles se sont formées

à faible température, à partir des éléments disponibles dans le magma, sous l'action de l'eau contenue dans les vésicules. Cette eau est partiellement constituée par l'eau originale du magma et surtout par l'eau de mer piégée lors de l'épanchement. Toutefois il faut noter que de telles substances apparaissent rarement dans les roches les plus jeunes. Elles sont assez répandues dans les roches de la faille transformante et de l'intersection, ainsi que dans quelques roches anciennes du rift (ech. DR3). Elles apparaissent dans les vésicules, mais aussi dans des veines et des vacuoles irrégulières de la matrice. Ceci tend à suggérer que l'eau de mer qui a pénétré tardivement à la faveur de la microfracturation a pu jouer un rôle important dans leur formation. Cette interprétation est renforcée par le fait que des vésicules voisines, et de taille identique, ne contiennent pas toutes de remplissage secondaire. Cependant cela n'implique pas que les éléments qui ont servi à la fabrication des substances colorées soient étrangères au magma.

VI - 3 . ETUDE DES PRODUITS DE SEGREGATION A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE .

SMITH (1967) suggère que les produits de ségrégation proviennent de la différenciation progressive d'un liquide résiduel au cours de la cristallisation des microlites dans le magma. Les observations concernant la localisation et la structure des vésicules de ségrégation vont dans ce sens.

Puisque les vésicules de ségrégation n'existent pas dans la zone vitreuse et variolitique des pillow-lavas et puisque la structure de leur contenu magmatique évolue avec la distance à la croûte, on peut envisager un processus de fractionnement progressif après l'épanchement. La composition chimique du liquide

résiduel devrait évoluer de l'extérieur vers le coeur des pillows avec la variation de la vitesse de refroidissement.

Pour mettre en évidence un tel processus il est nécessaire de connaître la composition de ces liquides à différents niveaux d'un pillow et de la comparer avec la composition chimique globale de la matrice, si celle-ci est représentative du magma original.

VI.3.1. Difficultés de l'étude.

Les analyses à la microsonde portent sur un produit hétérogène qui optiquement paraît composé de cristallites diffus dispersés dans une pâte sombre englobant des granulations opaques. Les fibres et cristallites sont plus ou moins grossières selon le taux de cristallisation de la zone étudiée.

Les lames minces, confectionnées et polies au laboratoire de pétrologie du Centre Océanologique de Bretagne, représentent la coupe d'un pillow-lava depuis la croûte vitreuse jusqu'au coeur de la roche (ech. 7 - 1). La lame 7 - 1 (1) représente la zone la plus externe. La lame 7 - 1(5) représente la zone la plus interne de l'échantillon.

Les minéraux constituant les produits de ségrégation (difficiles à distinguer optiquement) ont été repérés, avant analyse, sur l'image des électrons secondaires (grossissement 400 X).

. Les résultats des analyses effectuées au coeur des plus gros sont présentées dans les tableaux 11 à 16. Le temps de comptage est de 6 secondes par cycle et la haute tension de 15 kilovolt.

L'analyse globale des produits de ségrégation a d'abord été tentée en utilisant un faisceau élargi (20μ), la grande dispersion des résultats obtenus (non présentés ici) rendant l'interprétation hasardeuse, un second essai a été tenté en utilisant la technique du balayage. Cette technique présente deux avantages : elle permet de travailler sans défocaliser le faisceau, tout en explorant une surface plus grande ($60\mu \times 60\mu$), et donc plus représentative de contenu vésiculaire. Les résultats figurent dans les tableaux 5 à 10. La dispersion des données obtenues par les deux méthodes est présentée, à titre indicatif, sur le diagramme AMF de la figure 14.

Deux à trois analyses, en balayage, ont été effectuées par vésicule. Trois vésicules ont été étudiées dans chaque lame. Les hétérogénéités sont atténuées en considérant la moyenne des mesures obtenues dans chaque lame. Le total des pourcentages en oxyde atteint difficilement 98 %. Ceci est probablement dû en grande partie à l'hétérogénéité des résidus magmatiques, au polissage irrégulier qui en résulte, ainsi qu'à l'eau et aux volatiles qui tendent à se concentrer dans les phases résiduelles.

Les images X (planches 15 à 25) permettent de mettre en évidence la structure des produits de ségrégation. Elles sont obtenues à un grossissement de 400 fois (et 1200 fois pour les détails). Le temps d'exposition est un multiple de 320 s. Les éléments considérés sont l'aluminium, le magnésium, le fer, le calcium et la silice.

Les analyses en balayage sont comparées à la roche totale qui est considérée comme représentative du liquide, juste avant l'éruption. L'échantillon est dépourvu de phénocristaux, mais pour vérifier cette hypothèse de départ, des analyses de roche totale ont été effectuées au niveau de chacune des lames par la technique de la fluorescence X (appareillage de type SRS, Ref. BOUGAULT, 1977)

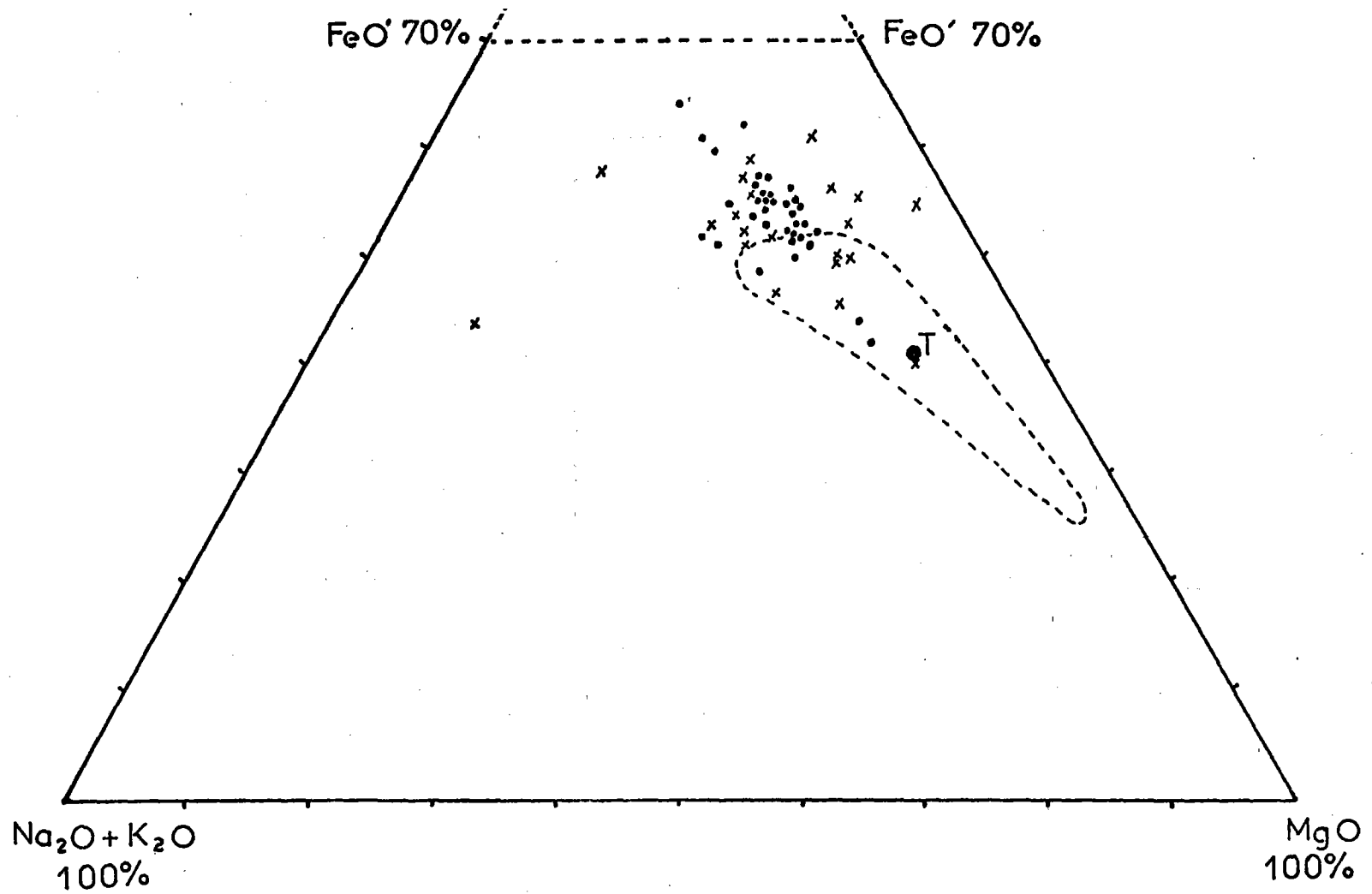


Fig. 14 : Diagramme A M F représentant la dispersion des analyses à la microsonde dans les produits de ségrégation (ech. 7-1) : 1) les croix représentent les analyses obtenues en faisceau élargi (20µ), 2) les points représentent les analyses obtenues en balayage (60µx 60µ), 3) le gros point noir représente la roche totale considérée comme représentative du liquide initial, la courbe en tirets englobe la distribution des basaltes de la zone du rift F.A.M.O.U.S.

Les analyses obtenues sont toutes pratiquement identiques, à l'intérieur comme à l'extérieur de la roche (Tableau N° 5).

VI.3.2. Interprétation des résultats.

BARAGAR et al. (1977) ont montré que les produits de ségrégation dans les vésicules sont comparables chimiquement et optiquement à la pâte cryptocristalline de la matrice. Ils ont également montré que ce matériau est un liquide résiduel de fin de cristallisation qui se caractérise particulièrement par un enrichissement en FeO et un appauvrissement en Al_2O_3 par rapport à la croûte vitreuse.

Les résultats présentés ici tendent à confirmer ces observations. L'échantillon étudié (7 - 1) est un basalte olivine pratiquement aphyrique. Les analyses de la roche totale (Tableau 5) semblent représentatives du magma original, puisqu'elles sont identiques à tous niveaux de la roche. La distribution des analyses de produits de ségrégation obtenues par balayage à la microsonde électronique (Tableaux 6 à 10), représentée sur un diagramme AMF (Fig. 14), montrent une différenciation très nette de ces produits par rapport à la roche totale. Les produits de ségrégation dans l'échantillon (7 - 1) sont plus différenciés, dans l'ensemble, que les roches les plus différenciées observées dans la vallée du Rift FAMOUS.

Le calcul de la norme, effectué sur l'analyse moyenne des produits de ségrégation dans chaque lame étudiée, montre que ces produits sont plus riches en albite et orthose normative que la roche totale. Ce calcul montre également la diminution du rapport

TABLEAU N° 6 : Analyses des résidus magmatiques dans les vésicules à la microsonde électronique. Chaque analyse correspond au balayage d'un carré de 60 μ x 60 μ .

Lame 7-1(1)

	Ves(1)	Ves(1)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(3)	Ves(3)	Ves(3)
SiO ₂	51,43	51,50	51,46	52,60	51,39	53,08	52,92	51,34
Al ₂ O ₃	13,93	11,09	12,42	14,44	13,57	13,51	11,76	11,88
FeO'	8,44	10,14	9,32	8,79	8,01	8,90	11,11	10,05
MnO	0,12	0,18	0,15	0,13	0,16	0,17	0,19	0,06
MgO	4,74	5,56	6,14	4,85	6,28	4,86	5,56	5,98
CaO	13,62	13,33	13,29	13,03	13,70	12,04	12,07	12,89
Na ₂ O	2,23	1,95	2,08	2,24	2,20	2,43	2,19	2,11
K ₂ O	0,28	0,28	0,33	0,24	0,07	0,23	0,42	0,25
TiO ₂	1,32	1,60	1,41	1,28	1,20	1,36	1,61	1,44
P ₂ O ₅	0,33	0,40	0,44	0,53	0,45	0,43	0,27	0,41
Cr ₂ O ₃	-	0,36	0,41	0,15	0,18	0,32	0,34	0,18
Total	96,44	96,38	97,45	98,27	97,21	97,35	98,43	96,60

Analyse moyenne

SiO ₂	51,96
Al ₂ O ₃	12,82
FeO'	9,34
MnO	0,14
MgO	5,45
CaO	12,99
Na ₂ O	2,18
K ₂ O	0,26
TiO ₂	1,40
P ₂ O ₅	0,41
Cr ₂ O ₃	0,24

Total 97,19

Norme

ol	-
an	25,15
ab	18,99
or	1,58
wo	10,05
di en	8,46
fs	7,10
hy en	5,51
fs	4,62
Q	6,64
ne	-
il	2,73
mt	2,23

TABLEAU N° 7 : Analyses des résidus magmatiques dans les vésicules à la microsonde électronique. Chaque analyse correspond au balayage d'un carré de 60 μ x 60 μ .

Lame 7-1(2)

	Ves(1)	Ves(1)	Ves(1)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(3)	Ves(3)	Ves(3)
SiO ₂	52,97	53,01	51,80	52,51	54,94	52,48	53,32	52,88	50,68
Al ₂ O ₃	12,25	11,41	11,75	13,59	13,41	13,50	11,62	11,62	11,05
FeO'	10,06	10,10	9,25	9,76	11,19	10,24	10,08	8,79	14,16
MnO	0,28	0,24	0,21	0,14	0,37	0,05	0,17	0,32	0,15
MgO	5,54	5,89	6,29	5,54	3,15	4,99	5,11	6,12	5,45
CaO	12,67	13,22	14,13	13,26	9,62	11,46	12,54	13,75	11,83
Na ₂ O	2,28	1,94	1,99	2,14	2,60	2,30	2,22	1,96	2,03
K ₂ O	0,31	0,35	0,23	0,27	0,44	0,20	0,27	0,29	0,33
TiO ₂	1,45	1,81	1,54	1,28	1,88	1,46	1,45	1,65	1,56
P ₂ O ₅	0,31	0,37	0,39	0,45	0,26	0,42	0,44	0,41	0,41
Cr ₂ O ₃	0,21	0,22	0,33	0,29	0,23	0,00	0,24	0,32	0,05
Total	98,36	98,58	97,90	98,24	98,09	97,09	97,46	98,12	98,71

Analyse moyenne		Norme	
SiO ₂	52,73	ol	{fo 0,00
Al ₂ O ₃	12,24		{fa 0,00
FeO'	10,40		an 23,31
MnO	0,21		ab 18,67
MgO	5,34		or 1,81
CaO	12,50	di	{wo 15,66
Na ₂ O	2,16		{en 7,76
K ₂ O	0,30		{fs 7,57
TiO ₂	1,45	hy	{en 5,81
P ₂ O ₅	0,38		{fs 5,67
Cr ₂ O ₃	0,21		Q 7,52
			ne 0,00
Total	97,92		ilm 2,81
			mt 2,46

TABLEAU N° 8 : Analyses des résidus magmatiques dans les vésicules à la microsonde électronique. Chaque analyse correspond au balayage d'un carré de $60\mu \times 60\mu$.

7-1(3)

	Ves(1)	Ves(1)	Ves(1)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(3)	Ves(3)	Ves(3)
SiO ₂	53,41	52,56	53,04	52,10	51,74	55,04	52,12	52,61	52,17
Al ₂ O ₃	11,94	11,86	13,19	12,72	12,64	13,26	12,01	11,49	12,40
FeO'	9,64	9,42	9,34	9,74	9,60	10,02	9,95	10,01	9,98
MnO	0,22	0,13	0,28	0,24	0,18	0,14	0,25	0,01	0,09
CaO	13,79	13,64	12,35	12,96	14,13	11,09	13,55	13,28	12,97
Na ₂ O	2,23	2,23	2,43	2,29	2,27	2,30	2,03	2,08	2,17
K ₂ O	0,33	0,28	0,30	0,32	0,31	0,44	0,23	0,35	0,29
TiO ₂	1,51	1,39	1,53	1,46	1,32	1,56	1,59	1,50	1,55
P ₂ O ₅	0,46	0,39	0,47	0,32	0,45	0,44	0,42	0,35	0,49
Cr ₂ O ₃	0,22	0,07	0,19	0,26	0,25	0,22	0,18	0,44	0,79
Total	99,08	97,17	97,81	97,78	98,82	98,33	98,16	97,79	97,84

Analyse moyenne

Norme

SiO ₂	52,75	ol	{	fo	0,00
Al ₂ O ₃	12,39			fa	0,00
FeO'	9,74			an	23,91
MnO	0,17			ab	18,25
MgO	5,18			or	1,93
CaO	13,08	di	{	wo	16,54
Na ₂ O	2,11			en	8,40
K ₂ O	0,32			fs	7,74
TiO ₂	1,49	hy	{	en	4,78
P ₂ O ₅	0,42			fs	4,40
Cr ₂ O ₃	0,29			Q	7,81
				ne	0,00
Total	97,94			ilm	2,89
				mt	2,31

TABLEAU N° 9 : Analyses des résidus magmatiques dans les vésicules à la micro-sonde électronique. Chaque analyse correspond au balayage d'un carré de $60\mu \times 60\mu$.

7-1(4)

	Ves(1)	Ves(1)	Ves(1)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(2)
SiO ₂	52,48	51,71	52,24	52,30	53,69	52,76
Al ₂ O ₃	12,48	12,29	12,44	12,75	13,13	11,44
FeO'	9,59	8,66	9,39	10,03	8,87	9,48
MnO	0,30	0,31	0,22	0,06	0,32	0,14
MgO	6,28	6,02	6,17	5,46	5,16	6,18
CaO	13,26	13,90	13,02	12,68	12,78	13,78
Na ₂ O	2,08	2,21	2,24	2,41	2,24	1,99
K ₂ O	0,35	0,27	0,35	0,34	0,31	0,35
TiO ₂	1,43	1,37	1,36	1,56	1,34	1,43
P ₂ O ₅	0,45	0,43	0,50	0,46	0,45	0,40
Cr ₂ O ₃	0,30	0,31	0,07	0,09	0,10	0,09
Total	98,71	97,48	98,00	98,14	98,37	98,04

Analyse moyenne

Norme:

SiO ₂	52,53	ol	{fo	0,00
Al ₂ O ₃	12,37		{fa	0,00
FeO'	9,34		an	23,39
MnO	0,22		ab	18,88
MgO	5,88		or	1,98
CaO	13,24		Wo	16,93
Na ₂ O	2,19	di	{en	9,15
K ₂ O	0,33		{fs	7,20
TiO ₂	1,41	hy	{en	5,77
P ₂ O ₅	0,45		{fs	4,54
Cr ₂ O ₃	0,16		Q	6,12
			ne	0,00
Total	98,12		ilm	2,72
			mt	2,20

TABLEAU N° 10 : Analyses des résidus magmatiques dans les vésicules à la micro-sonde électronique. Chaque analyse correspond au balayage d'un carré de 40 μ x 40 μ .

7-1(5)

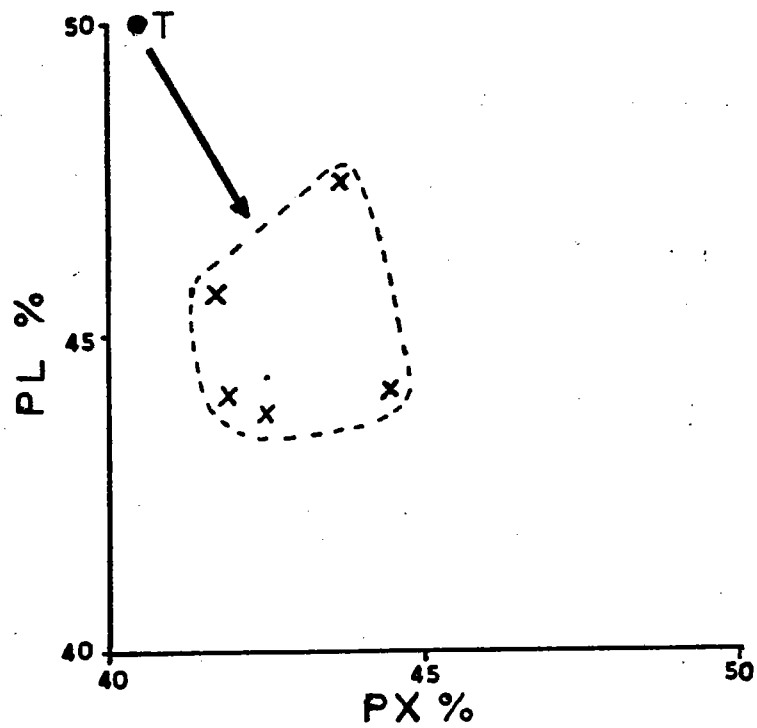
	Ves(1)	Ves(1)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(2)	Ves(3)
SiO ₂	53,11	51,05	51,31	50,61	52,89	54,11
Al ₂ O ₃	14,68	12,33	13,56	15,49	12,19	12,66
FeO'	9,35	9,88	7,66	8,02	9,26	11,08
MnO	0,08	0,00	0,19	0,08	0,16	0,16
MgO	5,07	7,84	7,44	8,59	5,85	4,05
CaO	12,57	15,36	15,13	12,74	12,98	11,70
Na ₂ O	3,59	1,91	2,09	2,17	2,30	2,74
K ₂ O	0,22	0,15	0,20	0,20	0,26	0,30
TiO ₂	1,51	1,43	1,09	0,93	1,44	1,55
P ₂ O ₅	0,49	0,33	0,46	0,44	0,53	0,32
Cr ₂ O ₃	0,11	0,14	0,29	0,33	0,16	0,25
Total	99,77	100,43	99,41	99,59	98,70	98,92

Analyse moyenne

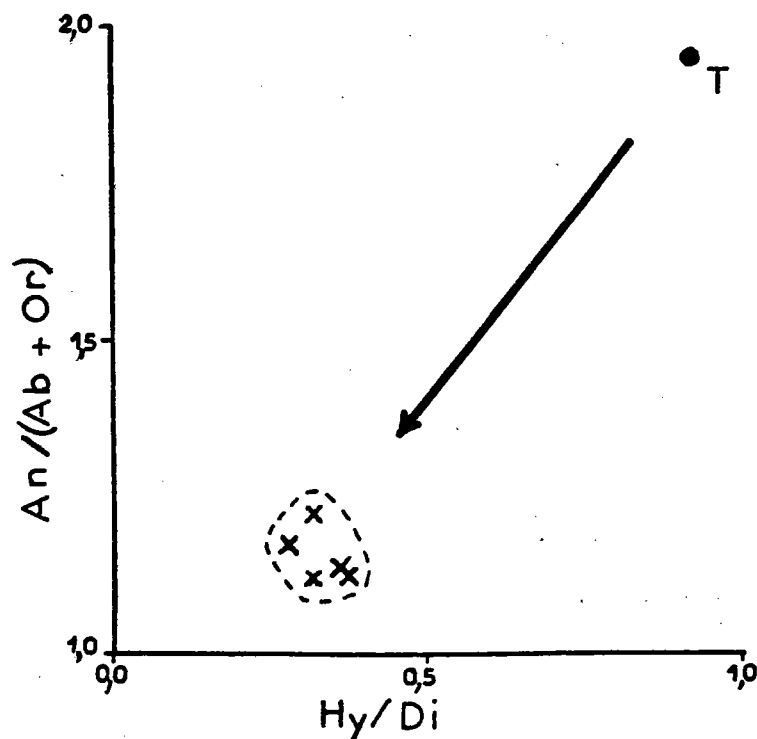
SiO ₂	52,17
Al ₂ O ₃	13,48
FeO'	9,21
MnO	0,11
MgO	6,47
CaO	13,41
Na ₂ O	2,46
K ₂ O	0,22
TiO ₂	1,32
P ₂ O ₅	0,43
Cr ₂ O ₃	0,21
Total	99,49

Norme:

ol	{ fo	0,00
	{ fa	0,00
	an	25,23
	ab	20,93
	or	1,30
di	{ wo	16,22
	{ en	9,14
	{ fs	6,40
hy	{ en	7,06
	{ fs	4,94
	Q	3,07
	né	0,00
	ilm	2,52
	mt	2,14



A



B

Fig. 15 : A) Diagramme montrant les pourcentages normatifs de plagioclase et de pyroxène dans les produits de ségrégation (x) et dans la roche totale (●)

B) Diagramme montrant l'évolution des rapports $an/(ab+or)$ et hy/di dans les produits de ségrégation (x) par rapport à la roche totale (●)

La norme porte sur l'analyse moyenne des produits de ségrégation dans chaque lame (Ech. 7-1) .

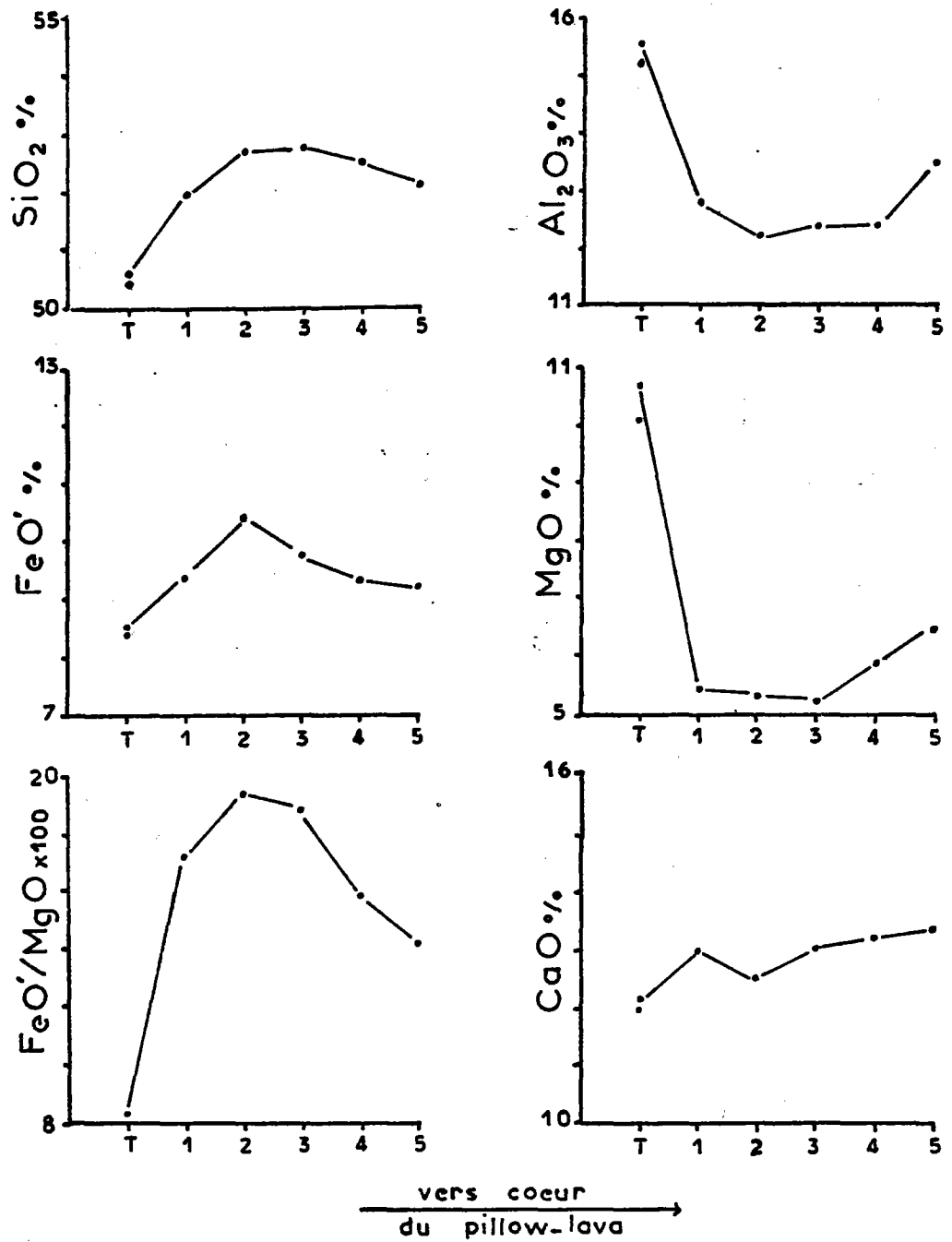


Fig. 16 : Evolution des teneurs en oxydes dans les vésicules de ségrégation avec la diminution relative de la vitesse de refroidissement de l'extérieur vers l'intérieur d'un pillow-lava (ech. 7-1) . 1) Le liquide initial est représenté par l'analyse de la roche totale (T), 2) les analyses à la microsonde des produits de ségrégation sont moyennées dans chaque lame, 3) les lames sont numérotées de 1 à 5 de l'extérieur vers le coeur du pillow.

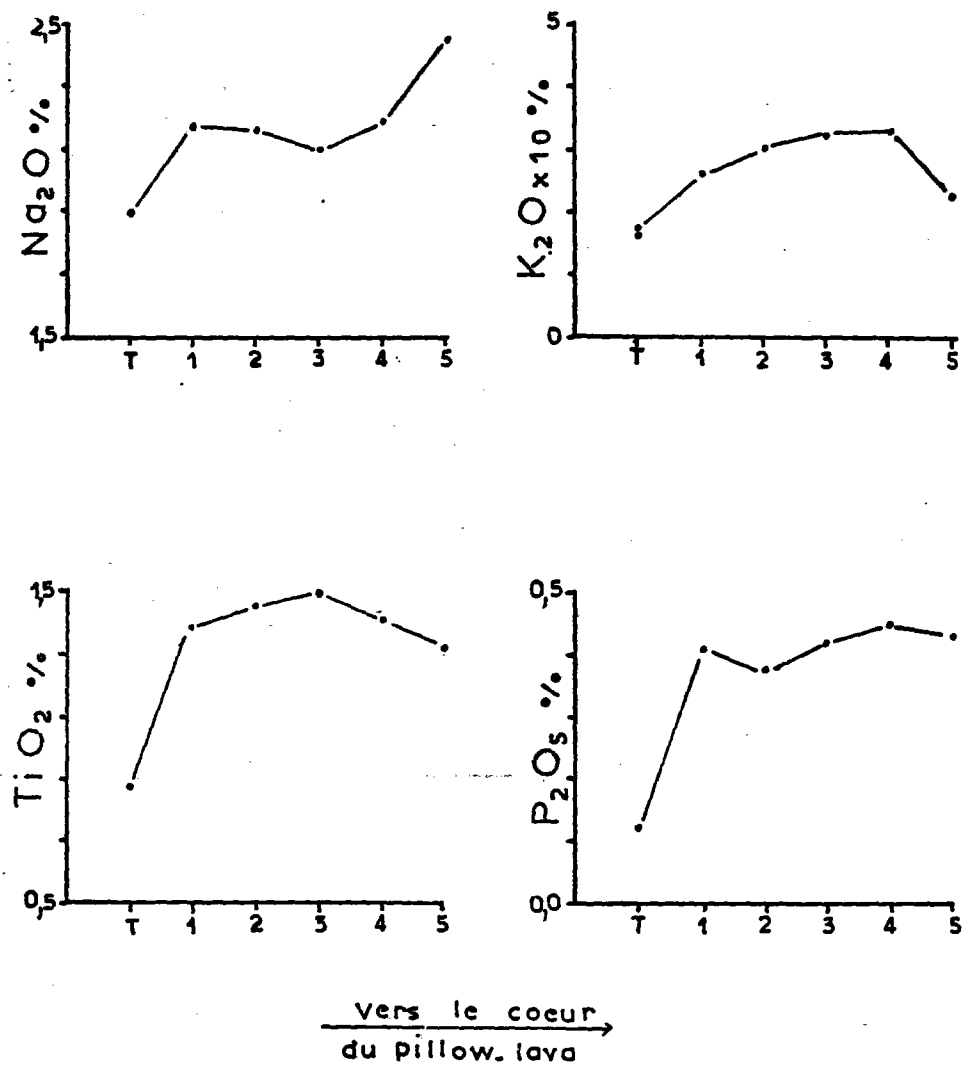


Fig. 17 : Evolution des teneurs en oxydes dans les vésicules de ségrégation avec la diminution relative de la vitesse de refroidissement de l'extérieur vers l'intérieur d'un pillow-lava (éch. 7-1) . 1) Le liquide initial est représenté par l'analyse de la roche totale (T), 2) les analyses à la microsonde des produits de ségrégation sont moyennées dans chaque lame, 3) les lames sont numérotées de 1 à 5 de l'extérieur vers le coeur du pillow.

hy/di, l'augmentation de la teneur en pyroxène normatif et la diminution de la teneur en plagioclase normatif par rapport à la roche totale (Fig. 15), l'apparition de quartz normatif en quantité notable par rapport à la roche totale.

Les diagrammes représentés sur les figures 16 et 17 montrent l'évolution des teneurs en oxyde moyennes (par lame) des produits de ségrégation depuis la lame la plus externe (7 - 1(f)) vers la lame la plus interne (7-1 (5)). Ils traduisent la différenciation progressive du liquide résiduel en fonction de la diminution relative de la vitesse de refroidissement vers le coeur du pillow-lava.

SiO_2 , FeO, CaO augmentent progressivement dans les deux premières lames (7 - 1 (1)) et (7 - 1 (2)) tandis que MgO fait une chute spectaculaire, dès la première lame, par rapport à la roche totale (liquide initial). Ce fait est à rapprocher de la formation des microlites d'olivine dans les zones 2 et 3 (6 premiers centimètres) du pillow. La chute de Al_2O_3 serait alors en relation avec l'apparition des gerbes de plagioclase.

FeO et FeO/MgO tendent à diminuer dans les trois dernières lames (7 - 1 (3)), (7-1 (4)), (7-1 (5)), alors que MgO augmente légèrement. Ceci pourrait être mis en relation avec la cristallisation progressive de pyroxène (v. plus loin) dans la pâte interstitielle ainsi que l'augmentation du volume des grains des titanomagnétites avant le déclenchement du processus de ségrégation dans les zones à refroidissement plus lent.

La diminution de SiO_2 , K_2O et l'augmentation de Al_2O_3 dans la dernière lame (7 - 1 (5)) n'est pas forcément significative car la moyenne, dans cette lame, porte sur un nombre moins élevé de mesures (6), le matériel analysé est plus grossier et la zone explorée plus réduite ($40\mu \times 40\mu$ au lieu de $60\mu \times 60\mu$) en raison de la faible largeur des produits de ségrégation.

TABLEAU N° 11 : Analyse des pyroxènes entrant dans la composition des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

<u>Lame 7-1 (1)</u>		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
SiO ₂		49,67	47,91	49,13	48,95	48,17	47,55	47,48	47,81	48,46
Al ₂ O ₃		7,64	6,87	8,35	7,86	7,46	7,34	7,32	7,26	6,43
FeO		10,57	10,23	10,70	9,73	9,54	9,52	9,82	8,87	9,11
MnO		0,11	0,39	0,17	0,19	0,16	0,25	0,00	0,10	0,06
MgO		10,01	10,23	10,54	12,06	12,23	12,49	11,45	12,77	12,84
CaO		17,70	18,39	18,13	19,35	18,98	19,56	19,61	19,26	19,87
Na ₂ O		0,67	0,40	0,77	0,47	0,21	0,22	0,34	0,38	0,28
K ₂ O		0,07	0,01	0,08	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00
TiO ₂		1,75	1,80	1,71	1,35	1,68	1,56	1,74	1,81	1,93
P ₂ O ₅		0,54	0,33	0,35	0,34	0,36	0,45	0,45	0,40	0,47
Cr ₂ O ₃		0,37	0,00	0,07	0,31	0,25	0,21	0,28	0,15	0,29
Total		99,10	98,58	100,01	100,65	99,04	99,17	98,53	98,82	99,75
Si	1,8557	1,8273	1,8257	1,8083	1,8063	1,7875	1,7978	1,7956	1,8069	
Al	0,3363	0,3089	0,3657	0,3422	0,3295	0,3254	0,3267	0,3215	0,2825	
Fe	0,3302	0,3905	0,3325	0,3007	0,2993	0,2992	0,3109	0,2787	0,2840	
Mn	0,0033	0,0125	0,0053	0,0060	0,0051	0,0081	0,0000	0,0031	0,0018	
Mg	0,5575	0,5817	0,5838	0,6638	0,6834	0,7001	0,6462	0,7146	0,7138	
Ca	0,7088	0,7517	0,7220	0,7658	0,7624	0,7877	0,7955	0,7751	0,7940	
Na	0,0485	0,0295	0,0557	0,0339	0,0153	0,0164	0,0252	0,0274	0,0206	
K	0,0032	0,0007	0,0038	0,0012	0,0000	0,0003	0,0015	0,0000	0,0000	
Ti	0,0492	0,0517	0,0479	0,0376	0,0474	0,0442	0,0497	0,0512	0,0541	
P	0,0172	0,0107	0,0111	0,0108	0,0115	0,0142	0,0144	0,0128	0,0148	
Cr	0,0111	0,0000	0,0020	0,0091	0,0074	0,0062	0,0085	0,0045	0,0086	
	3,9210	3,9652	3,9554	3,9795	3,9678	3,9892	3,9762	3,9843	3,9812	
F/M	0,3743	0,4093	0,3665	0,3160	0,3082	0,3050	0,3248	0,2828	0,2859	
Wo	44,30	43,29	43,93	44,10	43,56	43,88	45,39	43,75	44,27	
En	34,85	33,50	35,52	38,23	39,05	39,00	36,87	40,34	39,80	
Fs	20,85	23,21	20,55	17,67	17,39	17,12	17,74	15,91	15,94	

NB. La teneur anormale en P₂O₅ s'explique par l'imprécision de l'analyse effectuée sur des minéraux très petits et cristallisés très rapidement.

TABLEAU N° 12 : Analyse des pyroxènes entrant dans la composition des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (2)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
SiO ₂	46,82	48,11	47,68	48,16	48,69	48,40	47,78	46,86	47,80	47,71	48,15
Al ₂ O ₃	5,09	6,42	6,96	6,90	6,40	5,45	6,95	7,77	6,50	6,03	6,31
FeO	13,52	10,79	10,59	10,29	9,62	10,22	9,10	14,48	9,65	9,84	11,12
MnO	0,26	0,18	0,27	0,22	0,25	0,25	0,39	0,14	0,18	0,13	0,17
MgO	10,32	11,61	11,86	12,52	13,23	14,13	13,17	8,55	12,42	11,98	11,33
CaO	19,37	18,95	19,88	19,26	19,15	17,83	20,21	16,86	20,50	20,02	19,64
Na ₂ O	0,31	0,28	0,22	0,24	0,29	0,20	0,25	0,77	0,30	0,28	0,26
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
TiO ₂	1,74	1,99	1,82	1,54	1,54	1,54	1,74	2,75	1,75	1,61	1,67
P ₂ O ₅	0,43	0,40	0,39	0,48	0,43	0,47	0,49	0,36	0,51	0,50	0,27
Cr ₂ O ₃	0,20	0,21	0,17	0,28	0,36	0,60	0,29	0,19	0,28	0,19	0,18
Total	98,05	98,99	99,84	99,90	99,99	99,12	100,38	98,74	99,88	98,32	99,10
Si	1,8197	1,8180	1,7912	1,8002	1,8129	1,8194	1,7771	1,7978	1,7913	1,8149	1,8240
Al	0,2332	0,2861	0,3081	0,3042	0,2809	0,2415	0,3044	0,3516	0,2869	0,2702	0,2819
Fe	0,4394	0,3412	0,3328	0,3216	0,2995	0,3214	0,2830	0,4647	0,3024	0,3130	0,3523
Mn	0,0085	0,0057	0,0084	0,0068	0,0080	0,0080	0,0122	0,0046	0,0058	0,0042	0,0053
Mg	0,5980	0,6542	0,6641	0,6973	0,7343	0,7915	0,7303	0,4888	0,6937	0,6789	0,6395
Ca	0,8066	0,7674	0,8000	0,7714	0,7638	0,7182	0,8055	0,6931	0,8229	0,8158	0,7971
Na	0,0231	0,0208	0,0158	0,0173	0,0210	0,0148	0,0181	0,0575	0,0219	0,0205	0,0190
K	0,0000	0,0017	0,0000	0,0006	0,0011	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0000
Ti	0,0508	0,0566	0,0514	0,0433	0,0431	0,0436	0,0488	0,0794	0,0492	0,0461	0,0475
P	0,0143	0,0143	0,0128	0,0125	0,0151	0,0135	0,0151	0,0155	0,0118	0,0160	0,0163
Cr	0,0062	0,0063	0,0052	0,0082	0,0105	0,0178	0,0084	0,0057	0,0082	0,0058	0,0055
	3,9996	3,9707	3,9895	3,9861	3,9887	3,9924	4,0032	3,9549	3,9984	3,9869	3,9808
F/M	0,4282	0,3465	0,3394	0,3202	0,2951	0,2938	0,2879	0,4898	0,3076	0,3184	0,3587
Wo	43,54	43,39	44,31	42,92	42,30	39,05	43,99	41,98	45,10	45,02	44,43
En	32,28	36,99	36,79	38,80	40,67	43,04	39,89	29,60	38,02	37,47	35,64
Fs	24,18	19,62	18,90	18,28	17,03	17,91	16,12	28,42	16,89	17,51	19,93

TABLEAU N° 13 : Analyse des pyroxènes entrant dans la composition ,
des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (4)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	48,24	47,39	49,43	48,61	47,88	47,61	48,94	48,04
Al ₂ O ₃	5,60	4,93	5,75	4,45	6,37	6,28	5,57	5,48
FeO	10,74	13,45	11,57	13,67	11,36	9,18	10,40	10,83
MnO	0,27	0,44	0,35	0,10	0,27	0,20	0,21	0,37
MgO	11,57	9,90	10,77	10,38	10,83	12,17	11,78	11,53
CaO	21,38	19,87	18,05	20,23	20,34	21,52	20,55	20,60
Na ₂ O	0,19	0,31	0,38	0,36	0,33	0,25	0,37	0,24
K ₂ O	0,00	0,01	0,14	0,00	0,11	0,01	0,00	0,00
TiO ₂	1,36	1,86	2,12	1,40	2,08	1,92	1,91	1,39
P ₂ O ₅	0,41	0,34	0,41	0,18	0,50	0,43	0,41	0,39
Cn ₂ O ₃	0,32	0,28	0,17	0,29	0,24	0,27	0,22	0,34
Total	100,07	98,78	99,14	99,69	100,31	99,84	100,35	99,20
Si	1,8180	1,8304	1,8640	1,8582	1,8005	1,7883	1,8291	1,8248
Al	0,2486	0,2247	0,2557	0,2006	0,2823	0,2781	0,2456	0,2455
Fe	0,3384	0,4344	0,3647	0,4371	0,3571	0,2884	0,3249	0,3440
Mn	0,0086	0,0144	0,0113	0,0032	0,0085	0,0063	0,0065	0,0120
Mg	0,6498	0,5701	0,6054	0,5916	0,6071	0,6812	0,6560	0,6527
Ca	0,8634	0,8224	0,7291	0,8185	0,8195	0,8659	0,8230	0,8383
Na	0,0140	0,0233	0,0275	0,0268	0,0237	0,0178	0,0266	0,0175
K	0,0000	0,0005	0,0069	0,0000	0,0053	0,0005	0,0000	0,0000
Ti	0,0385	0,0539	0,0601	0,0403	0,0589	0,0543	0,0536	0,0398
P	0,0129	0,0112	0,0130	0,0059	0,0160	0,0137	0,0129	0,0125
Cr	0,0095	0,0084	0,0051	0,0088	0,0071	0,0080	0,0066	0,0101
	4,0017	3,9938	3,9429	4,0010	3,9860	4,0025	3,9848	3,9912
F/M	0,3481	0,4405	0,3831	0,4266	0,3759	0,3020	0,3357	0,3529
Wo	46,41	44,67	42,62	44,53	45,73	47,01	45,46	45,39
En	34,93	30,96	35,39	31,80	33,87	36,98	36,23	35,34
Fs	18,66	24,37	21,28	23,66	20,40	16,00	18,31	19,27

TABLEAU N° 14 : Analyses des plagioclases entrant dans la composition des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (1)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO ₂	56,57	60,46	58,46	55,34	58,12	57,02	56,53
Al ₂ O ₃	18,77	19,70	22,66	24,33	21,62	24,38	26,26
FeO	5,42	4,74	4,11	2,62	4,33	2,46	1,39
MnO	0,09	0,09	0,13	0,00	0,17	0,02	0,00
MgO	2,36	0,78	0,25	0,60	0,67	0,20	0,10
CaO	11,75	9,09	9,31	10,88	9,73	10,22	10,42
Na ₂ O	3,37	3,53	4,09	4,28	4,13	4,18	4,64
K ₂ O	0,11	0,23	0,16	0,08	0,16	0,17	0,07
TiO ₂	0,49	0,94	1,02	0,30	0,89	0,35	0,10
P ₂ O ₅	0,44	0,26	0,32	0,28	0,39	0,21	0,27
Cr ₂ O ₃	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
Total	99,48	99,83	100,51	98,71	100,23	99,40	99,78
Si	2,6283	2,7444	2,6398	2,5489	2,6425	2,5944	2,5519
Al	1,0276	1,0540	1,2058	1,3207	1,1586	1,3071	1,3969
Fe	0,2104	0,2104	0,1551	0,1009	0,1646	0,0937	0,0524
Mn	0,0036	0,0036	0,0051	0,0000	0,0067	0,0006	0,0000
Mg	0,1636	0,0529	0,0171	0,0412	0,0457	0,0135	0,0065
Ca	0,5850	0,4419	0,4503	0,5370	0,4742	0,4984	0,5041
Na	0,3040	0,3110	0,3583	0,3824	0,3644	0,3690	0,4060
K	0,0068	0,0134	0,0090	0,0046	0,0096	0,0099	0,0043
Ti	0,0173	0,0321	0,0345	0,0104	0,0303	0,0119	0,0034
P	0,0174	0,0100	0,0124	0,0109	0,0151	0,0079	0,0102
Cr	0,0036	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0071	0,0000
	4,9676	4,8431	4,8874	4,9570	4,9117	4,9136	4,9356
F/M	0,5668	0,7763	0,9038	0,7098	0,7895	0,8751	0,8895
Ab	33,94	40,58	43,82	41,39	42,96	42,06	44,40
Or	0,76	1,74	1,10	0,50	1,13	1,13	0,47
An	65,30	57,67	55,08	58,11	55,91	56,81	55,13

TABLEAU N° 15 : Analyses des plagioclases entrant dans la composition des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (2)

	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
SiO ₂	57,36	59,06	55,35	57,42	54,42	58,30
Al ₂ O ₃	22,55	24,02	27,16	22,66	27,43	23,10
FeO	5,52	1,92	1,58	2,93	1,14	3,10
MnO	0,19	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
MgO	0,16	0,02	0,17	0,09	0,24	0,20
CaO	9,50	9,92	10,96	9,45	11,33	9,43
Na ₂ O	3,78	4,11	4,57	4,35	4,48	4,22
K ₂ O	0,16	0,28	0,09	0,35	0,11	0,24
TiO ₂	1,01	0,32	0,17	0,98	0,07	0,77
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,25	0,43	0,17	0,28
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03
Total	100,46	99,87	100,32	98,74	99,43	99,66
Si	2,6138	2,6549	2,4969	2,6320	2,4777	2,6431
Al	1,2109	1,2728	1,4438	1,2240	1,4721	1,2340
Fe	0,2102	0,0720	0,0597	0,1122	0,0434	0,1176
Mn	0,0073	0,0002	0,0005	0,0011	0,0011	0,0000
Mg	0,0108	0,0012	0,0117	0,0062	0,0161	0,0135
Ca	0,4638	0,4776	0,5296	0,4639	0,5529	0,4579
Na	0,3338	0,3579	0,4000	0,3870	0,3958	0,3710
K	0,0093	0,0162	0,0053	0,0203	0,0065	0,0136
Ti	0,0345	0,0107	0,0058	0,0337	0,0024	0,0262
P	0,0091	0,0085	0,0097	0,0167	0,0065	0,0109
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,023	0,0000	0,0009
	4,9036	4,8719	4,9631	4,8992	4,9746	4,8887
F/M	0,9526	0,9839	0,8369	0,9484	0,7340	0,8972
Ab	41,37	42,02	42,79	44,42	41,44	44,04
Or	1,16	1,90	0,57	2,33	0,68	1,61
An	57,48	56,07	56,64	53,25	57,88	54,35

TABLEAU N° 16 : Analyses des plagioclases entrant dans la composition des produits de ségrégation (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (4)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO ₂	56,58	55,96	58,41	55,51	57,33	55,53	55,81
Al ₂ O ₃	25,26	26,14	21,08	26,94	25,51	26,48	26,55
FeO	1,99	1,31	4,85	1,30	1,69	1,73	1,74
MnO	0,13	0,03	0,13	0,01	0,05	0,20	0,15
CaO	10,87	10,79	9,12	11,25	10,52	11,25	11,01
Na ₂ O	4,33	4,98	3,39	4,87	4,71	4,32	4,45
K ₂ O	0,15	0,16	0,29	0,14	0,25	0,11	0,16
TiO ₂	0,27	0,09	1,43	0,03	0,15	0,13	0,21
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,49	0,21	0,22	0,25	0,24
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,07	0,09	0,05	0,00	0,00
Total	99,94	99,78	99,46	100,36	100,47	100,01	100,32
Si	2,5618	2,5355	2,6697	2,5057	2,5767	2,5143	2,5186
Al	1,3481	1,3960	1,1354	1,4331	1,3511	1,4132	1,4121
Fe	0,0752	0,0498	0,1854	0,0490	0,0634	0,0656	0,0655
Mn	0,0040	0,0000	0,0080	0,0000	0,0000	0,0006	0,0000
Mg	0,0089	0,0019	0,0088	0,0007	0,0037	0,0138	0,0103
Ca	0,5272	0,5240	0,4465	0,5440	0,5068	0,5456	0,5321
Na	0,3797	0,4375	0,3003	0,4264	0,4105	0,3790	0,3892
K	0,0084	0,0093	0,0172	0,0083	0,0141	0,0062	0,0092
Ti	0,0093	0,0031	0,0493	0,0012	0,0050	0,0045	0,0071
P	0,0103	0,0117	0,0189	0,0080	0,0083	0,0096	0,0091
Cr	0,0000	0,0000	0,0025	0,0033	0,0017	0,0000	0,0000
	4,9329	4,9687	4,8420	4,9797	4,9413	4,9524	4,9532
F/M	0,8988	0,9640	0,9564	0,9858	0,9455	0,8276	0,8642
Ab	41,49	45,07	39,31	43,56	44,07	40,72	41,83
Or	0,92	0,96	2,25	0,85	1,52	0,67	0,99
An	57,59	53,97	58,44	55,58	54,41	58,61	57,19

TABLEAU N° 17 : Analyse des microlites de plagioclase dans la matrice (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (4)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	50,82	52,88	51,96	51,82	51,40	51,29	52,27	53,25
Al ₂ O ₃	30,52	28,87	29,63	29,52	29,47	29,80	28,92	28,79
FeO	0,81	0,83	0,63	0,71	0,74	0,68	0,69	0,81
MnO	0,11	0,01	0,00	0,00	0,07	0,15	0,00	0,00
MgO	0,37	0,36	0,35	0,38	0,54	0,49	0,36	0,42
CaO	14,20	13,63	13,58	13,73	13,83	14,29	13,23	13,48
Na ₂ O	3,00	3,47	3,50	3,17	3,06	3,12	3,52	3,69
K ₂ O	0,04	0,12	0,08	0,08	0,03	0,06	0,15	0,08
TiO ₂	0,05	0,04	0,01	0,00	0,04	0,05	0,06	0,01
P ₂ O ₅	0,18	0,32	0,28	0,27	0,24	0,20	0,20	0,30
Cr ₂ O ₃	0,09	0,06	0,15	0,04	0,06	0,00	0,05	0,00
Total	100,19	100,58	100,18	99,73	99,49	100,11	99,46	100,82
Si	2,3148	2,3916	2,3599	2,3625	2,3520	2,3371	2,3886	2,4009
Al	1,6384	1,5386	1,5861	1,5863	1,5893	1,6004	1,5576	1,5302
Fe	0,0308	0,0314	0,0240	0,0269	0,0284	0,0258	0,0265	0,0304
Mn	0,0043	0,0005	0,0000	0,0000	0,0026	0,0057	0,0000	0,0000
Mg	0,0249	0,0242	0,0235	0,0259	0,0367	0,0331	0,0247	0,0279
Ca	0,6931	0,6603	0,6609	0,6709	0,6782	0,6978	0,6476	0,6511
Na	0,2652	0,3044	0,3085	0,2801	0,2716	0,2753	0,3120	0,3224
K	0,0023	0,0069	0,0047	0,0048	0,0017	0,0032	0,0086	0,0049
Ti	0,0018	0,0015	0,0003	0,0000	0,0013	0,0018	0,0022	0,0004
P	0,0069	0,0122	0,0108	0,0106	0,0092	0,0077	0,0079	0,0114
Cr	0,0031	0,0069	0,0054	0,0016	0,0022	0,0000	0,0017	0,0000
	4,9856	4,9735	4,9840	4,9696	4,9733	4,9880	4,9775	4,9796
F/M	0,5846	0,5686	0,5060	0,5097	0,4577	0,4874	0,5177	0,5209
Ab	27,61	31,33	31,67	29,31	28,54	28,20	32,22	32,95
Or	0,24	0,71	0,48	0,50	0,18	0,33	0,89	0,50
An	72,15	67,96	67,85	70,19	71,27	71,47	66,88	66,55

TABLEAU N° 18 : Analyse des microlites de plagioclase dans la matrice (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (4)

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	52,07	53,84	51,37
Al ₂ O ₃	29,15	26,48	29,29
FeO	0,89	2,78	0,71
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,54	0,40	0,51
CaO	13,98	12,30	13,97
Na ₂ O	3,29	3,29	3,25
K ₂ O	0,00	0,18	0,07
TiO ₂	0,00	0,52	0,00
P ₂ O ₅	0,25	0,29	0,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00
Total	100,15	100,13	99,51
Si	2,3683	2,4563	2,3514
Al	1,5626	1,4237	1,5799
Fe	0,0377	0,1062	0,0272
Mn	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,0363	0,0274	0,0347
Ca	0,6812	0,6011	0,6853
Na	0,2898	0,2912	0,2881
K	0,0000	0,0106	0,0044
Ti	0,0000	0,0179	0,0000
P	0,0091	0,0112	0,0134
Cr	0,0000	0,0015	0,0000
F/M	0,4813	0,7949	0,4391
Ab	29,85	32,25	29,46
Or	0,00	1,17	0,45
Am	70,15	66,58	70,09

TABLEAU N° 19 : Analyse de microphénocristaux (de 1 à 6) et microlite (7) d'olivine (à la microsonde électronique).

Lame 7-1 (4)							
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO ₂	40,29	40,02	39,48	39,92	40,62	40,76	38,81
Al ₂ O ₃	0,09	0,00	0,04	0,05	0,08	0,07	0,02
FeO	10,95	11,01	11,14	11,26	10,40	10,76	19,74
MnO	0,20	0,02	0,18	0,12	0,27	0,22	0,25
MgO	48,52	48,24	49,37	49,09	48,26	47,69	40,07
CaO	0,27	0,32	0,37	0,29	0,29	0,32	0,56
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,06
Cr ₂ O ₃	0,26	0,00	0,07	0,20	0,00	0,00	0,00
Total	100,61	99,61	100,65	100,95	99,94	99,82	99,54
Si	0,9885	0,9912	0,9714	0,9783	0,9993	1,0047	1,0024
Al	0,0027	0,0000	0,0011	0,0016	0,0024	0,0020	0,0006
Fe	0,2247	0,2280	0,2292	0,2307	0,2139	0,2219	0,4264
Mn	0,0042	0,0004	0,0038	0,0024	0,0056	0,0045	0,0054
Mg	1,7745	1,7805	1,8106	1,7933	1,7695	1,7524	1,5426
Ca	0,0071	0,0085	0,0097	0,0075	0,0076	0,0084	0,0154
Na	0,0011	0,0000	0,0002	0,0006	0,0000	0,0000	0,0013
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
P	0,0000	0,0000	0,0000	0,0003	0,0004	0,0000	0,0014
Cr	0,0042	0,0004	0,0038	0,0034	0,0000	0,0000	0,0000
	3,0079	3,0086	3,0272	3,0185	2,9987	2,9940	2,9856
F/M	0,1143	0,1137	0,1140	0,1150	0,1103	0,1144	0,2187
fo	88,57	88,63	88,60	88,50	88,97	88,56	78,13
fa	11,43	11,37	11,40	11,50	11,03	11,44	21,87

Les éléments hygromagmatophiles ont tendance à se concentrer dans ces produits de ségrégation, ce qui confirme encore le caractère résiduel de ce matériau.

Les analyses des minéraux entrant dans la constitution des produits de ségrégation sont présentées dans les tableaux 11 à 16. Les plagioclases cristallisés après le processus de ségrégation (Tableaux 14 à 16) présentent une teneur en anorthite (An 50 à An 60) inférieure à celle (Tableaux 17 et 18) des micro-lites de plagioclase de la matrice (An 65 à An 75) comme le montre la figure 18. Une analyse fait exception mais il faut noter que, dans les basaltes à structure rayonnante, des aiguilles de plagioclase microlitique, qui constituent les gerbes, peuvent accidentellement pénétrer dans les vésicules.

Les pyroxènes (Tableaux 11 à 13) formant le feutrage microcristallin sont des augites calciques et salites (Fig. 19). Le diagramme binaire Al_2O_3/CaO (Fig. 20) montre que les clinopyroxènes analysés dans la première lame (7 - 1(1)) sont plus riches (dans l'ensemble) en Al_2O_3 que ceux de la lame 7 - 1(2)) et que les pyroxènes analysés dans la troisième lame (7 - 1(4)) sont, en général, plus riches en CaO que l'ensemble des pyroxènes analysés dans les autres lames. Il semble donc que les premiers pyroxènes cristallisés sont des augites calciques alors que les derniers, cristallisés plus lentement, sont des salites (évolution de trempe ou "quench trend"). La taille très petite des cpx et leur cristallisation rapide expliquent probablement l'abondance anormale de P205 dans les analyses.

Les photos des électrons secondaires et les images X représentent la structure des produits de ségrégation dans une section pleine (planche 15 à 21) et un détail de la phase interstitielle (planche 22) de la lame 7 - 1(4), ainsi que dans un croissant (planches 23 à 25) de la lame 7 - 1(1).

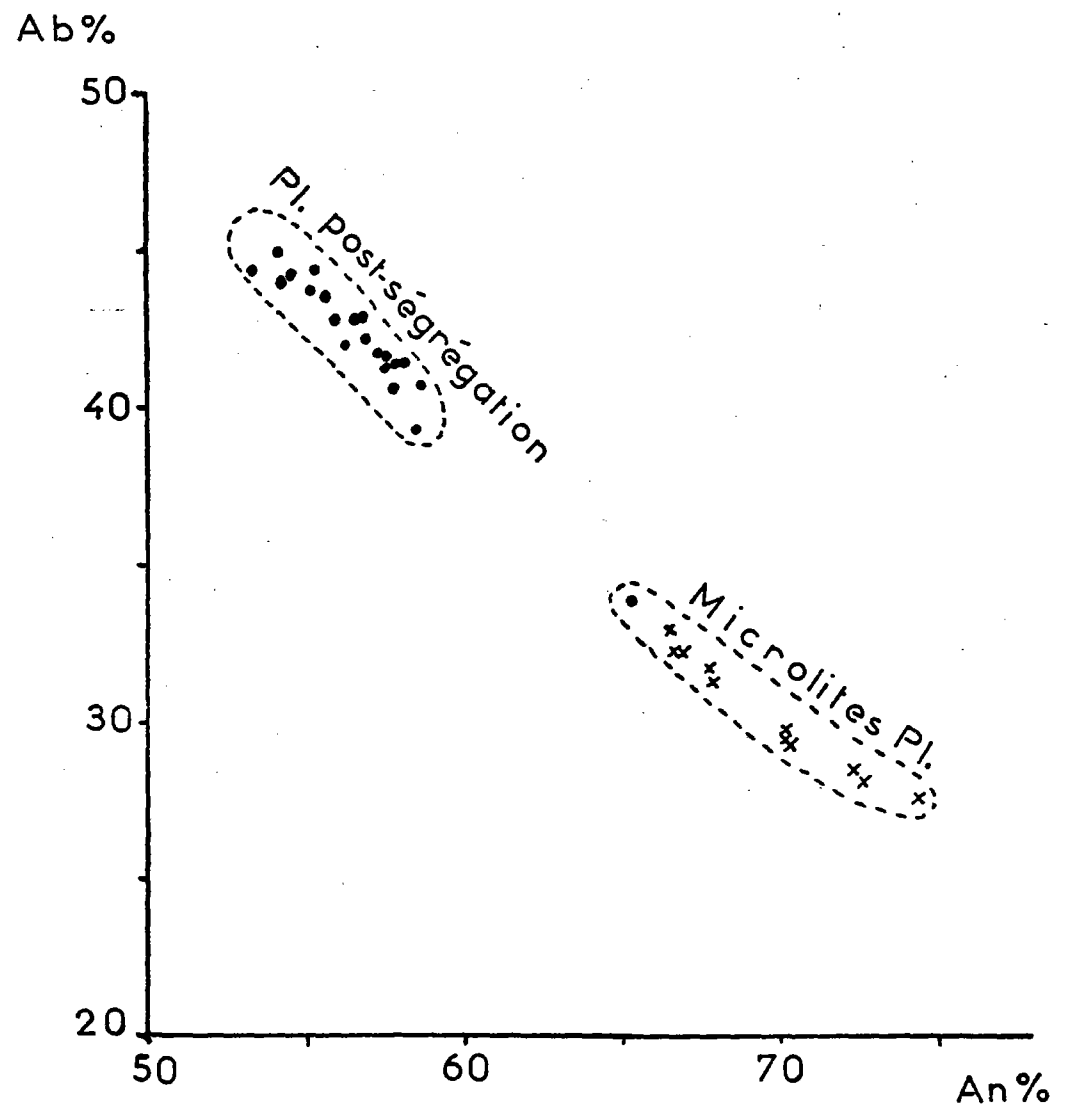


Fig. 18 : Comparaison des teneurs en anorthite des plagioclases contenus dans les produits de ségrégation et des microlites de plagioclase dispersées dans la matrice (éch. 7-1).

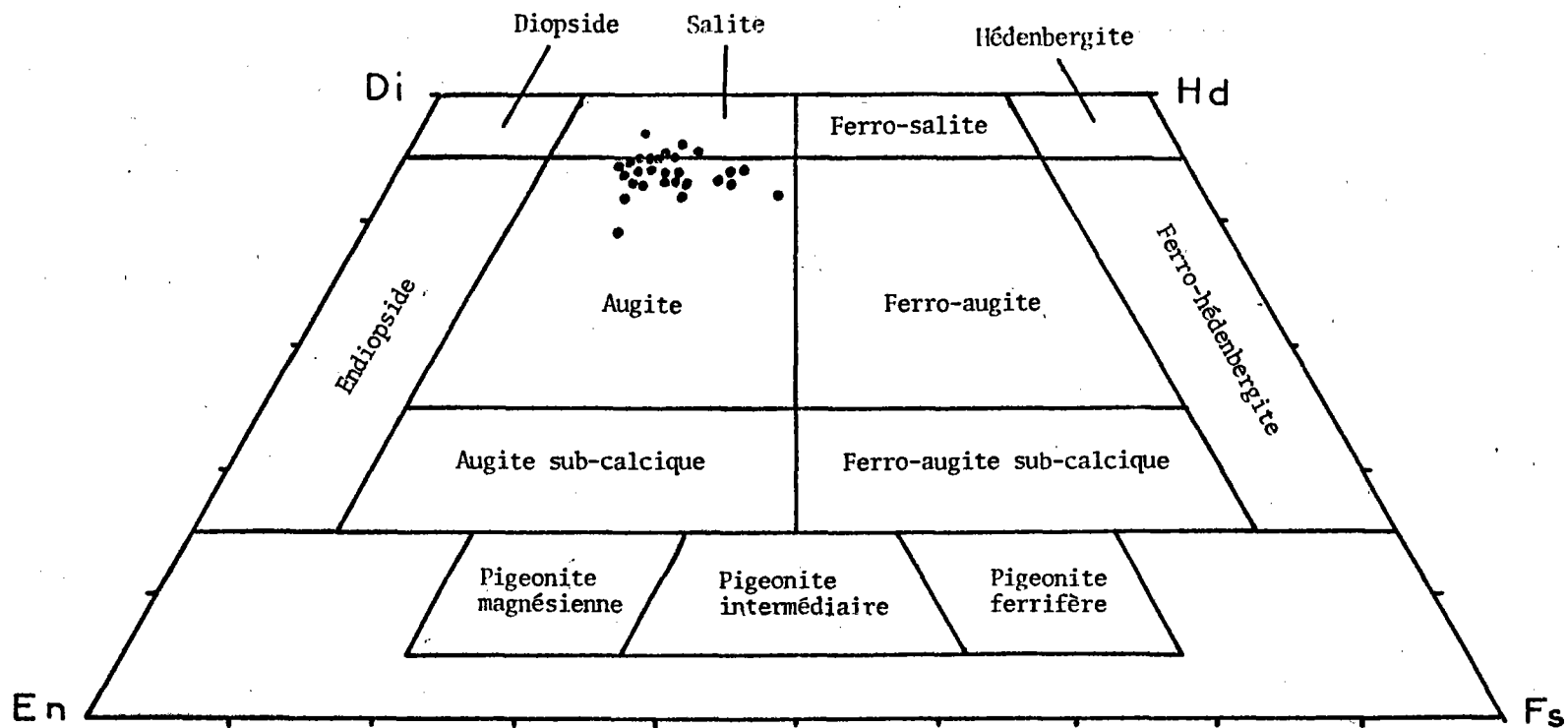


Fig. 19 : Diagramme En-Wo-Fs représentant la répartition des CPX entrant dans la constitution des produits de ségrégation. La nomenclature utilisée pour leur classification est empruntée à Poldervaart et Hess (1959). Ech. 7-1.

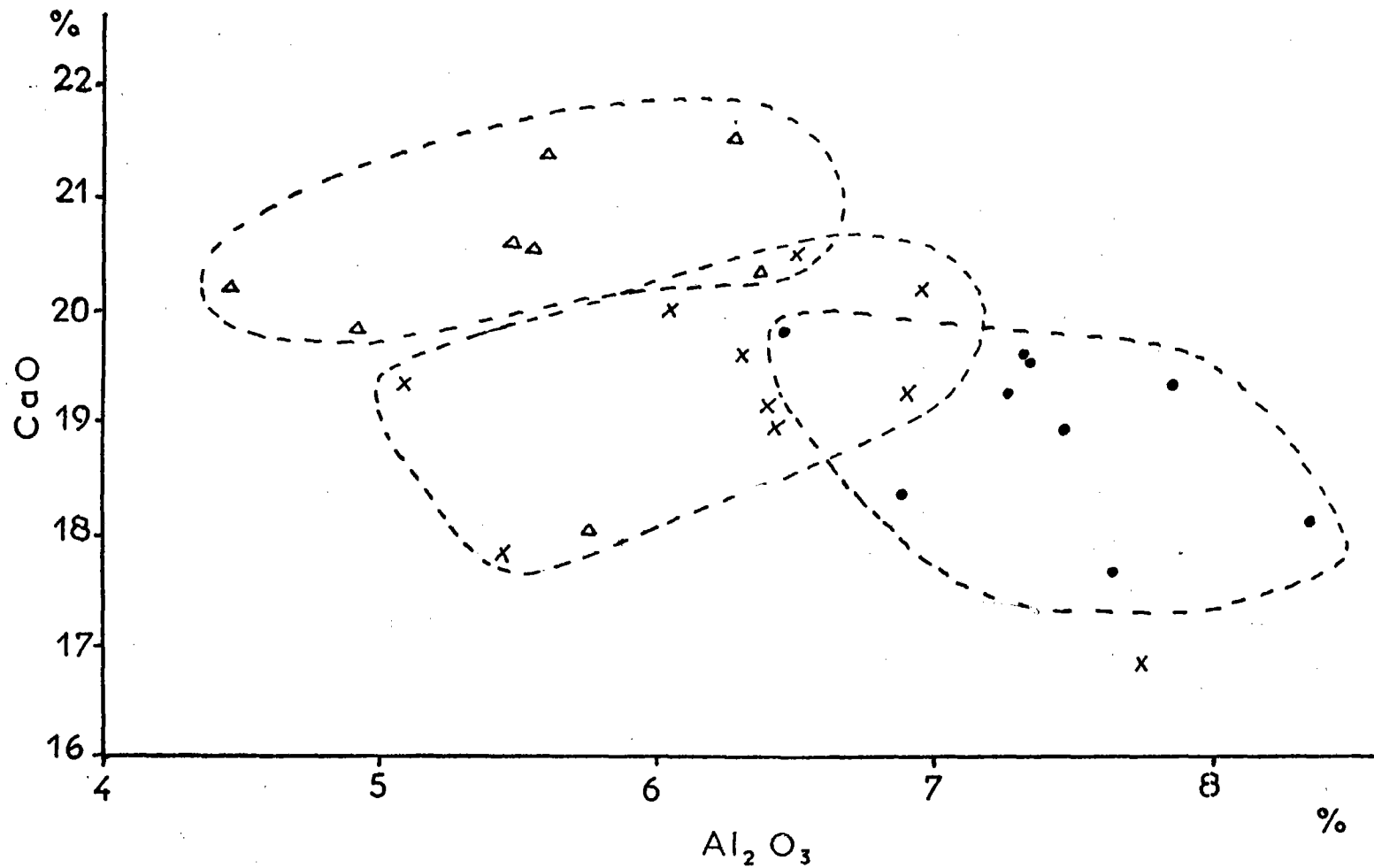


Fig. 20 : Diagramme Al₂O₃-CaO représentant la distribution des CPX des produits de ségrégation à trois niveaux de la coupe d'un pillow-lava (éch. 7-1). 1) les points correspondent à la zone la plus externe (lame 7-1(1)), 2) les croix à la zone intermédiaire (7-1(2)), 3) les triangles à la zone la plus interne (7-1(4)).

Les images des électrons secondaires montrent que les minéraux postérieurs au processus de ségrégation sont plus grossiers vers l'intérieur du pillow (planche 15 et 16) et plus squelettiques vers l'extérieur (planche 23).

Les images X de l'aluminium (planche 15, 17 et 24) permettent de mieux différencier les phases. Les plagioclases (microlites et post-ségrégation) sont clairs, les pyroxènes gris, l'olivine est noire. Quelques olivines ont été analysées (Tableau 19), ce sont des microphénocristaux (Fo 88 %) et un microlite (Fo 78%). L'olivine n'a jamais été observée parmi les minéraux entrant dans la composition des produits de ségrégation. L'olivine reste en bordure des parois de la vésicule comme on peut le voir sur les images X. Sur les images des électrons secondaires l'olivine craquelée provoque des effets de charge en raison de son mauvais poli.

La structure des clino-pyroxènes est surtout visible sur les images des électrons secondaires (minéraux gris-clair) et sur les images X du magnésium (planches 18, 22, 25) où ils apparaissent en gris. Les formes sont aciculaires, réticulées, en forme de peignes dans la zone interne (planche 18) et vermiculées, squelettiques ou plus complexes vers l'extérieur (planche 25), ce qui traduit un refroidissement plus rapide.

Les photos de détail (grossissement 1200 X) montrent les relations entre le plagioclase et le pyroxène (planche 22 et 23). Les formes intriquées correspondent aux plagioclase post-ségrégation, alors que les microlites présentent généralement un bord net perpendiculairement auquel les cristallites de pyroxène ont tendance à se disposer. On peut noter (photo 23 B) la présence d'un microlite (à bord franc) pénétrant dans le remplissage

vésiculaire. Alors que dans les basaltes à structure intergranulaire les microlites de plagioclase tendent à se disposer tangentiellement aux parois des vésicules, dans les basaltes à structure rayonnante, la charpente cristalline rigide contraint parfois certains microlites à pénétrer dans le contenu vésiculaire.

Les images X de la silice sont assez homogènes, toutefois une certaine concentration de silice peut apparaître dans le remplissage de la vésicule, par rapport à la matrice environnante (planche 21).

Les images X du fer (planche 19 et 24) font ressortir la distribution de la titanomagnétite (petits grains clairs). Cette titanomagnétite est probablement formée avant la pénétration des liquides résiduels dans les vésicules puisqu'elle existe en fine poussière dans la zone 2 (variolitique). Cependant, du fait de sa faible taille, elle se trouve englobée dans le résidu magmatique interstitiel où elle continue à croître avec le temps de refroidissement.

Les images X du calcium montrent la structure des pyroxènes mais ne font pas apparaître nettement la différence de teneur en anorthite des plagioclases post-ségrégation et des microlites (planche 19).

Les observations au microscope, les images X et les analyses à la microsonde amènent un certain nombre de conclusions quant à l'origine des vésicules de ségrégation :

1) Les produits de ségrégation sont issus d'un liquide magmatique résiduel :

- Leur aspect est semblable à la pâte cryptocristalline interstitielle.

- Ils s'enrichissent en SiO_2 , FeO/MgO , CaO , Na_2O et en hygromagmatophiles (K_2O , TiO_2 , P_2O_5) par rapport à la roche totale

représentant le liquide initial.

- Ils s'appauvrissent en Al_2O_3 et MgO , ce qui correspond à la formation des microlites d'olivine et de plagioclase dès la mise en place de la lave.

- Ils s'enrichissent en pyroxène normatif, s'appauvrissent en plagioclase normatif, ne possèdent pas d'olivine normative, par rapport à la roche totale.

- Les rapports diopside/hyperthène et albite/anorthite sont supérieurs à la roche totale.

2) Ce liquide résiduel est issu de la différenciation progressive du magma, après l'épanchement de la lave, lorsque la vitesse de refroidissement diminue vers le coeur du pillow :

- Les teneurs en oxyde évoluent progressivement vers l'intérieur de la roche.

- Les plagioclases constituant les produits de ségrégation sont plus riches en albite que les microlites de la matrice.

- Les pyroxènes sont moins squelettiques vers l'intérieur du pillow où ils cristallisent sous la forme de salites. Vers l'extérieur, où la cristallisation est plus rapide, ce sont des augites calciques imparfaitement cristallisées (quench trend ou évolution de trempe).

3) Le liquide résiduel a pénétré tardivement dans les vésicules, lorsque la charpente cristalline était assez rigide pour maintenir les parois de celle-ci :

- Les produits de ségrégation n'existent pas dans les vésicules de la zone vitreuse, ni dans la zone 2 (variolitique ou sphérolitique) de couleur dominante bruns ou ambrée.

- Ils apparaissent dans la zone intermédiaire (zone 3) dont la phase interstitielle est grise à gris-verdâtre.

- Ils abondent dans la zone interne (zone 4) où le taux de cristallisation est le plus élevé.

PHOTOGRAPHS

PLANCHE 12

PHOTO 12 A

Vésicule de ségrégation dans la zone 4 d'un basalte à olivine
(structure rayonnante).

noter la forme en croissant Ech. 7 - 1 (X 50)

PHOTO 12 B

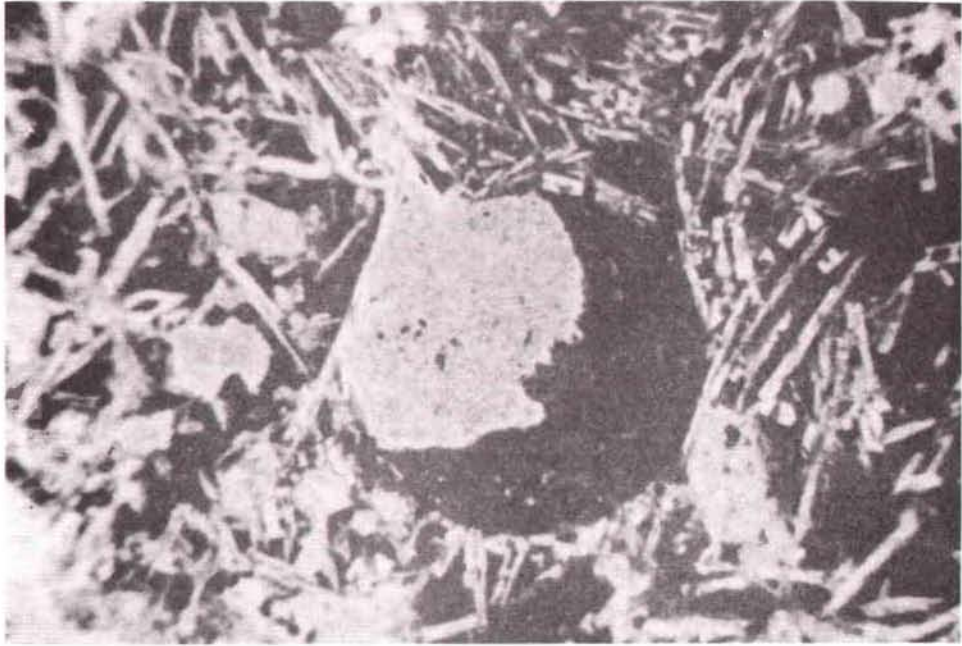
Vésicule de ségrégation dans un basalte à pyroxène et plagioclase
(structure sub-ophitique).

noter la forme en croissant Ech. 17 - 4 (X 50)

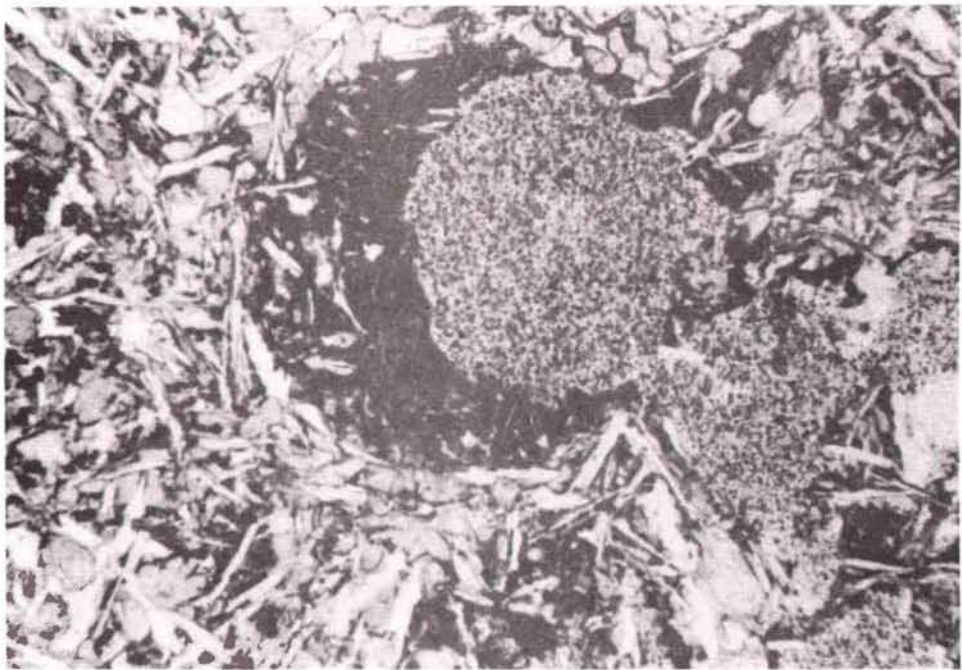
PHOTO 12C

Vésicule de ségrégation dans un basalte à pyroxène et plagioclase
(structure ophitique).

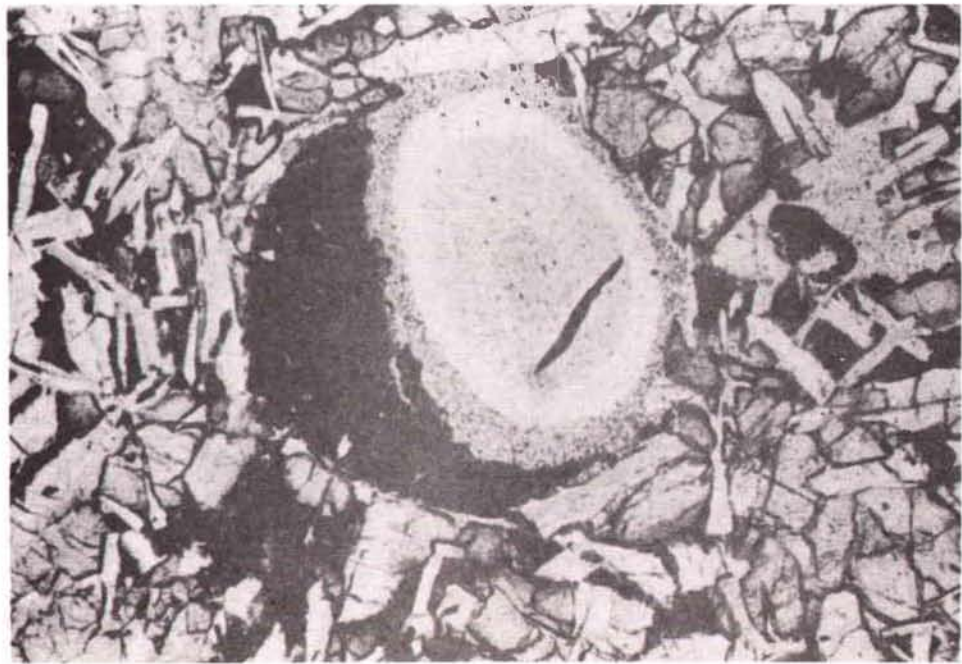
noter la forme en croissant Ech. 14 - 28 (X 50)



A



B



C

PLANCHE 13

PHOTO 13 A

Portion d'un croissant de produit de ségrégation dans un basalte. Noter les amas de fibres de pyroxène et plagioclase (gris foncé) et les zones noires riches en minéraux opaques. Ech. DR3 - 115 (X 150)

PHOTO 13 B

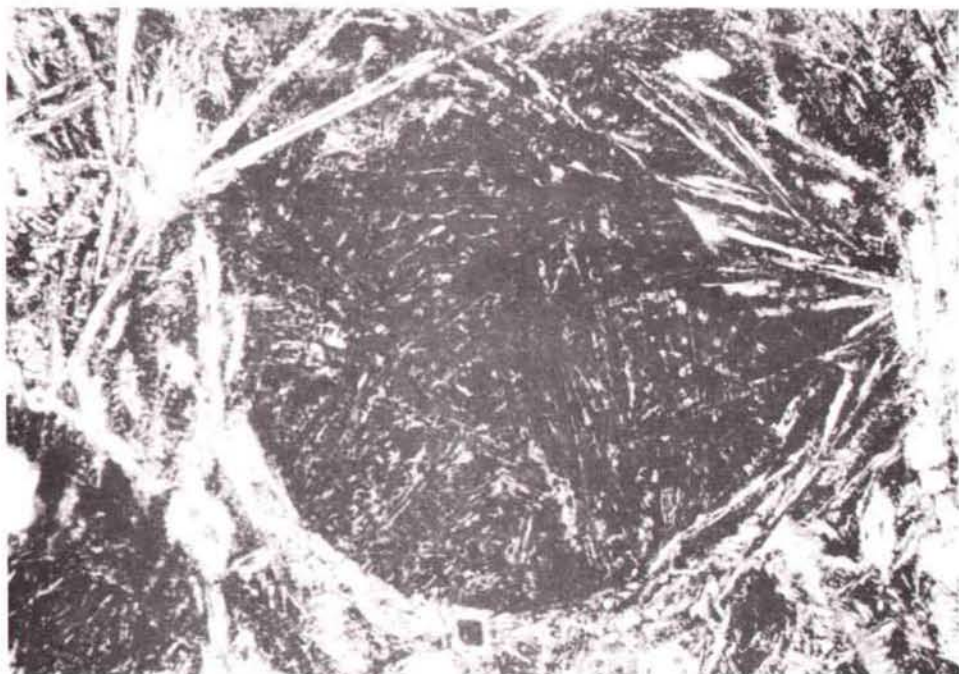
Section pleine d'une vésicule de ségrégation dans un basalte à olivine à structure rayonnante. Noter l'aspect de "pelote de laine" (zone 4) Ech. 7 - 8 (X 100)

PHOTO 13 C

Section pleine d'une vésicule de ségrégation dans un basalte picritique à structure sub-fluidale. Noter les microlites de plagioclases à double queue d'aronde et la phase interstitielle d'aspect homogène. Ech. DR10 - 103 (X 150)



A



B



C

PLANCHE 14

PHOTO 14 A

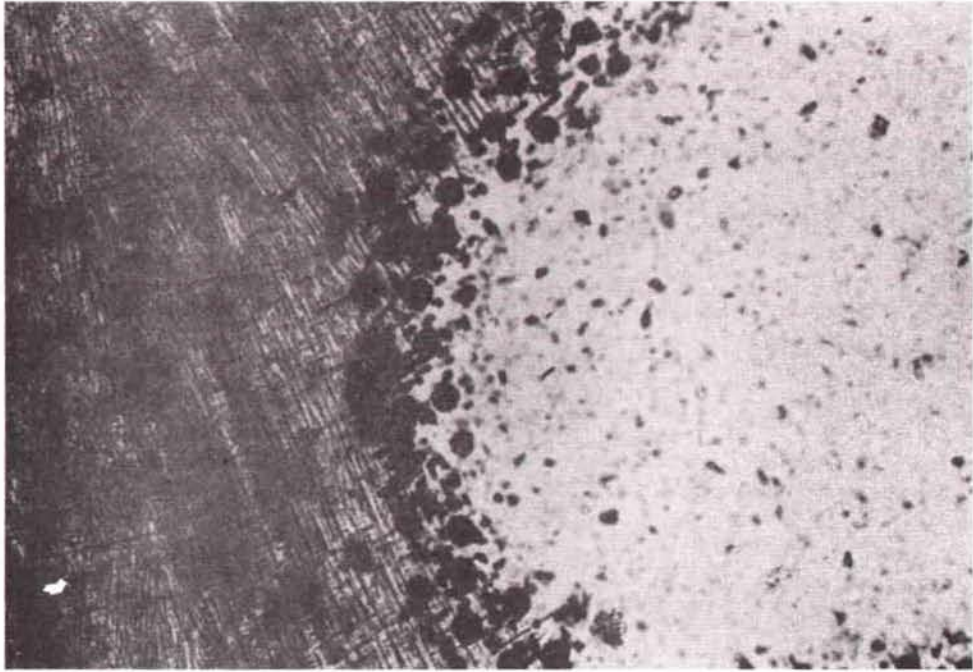
Globules de sulfures sur la paroi d'une vésicule, dans la croûte de verre d'un fragment de tube de lave. Ech. DR11 (X 150)

PHOTO 14 B

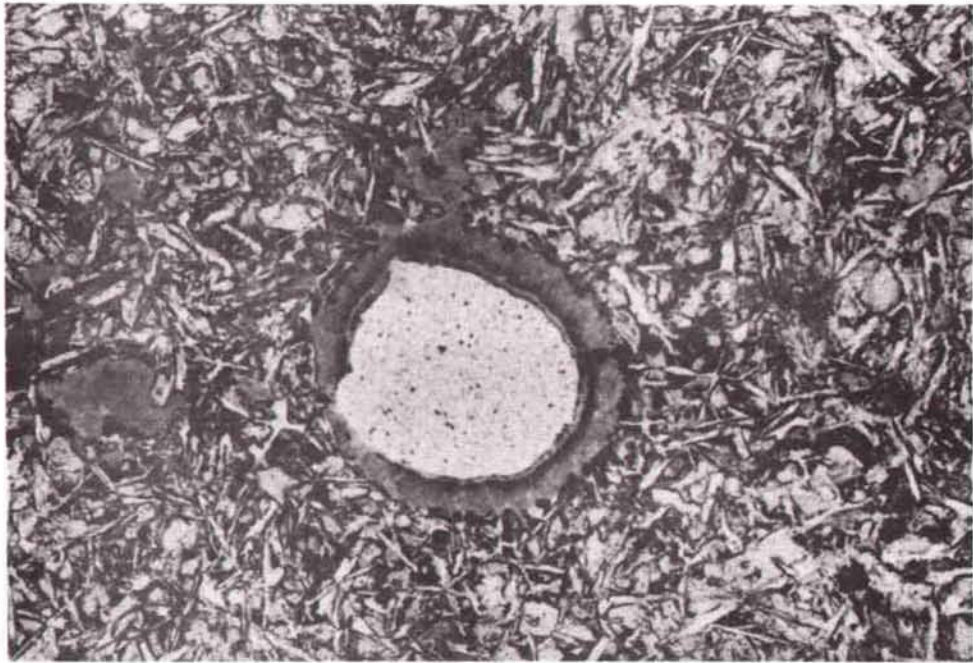
Les remplissages secondaires (smectites vertes) constituent deux anneaux concentriques dans une vésicules d'un basalte à grain fin. Noter les globules opaques. Ech. DR4 - 103 (X 100)

PHOTO 14 C

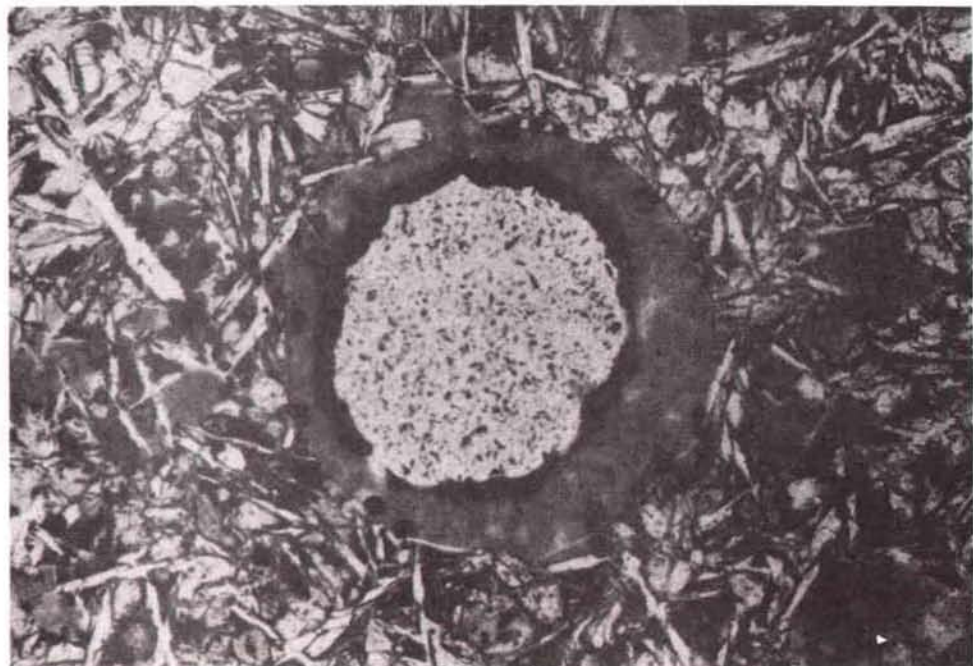
Remplissages secondaires (smectites dans une vésicule d'un basalte à grain fin).
Noter les globules opaques et l'anneau sombre, interne, d'hydroxyde de fer. Ech. DR3 - 115 (X 100)



A



B



C

PLANCHE 15

PHOTO 15 A

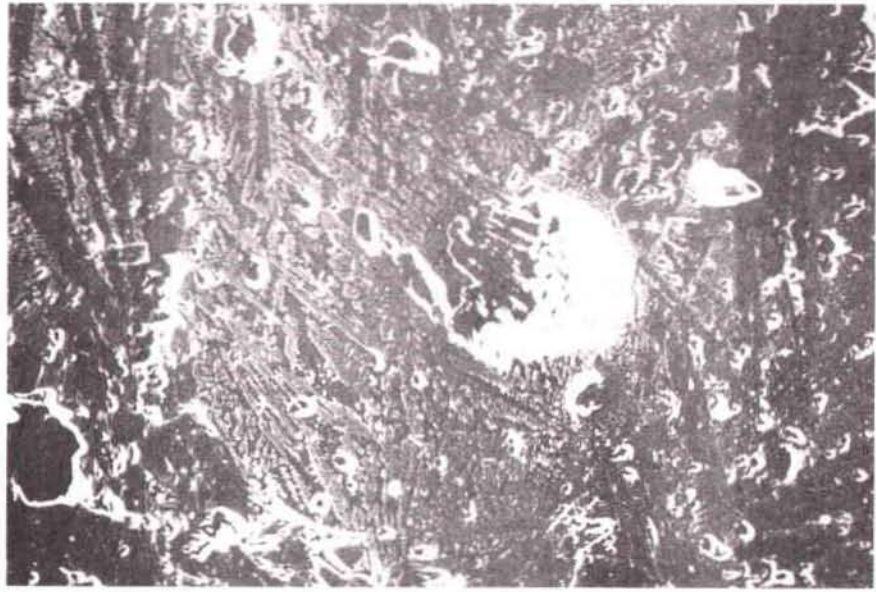
Image des électrons secondaires (à la microsonde électronique) montrant la structure d'une section pleine de vésicule de ségrégation. Les plagioclases apparaissent en noir, les pyroxènes en gris, l'olivine craquelée crée d'important effets de charge en bordure de la vésicule. La zone très blanche de la photo correspond aux effets de charge en bordure d'un trou dans la lame.

Ech. 7 - 1(4) X 200

PHOTO 15 B

Image X de l'aluminium dans une section pleine de vésicule de ségrégation. En clair apparaissent les plagioclases (microlites et plagioclases post-ségrégation), en gris le pyroxène, en noir les cristaux d'olivine autour de la vésicule.

Ech. 7 - 1(4) X 200



A



B

PLANCHE 16

PHOTOGRAPHIE de l'image des électrons secondaires (à la microsonde électronique) dans une section pleine de vésicule de ségrégation. Les pyroxènes aciculaires (ou squelettiques) apparaissent en gris, enchevêtrés avec les plagioclases (en noir) cristallisés dans la phase interstitielle et dans le produit de ségrégation. Dans la matrice, les pyroxènes sont disposés perpendiculairement aux micro-lites de plagioclases (lattes noires) dont les bords sont, le plus souvent, francs. L'olivine (gris plus sombre que les pyroxènes) présente des effets de charges (clair) en raison de son mauvais poli.

Ech. 7 - 1(4) (X 400)

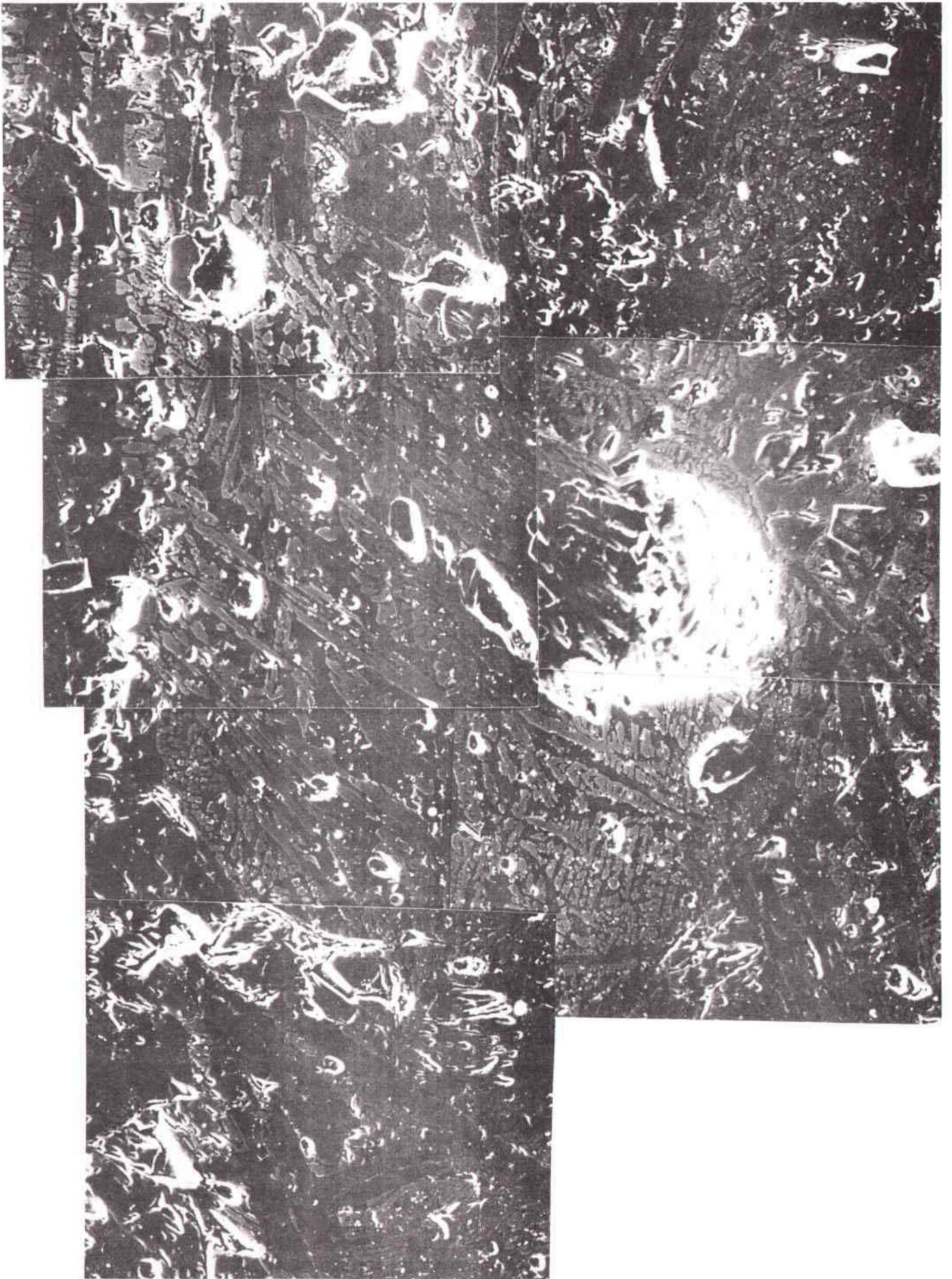


PLANCHE 17

Montage des images X de l'aluminium (X 400, 2 x 320s) dans une section pleine de vésicule de ségrégation . Le plagioclase apparait en clair

Le pyroxène en gris, l'olivine en noir.

Ech. 7 - 1(4)

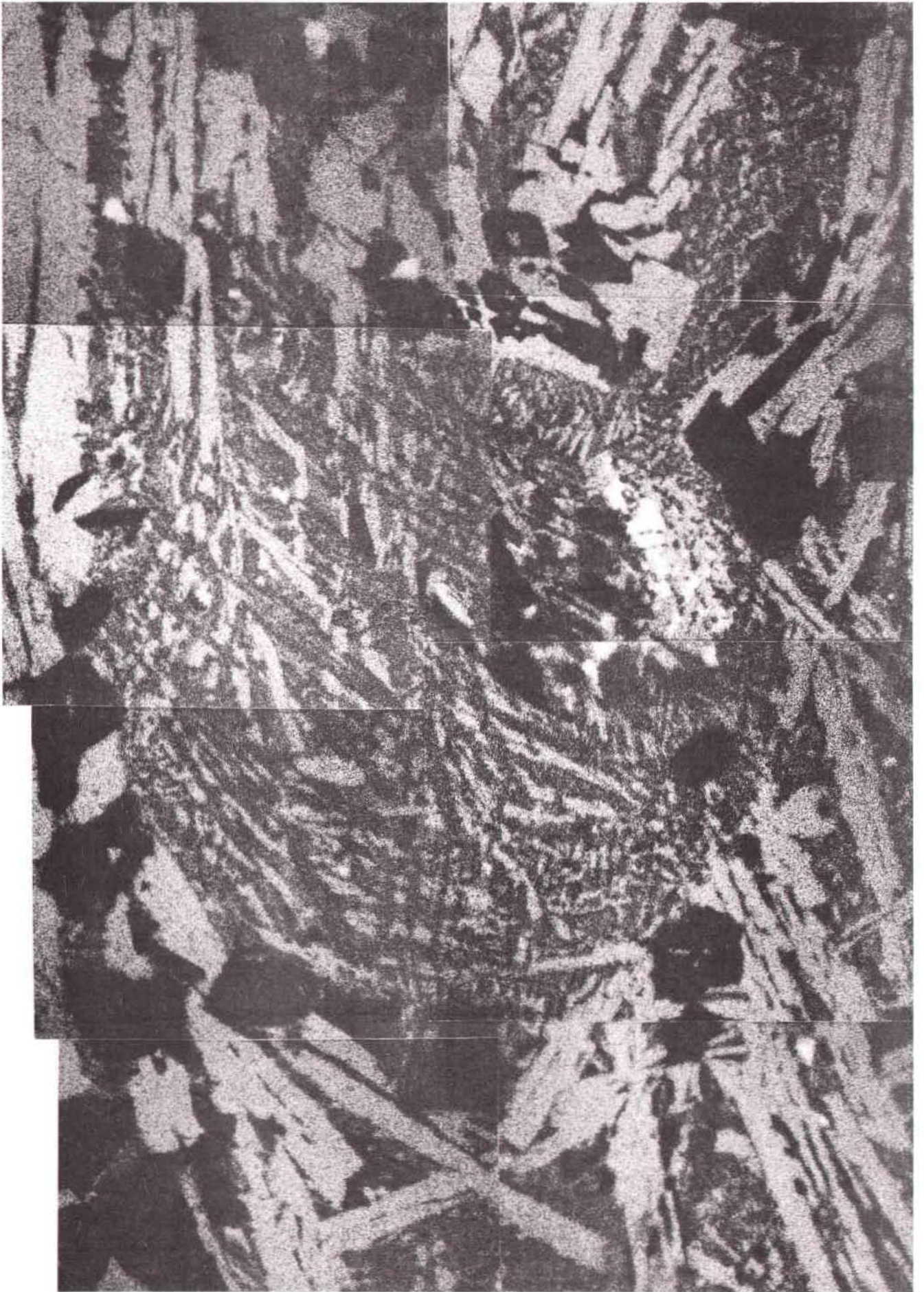


PLANCHE 18

Montage des images X du magnésium (X 400, 3x320s) dans une section pleine d'une vésicule de ségrégation. Le pyroxène apparaît en gris, le plagioclase en noir, l'olivine en clair

Ech. 7 - 1(4)



PLANCHE 19

Montage des images X du calcium dans une section pleine de vésicule de ségrégation (X 400, 2 x 320s). Le pyroxène apparait en gris clair, le plagioclase en gris plus foncé, l'olivine en noir
Ech. 7 - 1(4)

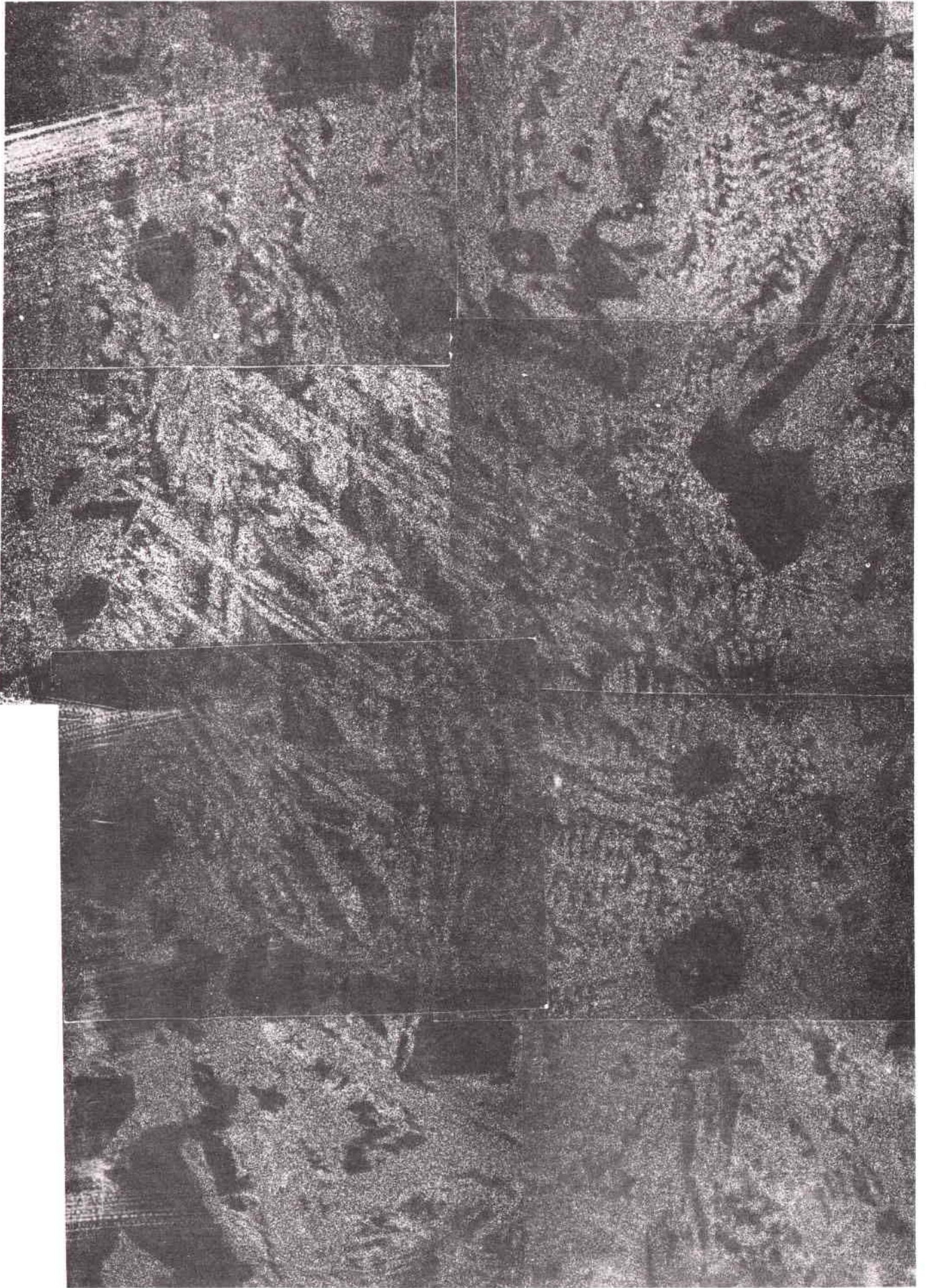


PLANCHE 20

Montage des images X du fer dans une section pleine de vésicule de ségrégation (X 400, 5 x 320s). Le pyroxène et l'olivine apparaissent en gris, le plagioclase en noir, la titanomagnétite en clair.

Ech. 7 - 1(4)

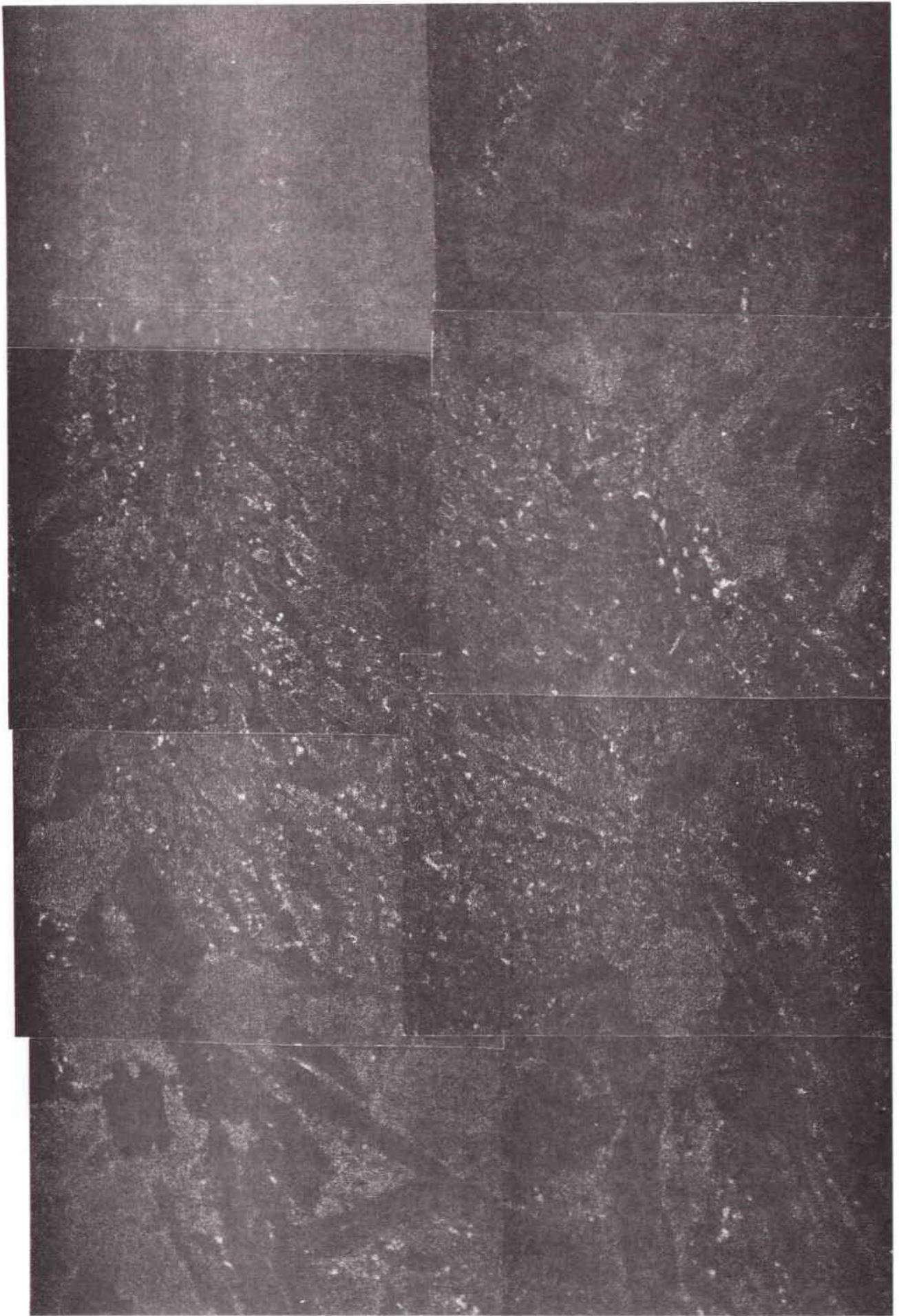


PLANCHE 21

Montage des images X de la silice dans une section pleine de vésicule de ségrégation (X 400, 160s)

Ech. 7 - 1(4)

L'olivine apparait en gris foncé

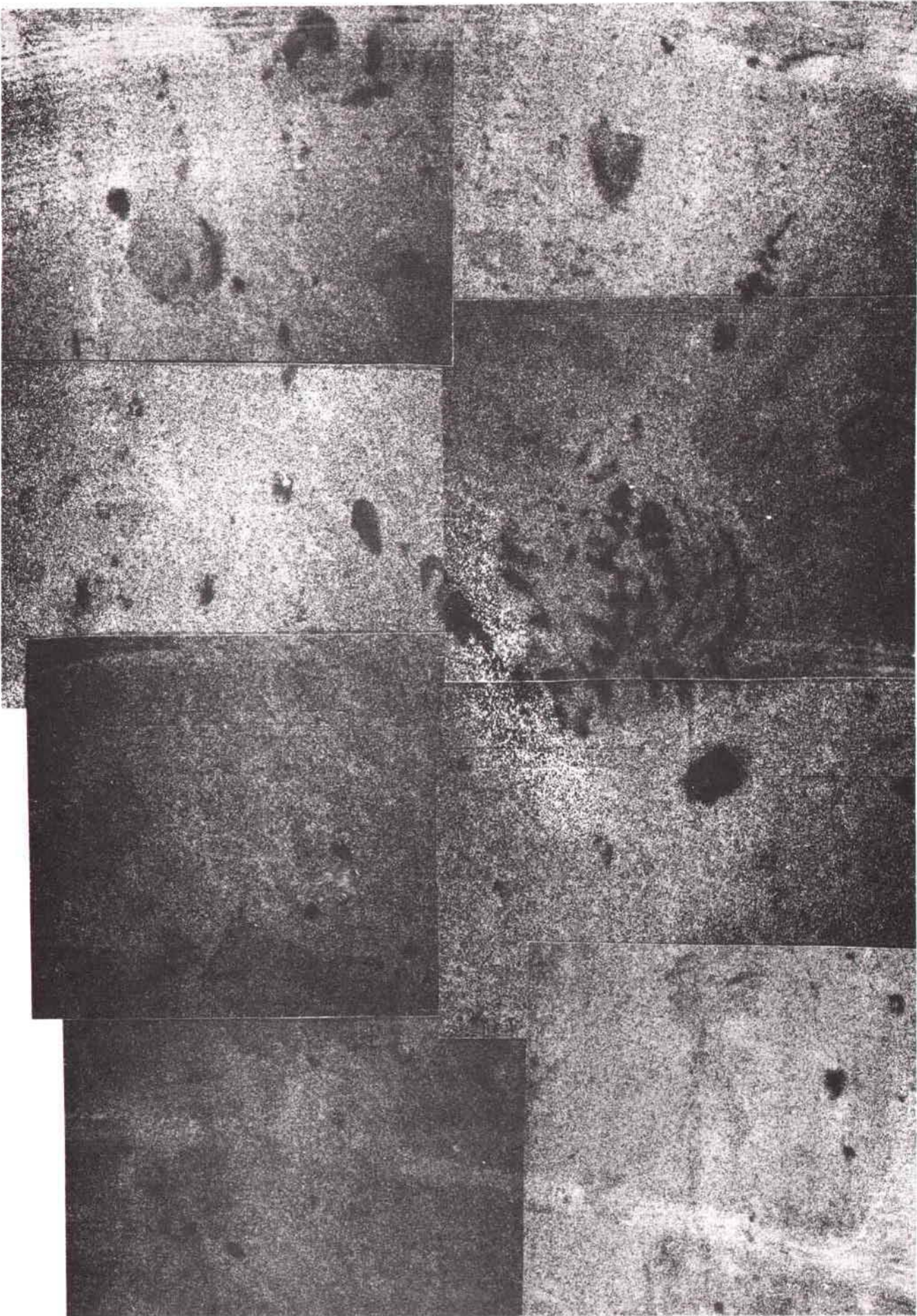


PLANCHE 22

PHOTO 22 A

Image des électrons secondaires représentant la structure de la matrice dans un basalte à olivine (Ech. 7 - 1(4)). Le pyroxène apparaît en gris, l'olivine en gris plus foncé avec des effets de charge clair le long des fractures, le plagioclase en noir. (X 400)

PHOTO 22 B

Détail agrandi du coin (en haut à gauche) de la photo précédente (X 1200)

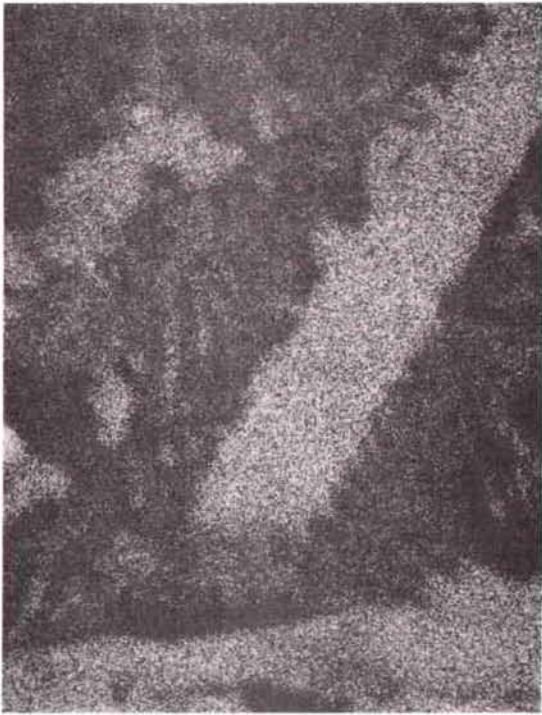
noter la disposition des cristallites de pyroxène le long de la microlite de plagioclase par comparaison avec le plagioclase interstitiel.

PHOTO 22 C

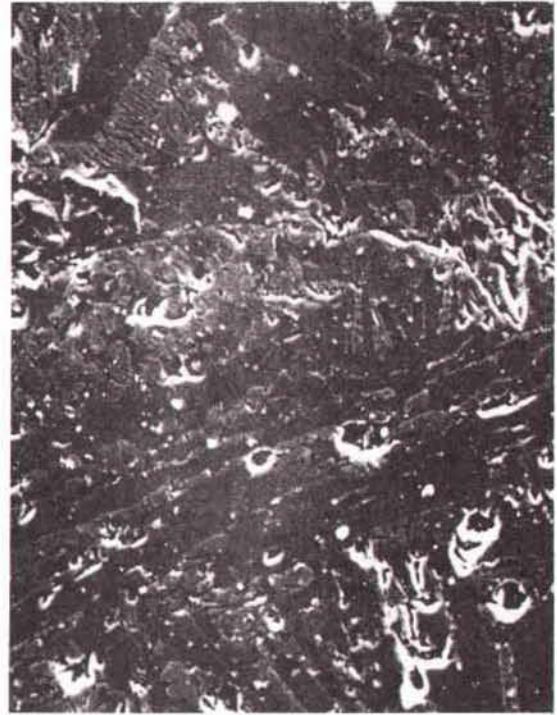
Images X de l'aluminium (X 1200, 320s)

PHOTO 22 D

Image X du magnésium (X 1200, 2 x 320s)



C



A



D



B

PLANCHE 23

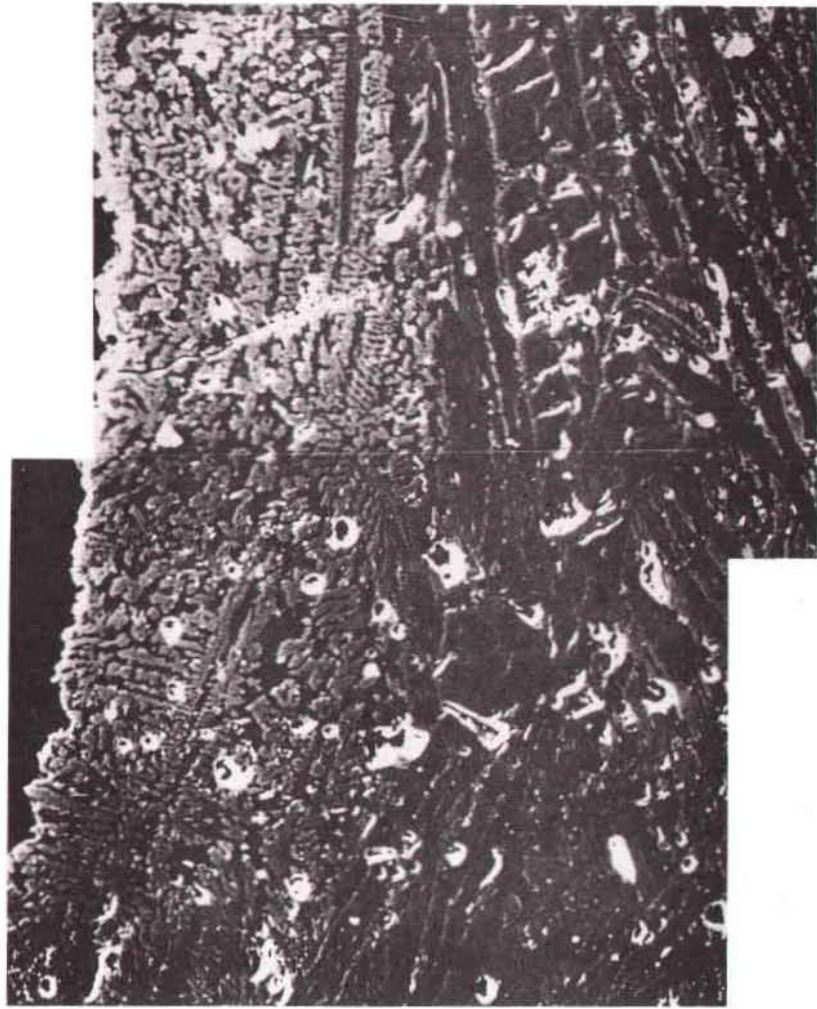
PHOTO 23 A

**Image des électrons secondaires d'une portion de croissant de liquide résiduel dans une vésicule de ségrégation (Ech. 7 - 1(1))
Le pyroxène apparaît en gris, vermiforme ou squelettique, l'olivine matricielle en gris sombre, le plagioclase en noir. (X 400)**

PHOTO 23 B

**Détail agrandi du coin en haut à gauche de la photo précédente
(X 1200)**

noter la présence d'une microlite de plagioclase à bord franc dans le contenu vésiculaire par comparaison avec le plagioclase post-ségrégation intriqué avec le pyroxène.



A



B

PLANCHE 24

PHOTO 24 A

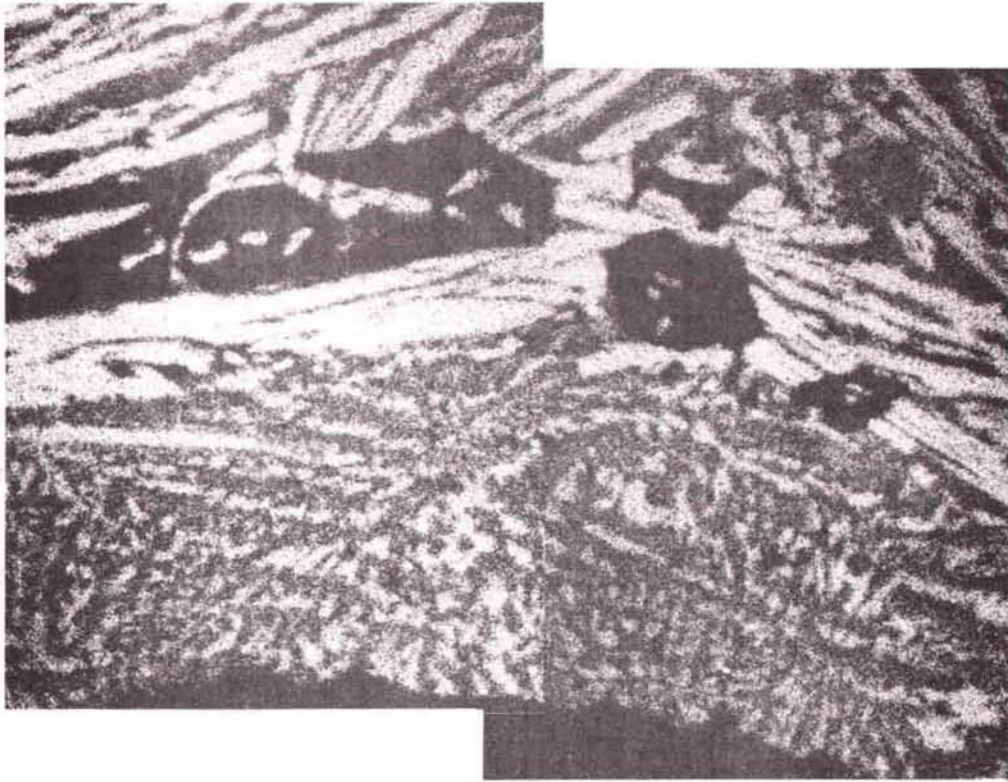
Image X de l'aluminium dans une portion de croissant d'une vésicule de ségrégation. Ech. 7 - 1(1) (X 400, 4 x 320s).

Le plagioclase apparaît en clair, le pyroxène en gris, l'olivine en noir.

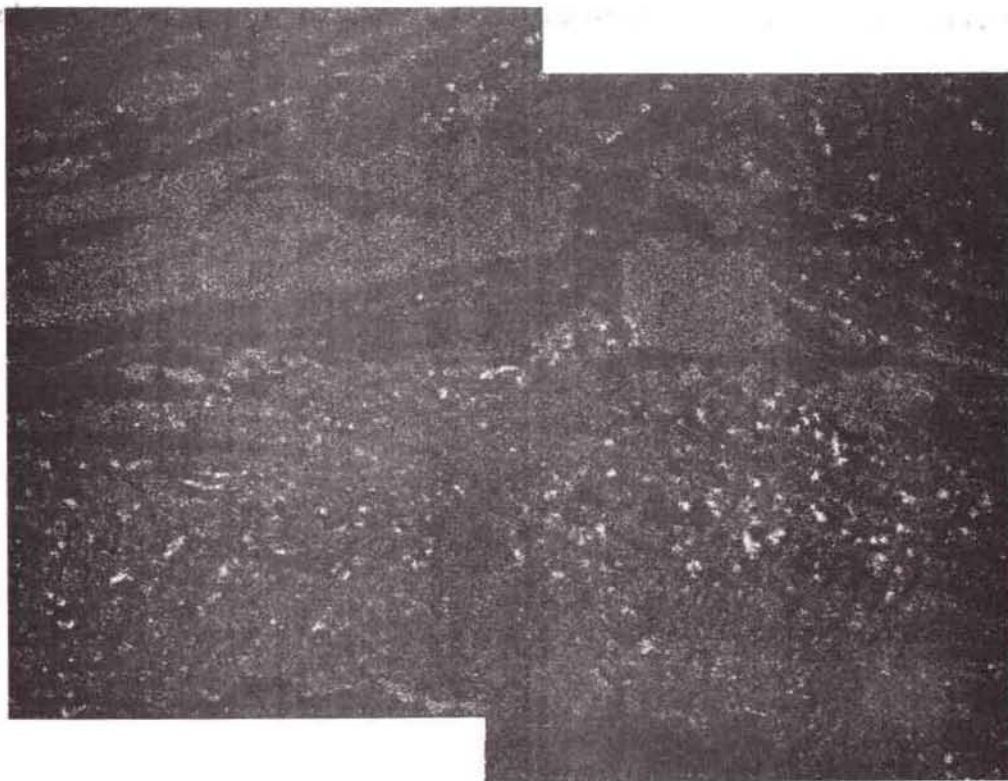
PHOTO 24 B

Image X du fer dans une portion de croissant de liquide résiduel dans une vésicule. Ech. 7 - 1(1) (X 400, 6 x 320s).

Le plagioclase apparaît en noir, le pyroxène et l'olivine en gris, la titanomagnetite en clair.



A



B

PLANCHE 25

PHOTO 25 A

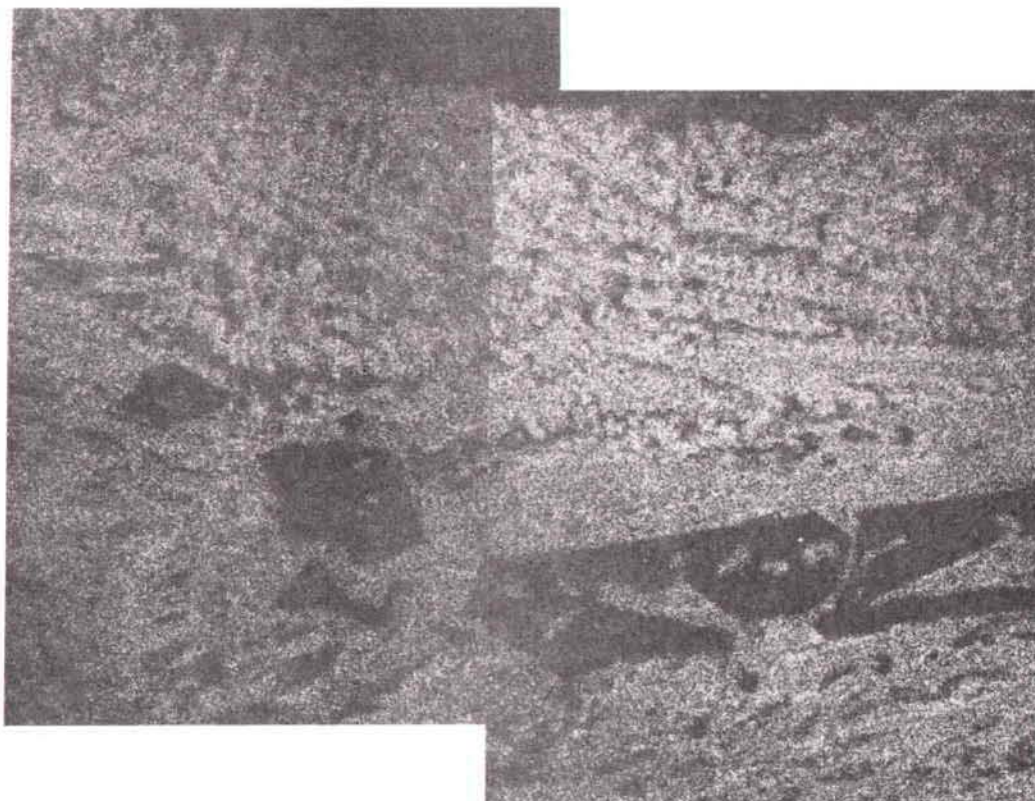
Image X du calcium dans un croissant de liquide résiduel d'une vésicule de ségrégation. Ech. 7 - 1(1) (X 400, 4 x 320s)

Le plagioclase et le pyroxène apparaissent en gris, l'olivine en noir.

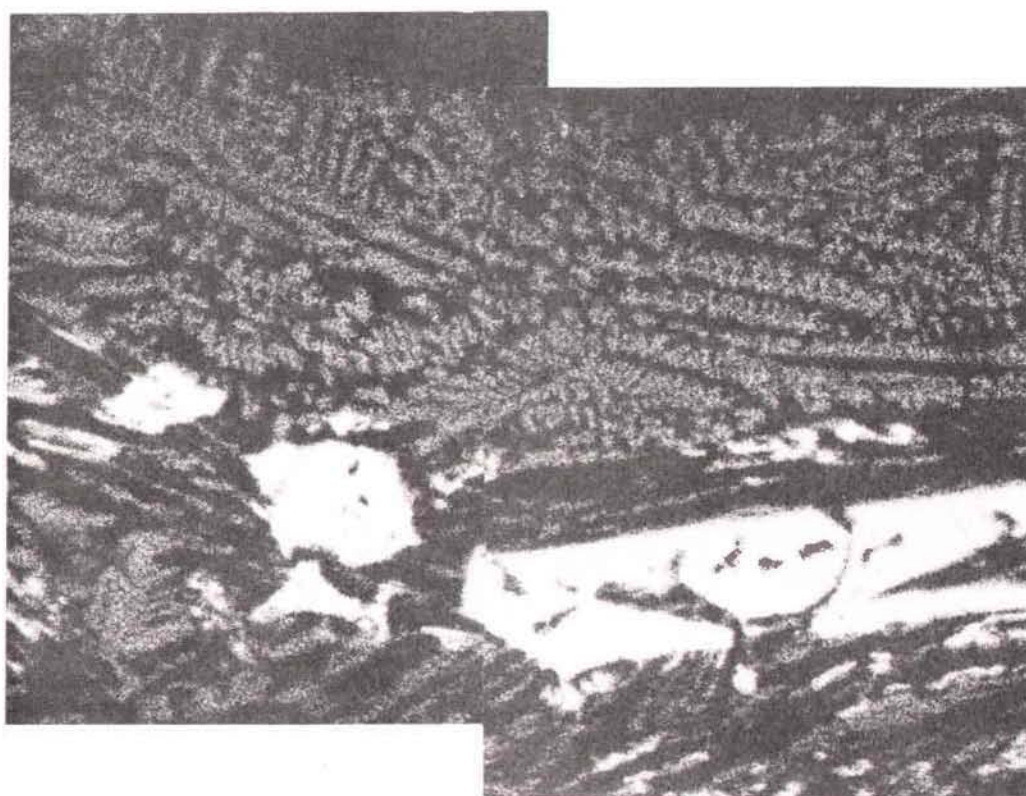
PHOTO 25 B

Image X du magnésium dans un croissant de liquide résiduel d'une vésicule de ségrégation. Ech. 7 - 1(1) (X 400, 4 x 320s).

Le plagioclase apparait en noir, le pyroxène en gris, l'olivine en clair.



A



B

CHAPITRE VII

ORIGINE DES VESICULES DE SEGREGATION

Les vésicules de ségrégation sont très répandues dans les basaltes de la collection FAMOUS. SMITH (1967) a proposé plusieurs explications à ce phénomène :

- La rétraction de la phase gazeuse lors du refroidissement à pression constante.

- L'échappement d'une partie des fluides vésiculaires pendant le refroidissement.

- La solubilité croissante du gaz dans le magma avec la diminution de la température.

- La contraction du gaz par augmentation de la pression, au cours du refroidissement, dans le cas d'une coulée s'enfonçant progressivement dans l'océan.

Le présent chapitre se propose d'examiner les diverses possibilités et de les discuter à la lumière de quelques observations nouvelles caractérisant les vésicules de ségrégation.

VII- 1. FORME ET COMPORTEMENT DES PRODUITS DE SEGREGATION

VII - 1.1. Variations du taux de remplissage et des formes observées .

Le taux de remplissage des vésicules de ségrégation est variable. Il dépend de la place disponible dans la vésicule et de

la quantité de liquide résiduel présent dans la matrice environnante.

Certaines sections de vésicules sont totalement vides. D'autres sont remplies de résidus magmatiques, qui lorsque leur structure est de type rayonnant, donnent aux vésicules l'allure caractéristique de "pelottes de laine". (photo 26 C)

L'ornementation des vésicules est souvent irrégulière. De temps à autre des anneaux de liquide résiduel tapissent les parois des vésicules. Ces anneaux peuvent être irréguliers, parfaitement réguliers et plus ou moins centrés. (photo 26 B)

La figure de remplissage la plus typique (et en même temps l'une des plus répandue) est celle de croissants de couleur sombre (BIDEAU et al. 1977). Ces croissants sont fréquemment réguliers et présentent une orientation préférentielle marquée. (photo 26 A)

VII - 1. 2. Orientation préférentielle des croissants de liquide résiduel.

Des lames minces orientées ont été confectionnées dans des pillow-lava dont la polarité approximative est déterminée par des critères de forme (DR 1 - 117, DR 1 - 1372, DR 2 - 181, DR 3 - 159, DR 3 - 164, DR 9 - 1403).

Les croissants présentent dans l'ensemble une orientation préférentielle très nette. Cette orientation est telle que leur convexité est statistiquement orientée vers le bas. (fig. 21a)

Il semble que la gravité ait joué un rôle important dans le processus de pénétration et de formation des produits de

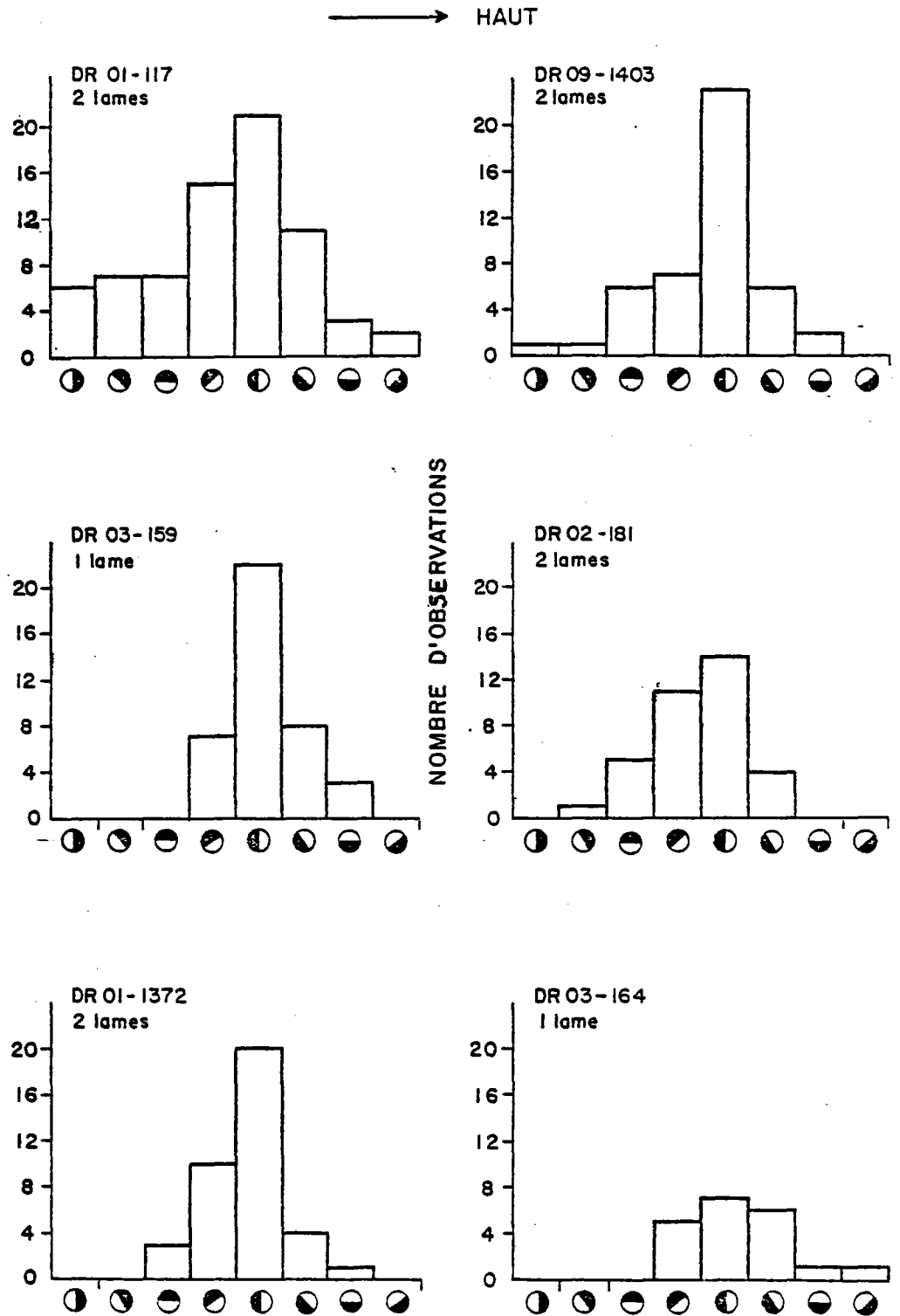


Fig. 21a: Orientation préférentielle des croissants de liquide résiduel dans les vésicules. La polarité approximative des échantillons est connue par des critères morphologiques. Le haut des échantillons est dirigé vers la droite.

ségrégation. Le liquide résiduel remplissant partiellement les vésicules tend à s'accumuler au fond de son récipient sphérique et le gaz au sommet. La surface de contact gaz/liquide résiduel a une forme de "ménisque" dont la concavité est dirigée vers le haut.

VII - 1.3. Relations entre les figures de remplissage .

Toutes les observations de vésicules de ségrégation sont faites dans le plan de lames minces et non simultanément dans les trois dimensions. Dans ces conditions il semble probable qu'une partie des sections vides ou pleines et des anneaux ne sont que des sections particulières de vésicules partiellement remplies d'un liquide pourvu de "ménisque".

BIDEAU et al. (1977) ont imaginé plusieurs types de vésicules de ségrégation théoriquement orientées suivant la verticale. Ces vésicules se différencient par leur degré de remplissage.

Plusieurs figures apparaissent en section :

- Des sections vides
- Des sections pleines
- Des sections en forme de croissant
- Des sections en forme d'anneaux centrés ou non

Les diverses figures de remplissage apparaissent avec une fréquence différente selon que le plan de section est vertical, horizontal, ou quelconque. (fig. 21b)

L'abondance relative des figures de remplissage théorique est comparée avec celle des figures observées dans la nature. Cette comparaison conduit à penser qu'une grande partie des sections vides observées correspondent effectivement aux sections de vésicules vides. Elles sont en effet beaucoup plus fréquentes qu'on

Fig. 21b: Comparaison de l'abondance relative des différentes sections possibles de vésicules de ségrégation théorique avec la fréquence relative des sections observées dans la nature.

figure de remplissage théorique	section	SECTION POSSIBLE		
		abondante	commune	rare
	horizontale	○ ●	●	
	verticale	○		
	quelconque	○	● ○ ●	●
	horizontale	○	● ●	
	verticale	○	○	
	quelconque	○ ○	●	● ●
	horizontale	●	●	○
	verticale	●	●	
	quelconque	●	●	○ ● ●

SECTION :

- vide
- pleine
- irrégulière
- } anneau centré
- } croissant
- } anneau non centré
- } anneau non centré

SECTIONS OBSERVEES			
très abondantes	abondantes	communes	rares
○	○ ● ○ ○ ●	● ● ● ● ●	● ●

ne pouvait s'y attendre, si toutes les vésicules étaient partiellement remplies. Par contre il est probable que les vésicules réellement pleines sont rares (v. chap. VIII).

Notons au passage que le défaut d'observations simultanées dans les trois dimensions contribue à évaluer exagérément les variations de taille des macrovésicules dans un même échantillon. S'il existe des variations, elles sont probablement moindre que ce qui est observé dans les lames minces.

VII - 2. ORIGINE DES VESICULES DE SEGREGATION

VII - 2. 1. Rétraction du gaz pendant le refroidissement à pression constante .

Lorsque la lave est émise sur le fond de l'océan, un équilibre s'établit entre les fluides et le magma. La pression du gaz dans les vésicules est un compromis entre la pression hydrostatique ambiante et la pression issue des forces de tension superficielles du magma. Lorsque la charpente cristalline est assez rigide pour préserver les parois initiales des vésicules, la température est T_1 . Le gaz a tendance à se contracter pendant le refroidissement ultérieur. SMITH (1967) considère que pour une température initiale $T_1 = 1150^\circ \text{ c}$ et une température finale $T_2 = 900^\circ \text{ c}$. Cette contraction peut être calculée par la loi de Charles pour un gaz parfait :

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{T_2}{T_1} = 0.83$$

Smith (1967) trouve pour ce refroidissement de 250° c , une réduction du volume gazeux de 17 % alors que la rétraction observée voisine 58 %. Il en conclut que la rétraction du gaz, à pression

constante, lors du refroidissement, ne peut à elle seule expliquer le changement de volume observé.

Ajoutons qu'elle ne pouvait pas non plus expliquer les variations sensibles du degré de remplissage d'une vésicule à l'autre à l'échelle d'une même lame. Si le contenu gazeux est le même dans deux vésicules voisines, les conditions de pression et de température étant les mêmes, la réduction de volume devrait être du même ordre de grandeur.

VII - 2 . 2 Solubilité croissante du gaz dans le magma pendant le refroidissement .

La solubilité de la phase gazeuse dans le magma, à pression constante, doit augmenter avec le refroidissement progressif de la lave (MOORE, 1965). SMITH (1967) suggère que le volume de liquide résiduel diminue au cours de la cristallisation des microlites dans la matrice. Par conséquent, la dissolution de la phase fluide dans le magma doit être limitée.

BARAGAR (1977) estime pourtant que cette hypothèse de SMITH (1967) pourrait expliquer les vésicules de ségrégation totalement remplies de liquide résiduel. De plus la dissolution du gaz dans le magma expliquerait la disponibilité de l'eau pour la cristallisation tardive des minéraux hydratés (smectites) qui tapissent l'intérieur de certaines vésicules.

VII - 2 . 3 . Changement de la pression externe pendant le refroidissement .

Lorsque le magma, en voie de cristallisation, s'écoule sur une pente, la pression externe s'accroît progressivement.

La différence de pression provoque la réduction du volume des fluides contenus dans les vésicules lors de la pénétration forcée du liquide résiduel. Lorsque le mouvement s'arrête, un nouvel équilibre s'établit. Selon SMITH (1967), il est possible de relier le changement de volume de gaz au changement de pression de fluide dans la vésicule par la loi général des gaz :

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2}$$

Cette loi est valable si la masse gazeuse reste constante, si le gaz se comporte comme un gaz parfait, si l'écoulement s'effectue de telle sorte qu'à chaque instant un équilibre est atteint. Le changement moyen de volume observé par SMITH est 2.4. dans ces conditions :

$$\frac{P_2}{P_1} = \frac{V_1}{V_2} \times \frac{T_2}{T_1} = 2.0 \text{ pour } T_1 = 150^\circ\text{c et } T_2 = 900^\circ\text{c,}$$

SMITH (1967) pense que, si le choix des températures initiale et finale est correct, une lave émise au niveau de la mer à 1 Atm subit une pression double (2 Atm) lorsqu'elle atteint 10 m de profondeur.

Plusieurs objections peuvent être faites à cette interprétation :

. le calcul proposé par SMITH (1967) est valable pour de faible profondeur (quelques dizaines de mètres) mais n'est plus valable pour des profondeurs de l'ordre de 3 000 m auxquelles ont été prélevés les échantillons de la collection FAMOUS. Il faudrait, en effet, une dénivellation considérable pour doubler la pression.

. JONES (1969) considère que si la charpente cristalline est assez rigide pour préserver les parois initiales des vésicules, cette rigidité doit entraver le mouvement sur une pente. Notons, toutefois, à l'actif de SMITH (1967) que les photographies qu'il présente, montrent des vésicules ellipsoïdales dont l'allongement se fait dans une direction privilégiée.

Si l'on ajoute que les microlites donnent à la roche une structure grossièrement fluidale, il est possible d'envisager un mouvement cisailant entre les couches inférieures et supérieures de la lave, comme cela se passe dans un écoulement très lent. De telles structures existent dans les roches de la collection FAMOUS mais elles ne sont pas fréquentes. La plupart du temps, les microlites n'ont pas d'orientation préférentielle et les vésicules sont sphériques.

. les modifications dans les conditions externes de refroidissement, ne peuvent expliquer, à elles seules, des variations localisées dans le degré de remplissage de vésicules voisines, autant qu'il est possible d'en juger en section.

VII.2.4. Echappement du gaz durant le refroidissement.

Si le gaz a la possibilité de s'échapper dans la phase résiduelle une réduction du contenu fluide, des vésicules s'opèrent à pression externe constante. SMITH (1967) considère cette solution comme improbable en dehors de la zone très superficielle de la lave, par rupture des vésicules.

JONES pense, au contraire, que l'expulsion du liquide résiduel a lieu dans les macrovésicules lors du dégazage tardif de la mésostase qui occasionne la formation des microvésicules. Une vésiculation tardive a, effectivement, pu modifier localement les conditions de pression mais il semble plus probable, compte tenu des observations faites précédemment, que le magma interstitiel ait pénétré dans les vésicules sous l'action des forces de gravité.

Lorsqu'à l'intérieur d'un pillow-lava, la charpente cristalline est assez rigide et dense pour figer l'enveloppe des vésicules, la croûte externe est complètement solidifiée. Si cette croûte est suffisamment hermétique, aucun échange de matière ne peut avoir lieu avec le milieu extérieur.

Tout se passe dans un système clos où un mouvement du liquide résiduel est aussitôt compensé par le déplacement d'un volume égal de gaz qui s'échappe dans la phase liquide interstitielle environnante. Le volume du magma n'est plus modifié malgré le refroidissement qui se poursuit.

Dans le chapitre précédent, des microvésicules nuageuses ou irrégulières ont été décrites au voisinage de macrovésicules partiellement remplies d'un liquide de ségrégation. Ces microvésicules forment parfois des chaînes ou chapelets, d'autres ont l'allure de protubérances vides, de goulots de bouteille ou de cols de cornées reliées aux macrovésicules. De telles formes peuvent être interprétées comme autant de figures d'échappement de gaz (planche 27 et 28). La quantité de liquide admissible dans chaque vésicule dépend, donc en partie, des possibilités d'échappement du gaz. Une partie importante des microvésicules pourraient avoir cette origine.

Dans le lac de lave Alae (HAWAII), le solidus du basalte est estimé à 980° c. A 1 065° c, 64% de la roche est déjà solidifié (PECK et al., 1966). La quantité de matériels résiduels trouvée dans la matrice et dans les vésicules des roches de la collection FAMOUS est inférieure à 30% de la roche. Ce résidu liquide a pu circuler, librement, entre les mailles du réseau microlitique de la roche partiellement solidifiée (70%). En pénétrant dans les vésicules, il s'est écoulé, vers le fond, le gaz étant refoulé vers le haut. Les fluides tendant à reprendre leur forme sphérique, ont exercé une pression qui a vraisemblablement contribué à l'accentuation de la courbe du "ménisque" séparant liquide et gaz.

La contraction des fluides et leur solubilité croissante dans le magma pendant le refroidissement, ont pu contribuer de façon limitée à la pénétration du liquide interstitiel dans les vésicules.

Le volume de remplissage semble plutôt déterminé par les possibilités de migration du gaz dans la phase liquide interstitielle, en réponse aux contraintes exercées par le liquide résiduel, sous l'influence de la gravité.

Toutes les roches basaltiques ne comportent pas de croissant de liquide résiduel dans leurs vésicules. Celles qui ont été étudiées par SMITH (1967) en sont dépourvus. Des vésicules de ségrégation, sans croissant régulier, ont été observées dans des roches basaltiques aériennes et sub-aériennes (AFARS, Islande). Il semble donc, que la taille des vésicules, la pression ambiante et peut-être la viscosité du magma résiduel déterminent l'apparition des croissants.

Pour que le liquide interstitiel, qui suinte des parois vésiculaires entre les mailles du réseau de microlites, puisse s'écouler librement au fond des vésicules, il faut que les forces de gravité et la pression du gaz soient supérieurs aux forces de rétention qui tendent à maintenir le liquide sur les parois, à l'endroit de sa pénétration. Ces forces de rétention dépendent à la fois de la viscosité du magma, de la rugosité des parois et de la taille des vésicules par rapport à la maille du réseau de microlite.

Dans les roches aériennes et sub-aériennes, la pression du gaz est plus faible, les vésicules très grandes et irrégulières. Le liquide ne parvient probablement pas à prendre une forme de croissant parfait et bien orienté. De plus, lorsque le refroidissement du magma est très lent, le taux de cristallisation de la phase interstitielle augmente au point que les produits de ségrégation sont difficiles à distinguer de la matrice environnante.

L'orientation préférentielle marquée de la plupart des croissants, suivant la direction du bas, constitue un critère de polarité intéressant dans la mesure où il est très répandu dans les basaltes sous-marins. S'il est possible, par ce critère, de connaître, avec une certaine exactitude, la verticale des échantillons, il est alors possible d'en connaître l'inclinaison magnétique, même en l'absence de cavité.

Au stade de la formation des vésicules de ségrégation, plus de 70% de la roche est déjà solidifiée, par conséquent, ce phénomène apparaît à une température très proche du solidus (980°C d'après PECK et al., 1966, 1979). Cette température n'est pas très éloignée de la température à laquelle la roche acquiert ses propriétés magnétiques et l'on peut espérer que la verticale obtenue sera la verticale de la roche au moment de l'aimantation.

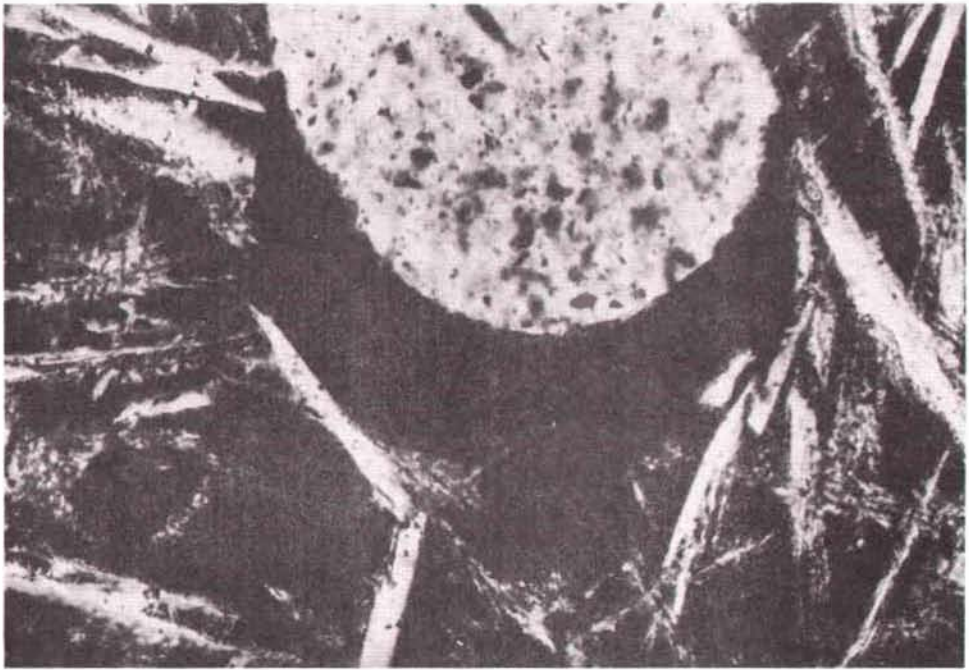
PHOTOGRAPHS

PLANCHE 26

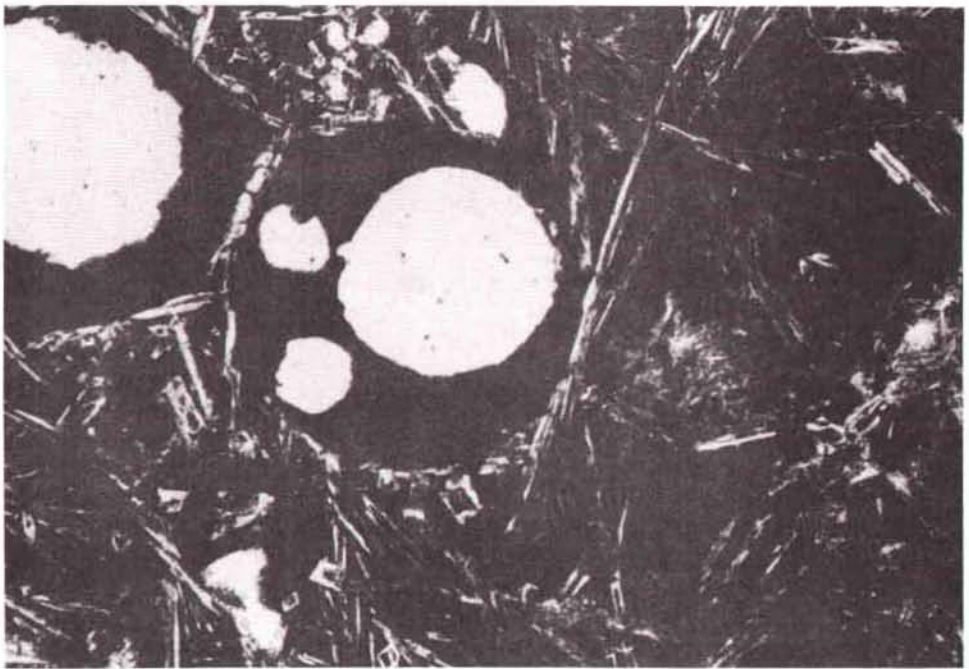
Photo 26 A - Section d'une vésicule de ségrégation en forme de croissant Ech. DR12-102 (X 300)

Photo 26 B - Section de vésicule de ségrégation en forme d'anneaux excentrés. Ech. 10-15 (X 50).

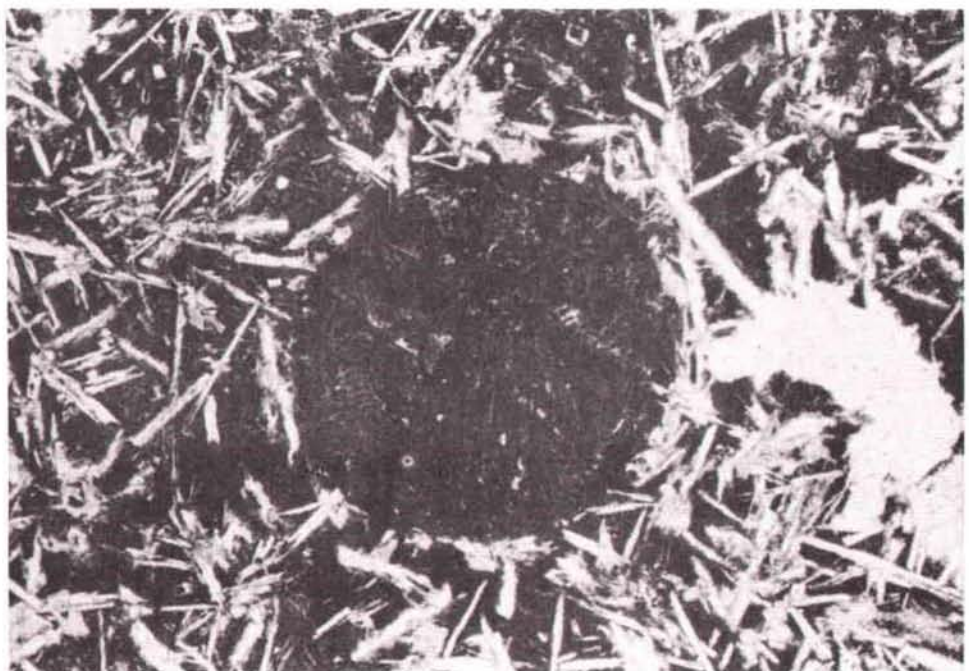
Photo 26 C - Section pleine de vésicule de ségrégation à l'aspect d'une pelote de laine. Ech. 10-15 (X 50).



A



B



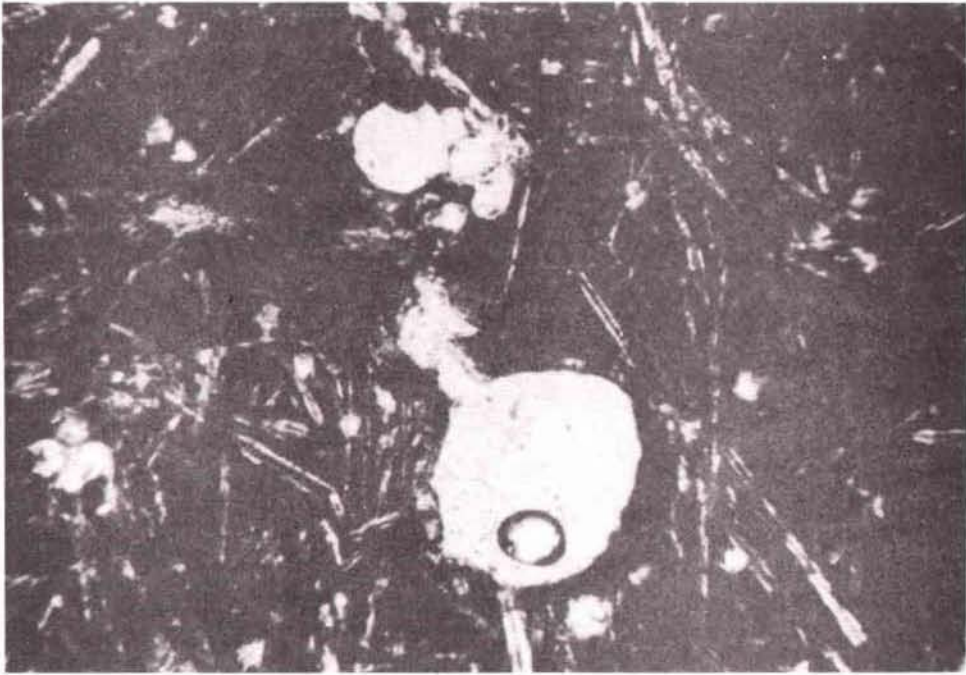
C

PLANCHE 27

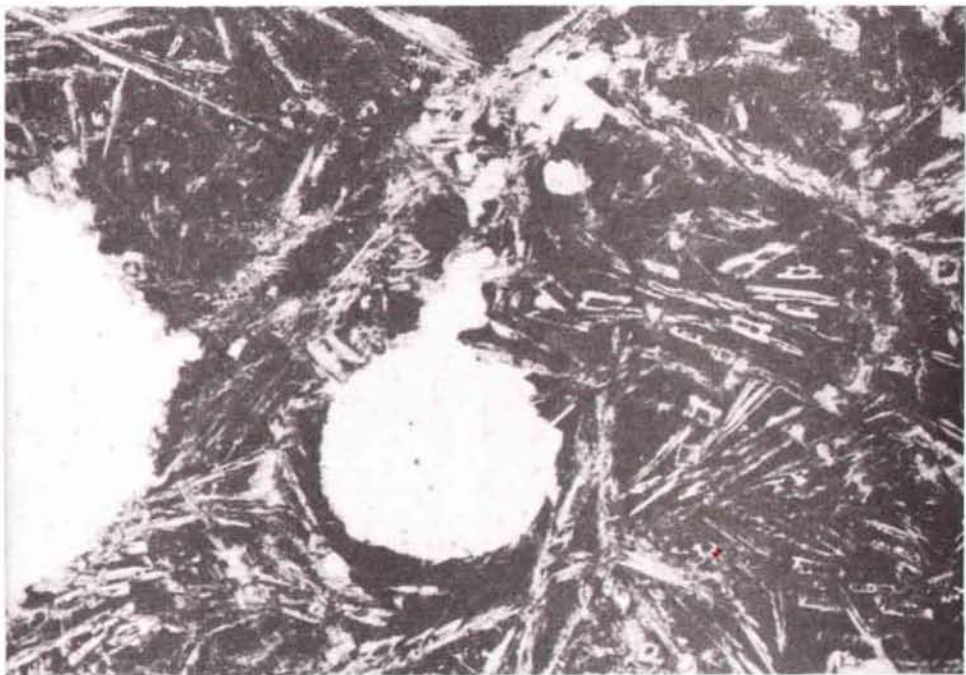
Photo 27 A - Figure d'échappement de gaz en forme de goulot sur une vésicule de ségrégation. Ech. DR4-200 (X 50).

Photo 27 B - Microvésicules nuageuses "s'échappant" d'une vésicule de ségrégation. - Ech. DR4 - 200 (X 50).

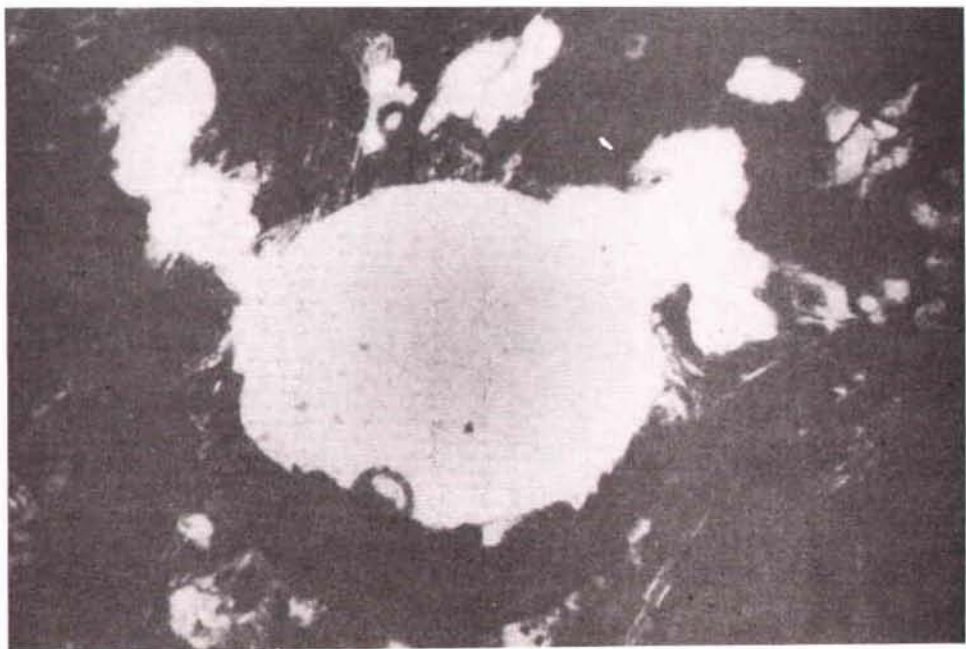
Photo 27 C - Microvésicules irrégulières et nuageuses "s'échappant" d'une vésicule de ségrégation. Ech. 11-17 (X 50).



A



B



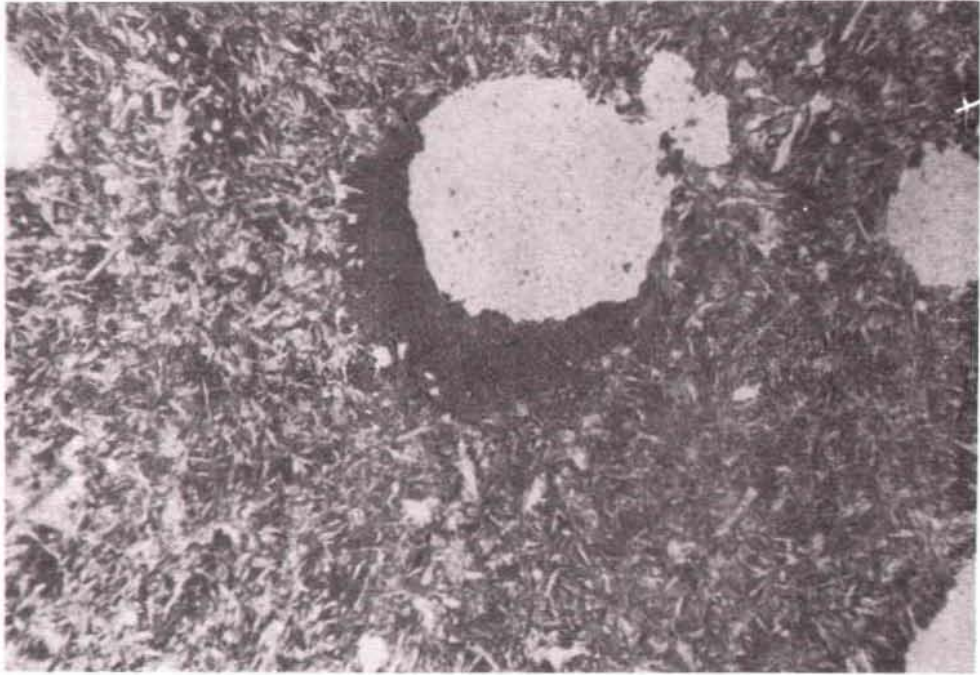
C

PLANCHE 28

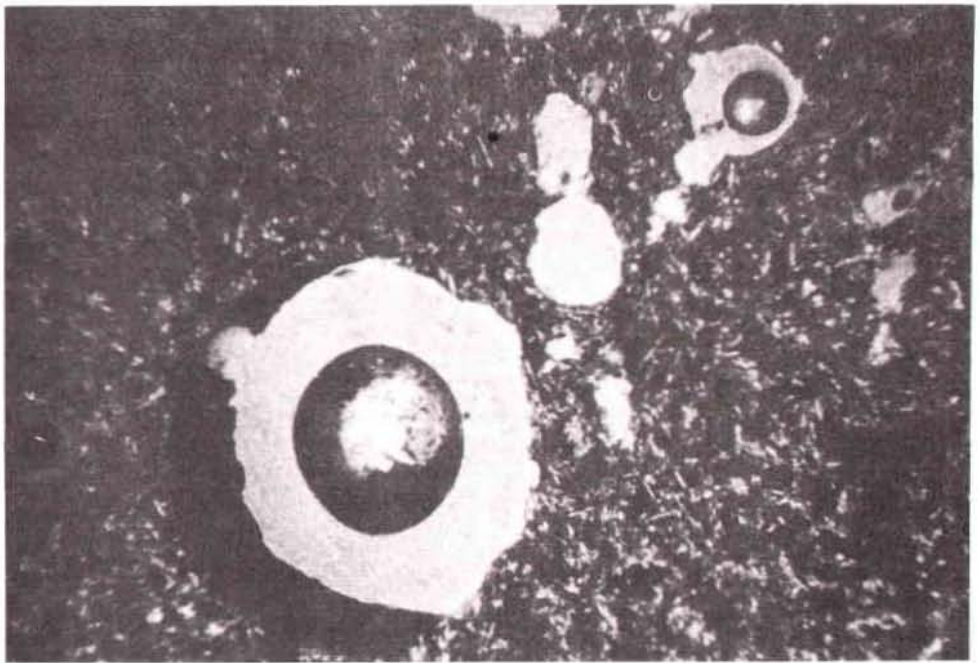
Photo 28 A - Microvésicule reliée à une macrovésicule de ségrégation. - Ech. DR 3 - 115 (X 50).

Photo 28 B - Microvésicules au voisinage d'une vésicule de ségrégation. - Ech. DR 3 - 159 (X 50).

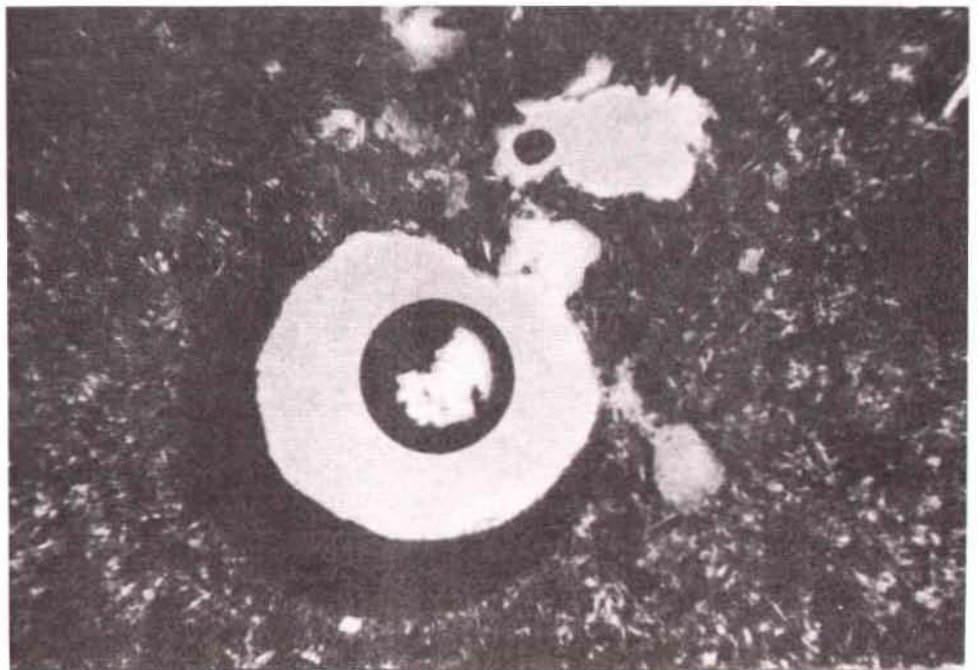
Photo 28 C - Figure d'échappement de gaz au voisinage d'une vésicule de ségrégation. - Ech DR 3 - 159 (X 50).



A



B



C

TROISIEME PARTIE

REORIENTATION DES BASALTES SOUS-MARINS

PAR LA METHODE DES VESICULES

DE SEGREGATION

CHAPITRE VIII

ETUDE D'UNE VESICULE DE SEGREGATION THEORIQUE.

Si le liquide résiduel, qui pénètre dans les vésicules des basaltes sous-marins, est principalement soumis à la gravité, la surface liquide-gaz tend à prendre la forme stable d'un ménisque. La concavité de ce ménisque est orientée, en principe, dans la direction du haut.

Les sections de vésicules de ségrégation observées dans le plan d'une lame mince représentent des figures de remplissage diverses. Les croissants et de rares anneaux excentrés sont les seules figures qui permettent d'accéder à la polarité des vésicules. L'orientation d'un plan de section peut avoir une très grande influence sur la fréquence d'apparition des différentes figures de remplissage. Comme l'observation des vésicules de ségrégation n'est possible qu'en section, la connaissance de cette influence est primordiale si l'on veut réorienter les roches par ce critère.

VIII.1. DEFINITION D'UNE VESICULE DE SEGREGATION THEORIQUE
ORIENTEE VERTICALEMENT.

Soit un repère orthonormé $(\vec{N}, \vec{E}, \vec{V})$ tel que \vec{V} représente le vecteur unitaire vertical dirigé vers le haut et (\vec{N}, \vec{E}) le plan horizontal (fig. 22 A).

Une vésicule de ségrégation théorique peut être considérée comme l'association d'un récipient sphérique (de rayon R_v) et d'une calotte sphérique (de rayon R_m) qui représente le ménisque et dont la concavité est dirigée vers le haut.

La sphère-vésicule est centrée sur le repère $(\vec{N}, \vec{E}, \vec{V})$ en O. Le centre (O') de la sphère-ménisque est situé sur l'axe vertical qui devient axe de symétrie de l'édifice. La distance (a) qui sépare les deux centres est telle que $a - R_v \leq R_m \leq a + R_v$ (avec $a \geq 0$) pour que le ménisque soit exprimé.

Partant de ces considérations, il est possible de déterminer la forme des figures qui seront observées dans un plan de section et de calculer la probabilité d'apparition des différentes figures de remplissage possibles pour divers plans de section.

VIII.2. DEFINITION D'UN PLAN DE SECTION D'UNE VESICULE DE
SEGREGATION THEORIQUE.

Un plan (p) peut être orienté dans le repère $(\vec{N}, \vec{E}, \vec{V})$ par le pendage (θ) et l'azimut (φ) de son axe de plus grande pente (\vec{V}') par rapport au plan horizontal (\vec{N}, \vec{E}) . \vec{V}' est perpendiculaire à une direction horizontale du plan (P), passe par le centre (O) du repère et est dirigé vers le haut (Fig. 22 B).

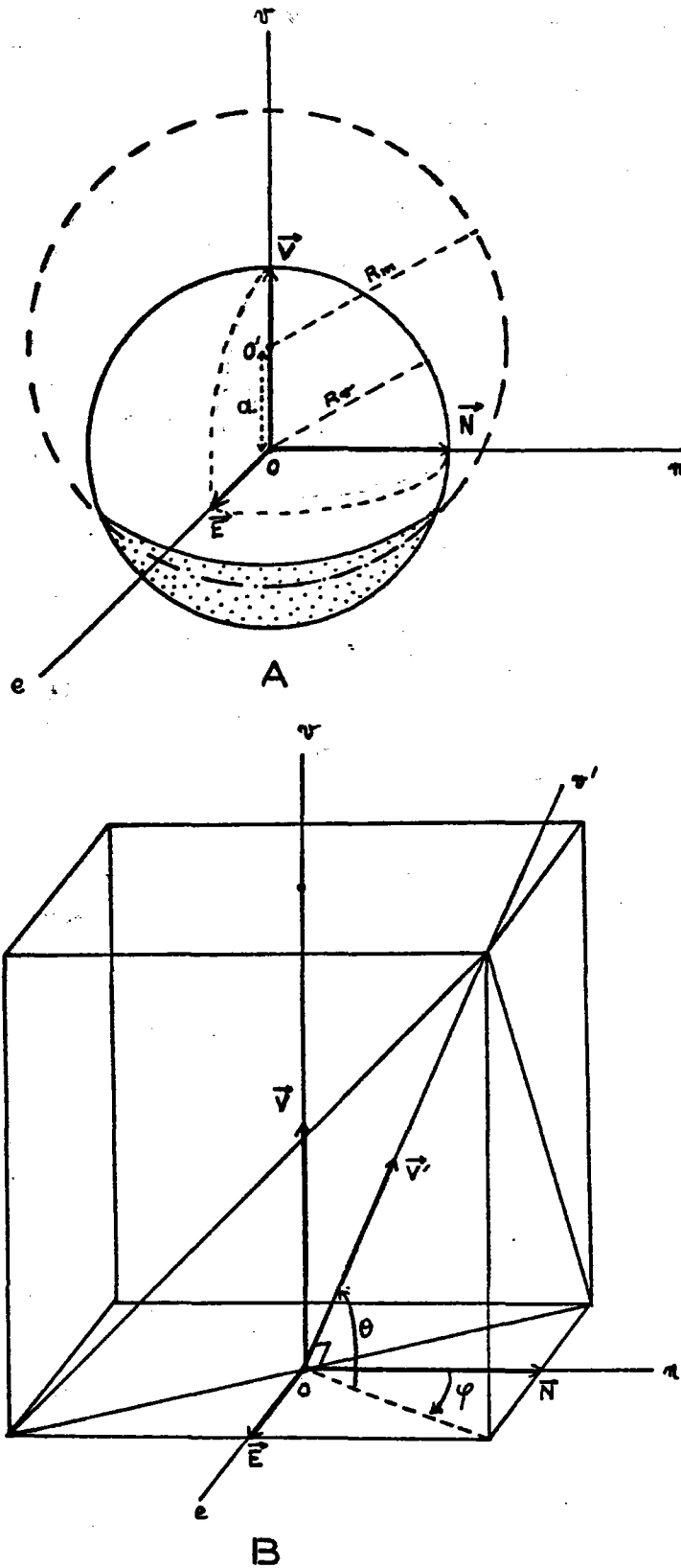


Fig. 22 - A. Représentation d'une vésicule de ségrégation théorique orientée verticalement. \vec{V} est le vecteur unitaire vertical, (\vec{N}, \vec{E}) est le plan horizontal, R_v est le rayon de la sphère vésicule; R_m , le rayon de la sphère-ménisque, a est la distance entre les centres O et O' .

B. Orientation d'un plan (θ, φ) dans un repère orthonormé $(\vec{N}, \vec{E}, \vec{V})$.

θ est compté positivement vers le haut ($\theta \in [0, \frac{\pi}{2}]$) et φ est compté positivement dans le sens des aiguilles d'une montre ($\varphi \in [0, 2\pi]$) à partir de \vec{N} .

θ et φ caractérisent une famille de plans (θ, φ) parallèles à (P) et dont les axes de plus grande pente sont parallèles à \vec{V}' , de même sens, et appartiennent au plan (\vec{V}, \vec{V}') . Chacun des plans est repéré individuellement par l'ordonnée à l'origine (b) de son axe de plus grande pente qui indique son niveau.

Le fait qu'un plan (θ, φ, b) soit sécant à la sphère-vésicule, pour θ donné, dépend de la valeur de b et non de celle de φ puisque \vec{V} est axe de symétrie. Pour la suite du raisonnement φ sera donc considéré comme nul et le plan (\vec{V}, \vec{V}') sera confondu avec le plan (\vec{N}, \vec{V}) .

Les intersections de la sphère-vésicule et de la sphère ménisque dans le plan vertical (\vec{N}, \vec{V}) sont respectivement un cercle de rayon R_v et de centre O, et un cercle de rayon R_m et de centre O' tels que $O - O' = a$.

Le cercle-vésicule admet dans (\vec{N}, \vec{V}) deux tangentes parallèles à \vec{V}' et diamétralement opposées, pour θ donné (fig. 23 A). Ces tangentes en $M_0 (R_v \sin \theta, -R_v \cos \theta)$ et $M'_0 (-R_v \sin \theta, R_v \cos \theta)$ ont pour équation.:

$$\left\{ \begin{array}{l} (A) : v = n \operatorname{tg} \theta - \frac{R_v}{\operatorname{Cos} \theta} \\ (E) : v = n \operatorname{tg} \theta + \frac{R_v}{\operatorname{Cos} \theta} \end{array} \right.$$

Le cercle-ménisque admet dans (\vec{N}, \vec{V}) deux tangentes parallèles à \vec{V}' et diamétralement opposées pour θ donné (fig. 23 B). Ces tangentes en $N_0 (R_m \sin \theta, a - R_m \cos \theta)$ et $N'_0 (-R_m \sin \theta, a + R_m \cos \theta)$ ont pour équation :

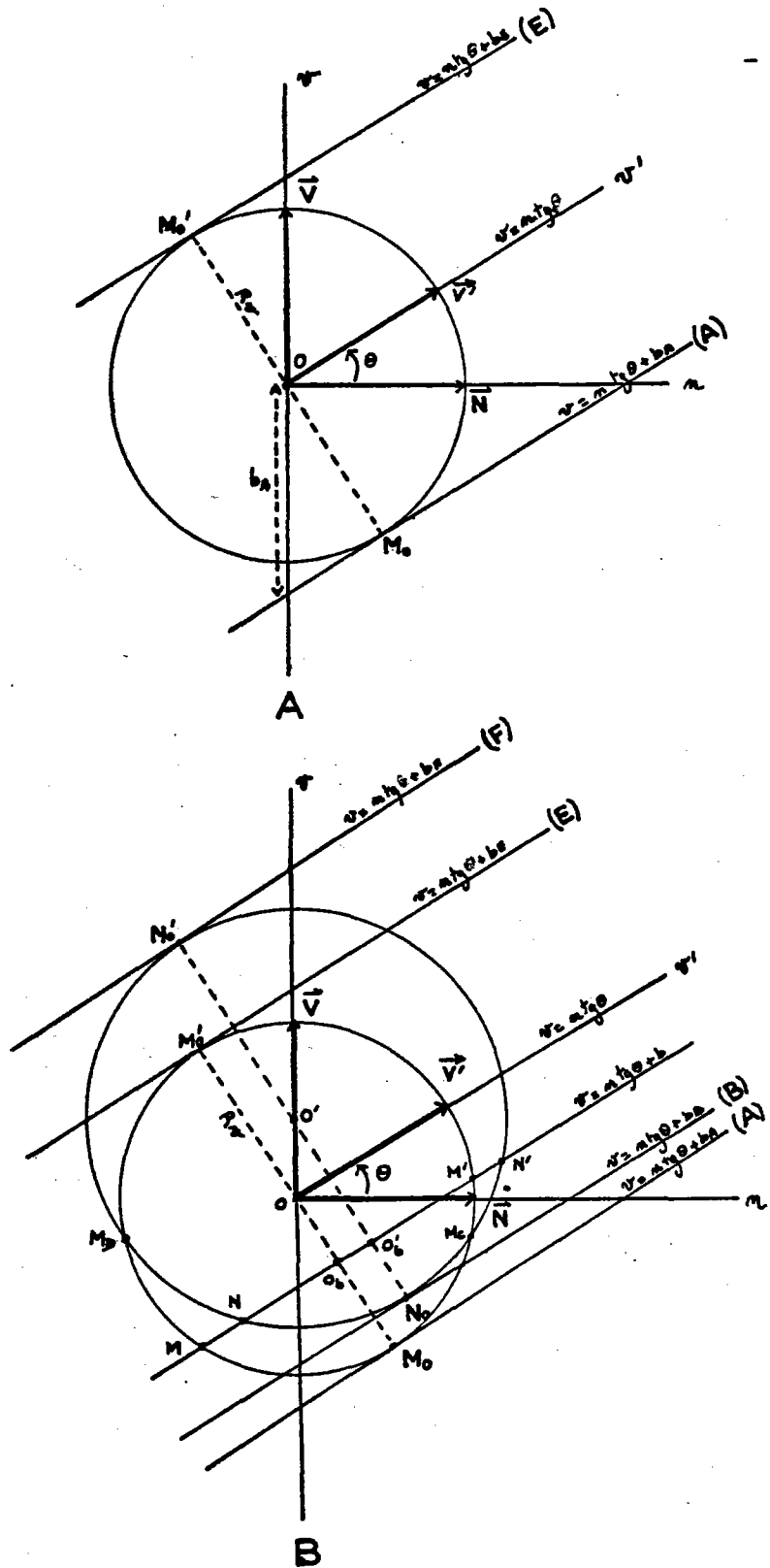


Fig. 23 - A. Le cercle est l'intersection de la sphère-vésicule et du plan vertical (\vec{N} , \vec{V}). Les tangentes au cercle-vésicule sont les lignes de plus grandes pentes des plans $(\theta, 0)$ tangents à la sphère-vésicule.

B. Représentation des cercles-ménisque et vésicule dans le plan vertical (\vec{N} , \vec{V}). Les tangentes sont la trace des plans $(\theta, 0)$ tangents aux deux sphères et perpendiculaires à (\vec{N} , \vec{V}).

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{(B)} : v = n \operatorname{tg} \theta - \frac{R_m}{\cos \theta} + a \\ \text{(F)} : v = n \operatorname{tg} \theta + \frac{R_m}{\cos \theta} + a \end{array} \right.$$

Un plan (θ, b) est donc sécant à la sphère-vésicule si l'ordonnée à l'origine de sa ligne de plus grande pente est telle que $b \in \left[-\frac{R_v}{\cos \theta}, +\frac{R_v}{\cos \theta} \right]$.

Ce plan est également sécant à la sphère-ménisque si $b \in \left[-\frac{R_m}{\cos \theta} + a, \frac{R_m}{\cos \theta} + a \right]$

VIII.3. FORME DES "FIGURES DE REMPLISSAGE".

Le rayon du cercle intersection de la sphère-vésicule et du plan de section est :

$$1) \boxed{R'v = (Rv^2 - b^2 \cos^2 \theta)^{1/2}} \quad \left(\text{si } \theta = \frac{\pi}{2}, R'v = (Rv^2 - d^2)^{1/2}, \right. \\ \left. \text{avec } d = \text{distance entre } \vec{V} \text{ et } \vec{V}' \right).$$

Lorsque le plan de section coupe également la sphère-ménisque $(b \in \left[-\frac{R_m}{\cos \theta} + a, \frac{R_m}{\cos \theta} + a \right])$, Le rayon apparent du cercle-ménisque dans le plan de section est :

$$2) \boxed{R'm = ((a - b)^2 \cos^2 \theta - R_m^2)^{1/2}} \\ \left(\text{si } \theta = \frac{\pi}{2}, R'm = (R_m^2 - d^2)^{1/2}, d = \text{distance entre } \vec{V} \text{ et } \vec{V}' \right).$$

La distance entre les centres de ces deux cercles est :

$$3) \boxed{a' = a \sin \theta}$$

La surface occupée par le liquide résiduel dans la section d'une vésicule de ségrégation théorique (remplissage apparent) dépend donc du pendage (θ) du plan de section et de son niveau (b) .

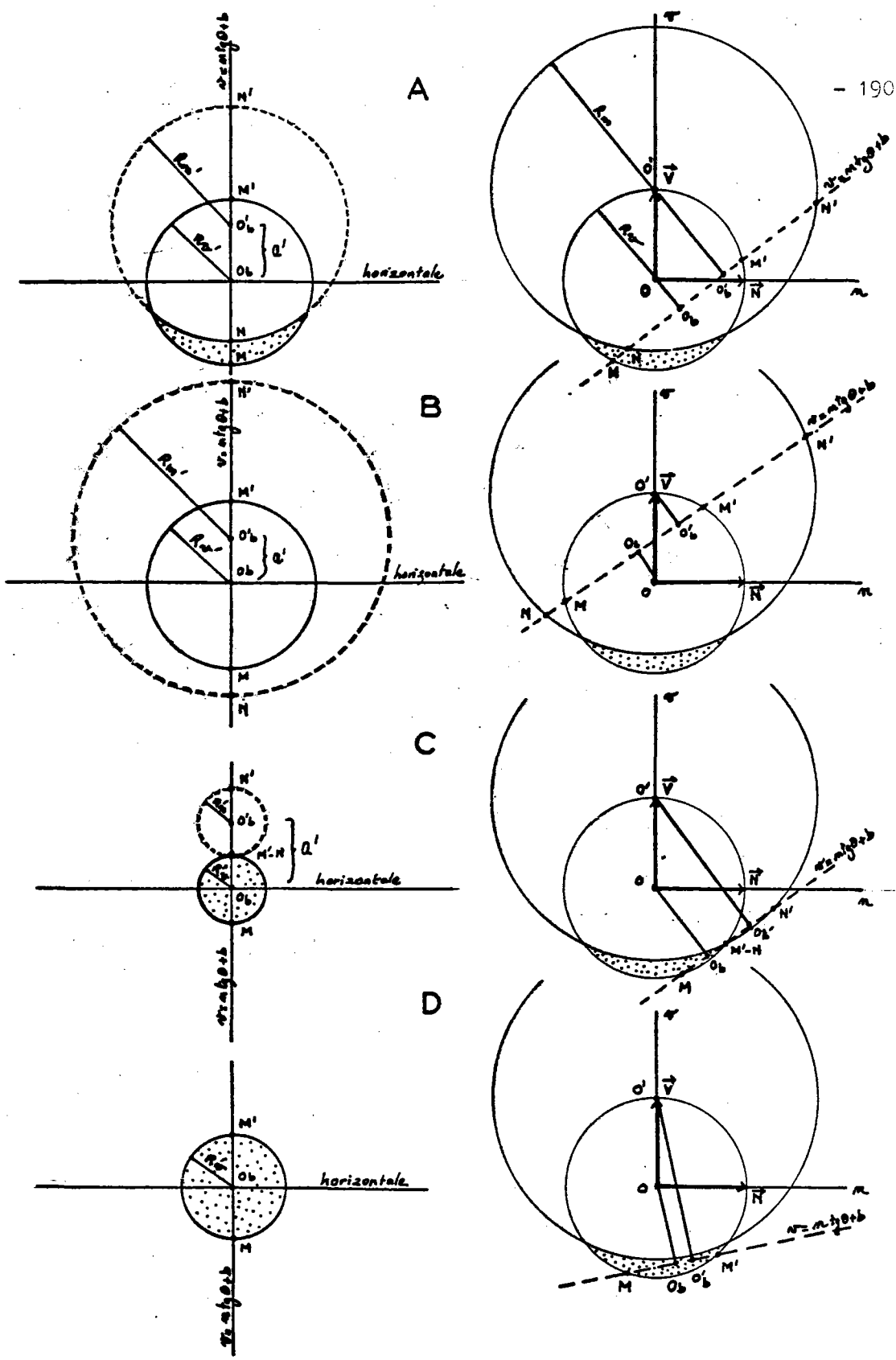


Fig. 24 - La colonne de droite représente la section verticale d'une vésicule de ségrégation théorique dans le plan (\bar{N}, \bar{V}) . Les droites en pointillé représentent les plans de sections choisies (perpendiculaires à (\bar{N}, \bar{V})). La colonne de gauche représente la section de la vésicule de ségrégation théorique dans le plan de section choisi. A est le cas d'un "croissant", B, le cas d'une "section vide", C et D sont les cas de "sections pleines".

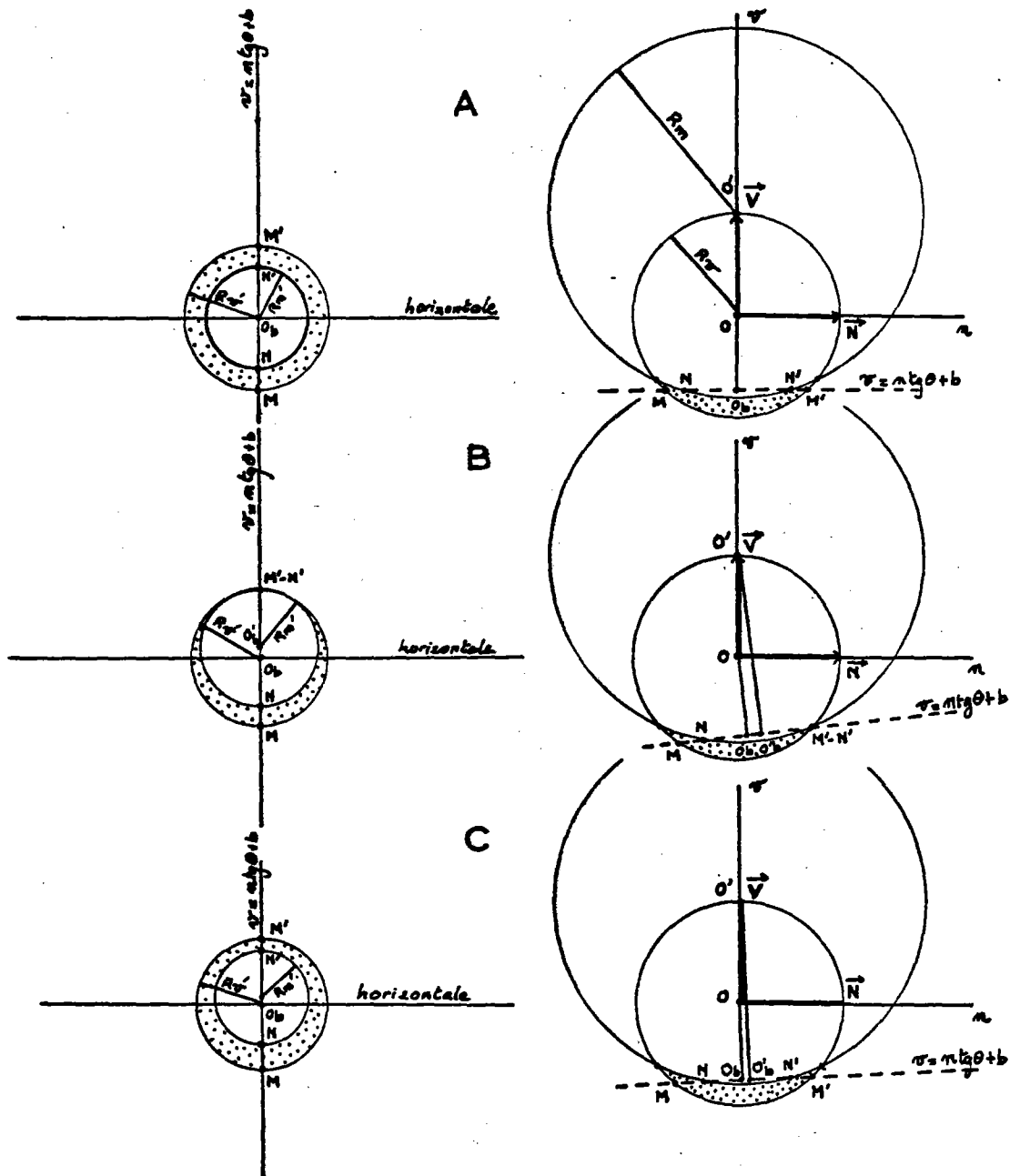


Fig. 25 - La colonne de droite montre la section verticale d'une vésicule de ségrégation théorique dans le plan (\bar{N}, \bar{V}) . Les droites en pointillé représentent les plans de section choisis (perpendiculaires à (\bar{N}, \bar{V})); la colonne de gauche montre la section de la vésicule de ségrégation dans le plan de section choisi. A) est le cas d'un "anneau" centré, B) est un cas limite entre un "anneau" excentré et un "croissant", C) est le cas d'un "anneau" excentré.

Si le plan de section ne coupe pas la sphère-ménisque, la figure est une "section pleine" de rayon R'_v (fig. 24 D).

Si $a' \geq R'_m + R'_v$ la figure est une "section pleine" de rayon R'_v (fig. 24 C).

Si $|R'_m - R'_v| \leq a' < R'_m + R'_v$, la figure est un "croissant" (fig. 24.A).

Si $0 \leq a' < |R'_m - R'_v|$

. pour $R'_m \geq R'_v$ la section est une "section vide" de rayon R'_v (fig. 24 B).

. pour $R'_m < R'_v$ la section est un "anneau" centré si $a' = 0$, excentré si $a' > 0$ (fig. 25.A.B.C.).

VIII.4. DEFINITION DES PLANS "FRONTIERES" LIMITANT LE DOMAINE D'APPARITION DES "FIGURES DE REMPLISSAGE".

Ces plans sont caractérisés par le pendage (θ) et l'ordonnée à l'origine (b) de leur ligne de plus grande pente dans le plan vertical (\vec{N}, \vec{V}) . Ces lignes de plus grande pente sont :

. les tangentes (A) et (E) au cercle-vésicule dans (\vec{N}, \vec{V}) dont l'ordonnée à l'origine est :

$$b_A = -\frac{R_v}{\cos \theta} \quad \text{et} \quad b_E = \frac{R_v}{\cos \theta} \quad (\text{fig. 26 A}).$$

. les tangentes (F) et (B) au cercle-ménisque dans (\vec{N}, \vec{V}) dont l'ordonnée à l'origine est :

$$b_F = \frac{R_m}{\cos \theta} + a \quad \text{et} \quad b_B = -\frac{R_m}{\cos \theta} + a \quad (\text{fig. 26 B}).$$

. les droites (C) et (D) passant par les intersections M_C et M_D du cercle-vésicule et du cercle-ménisque dans (\vec{N}, \vec{V}) (fig. 26 B).

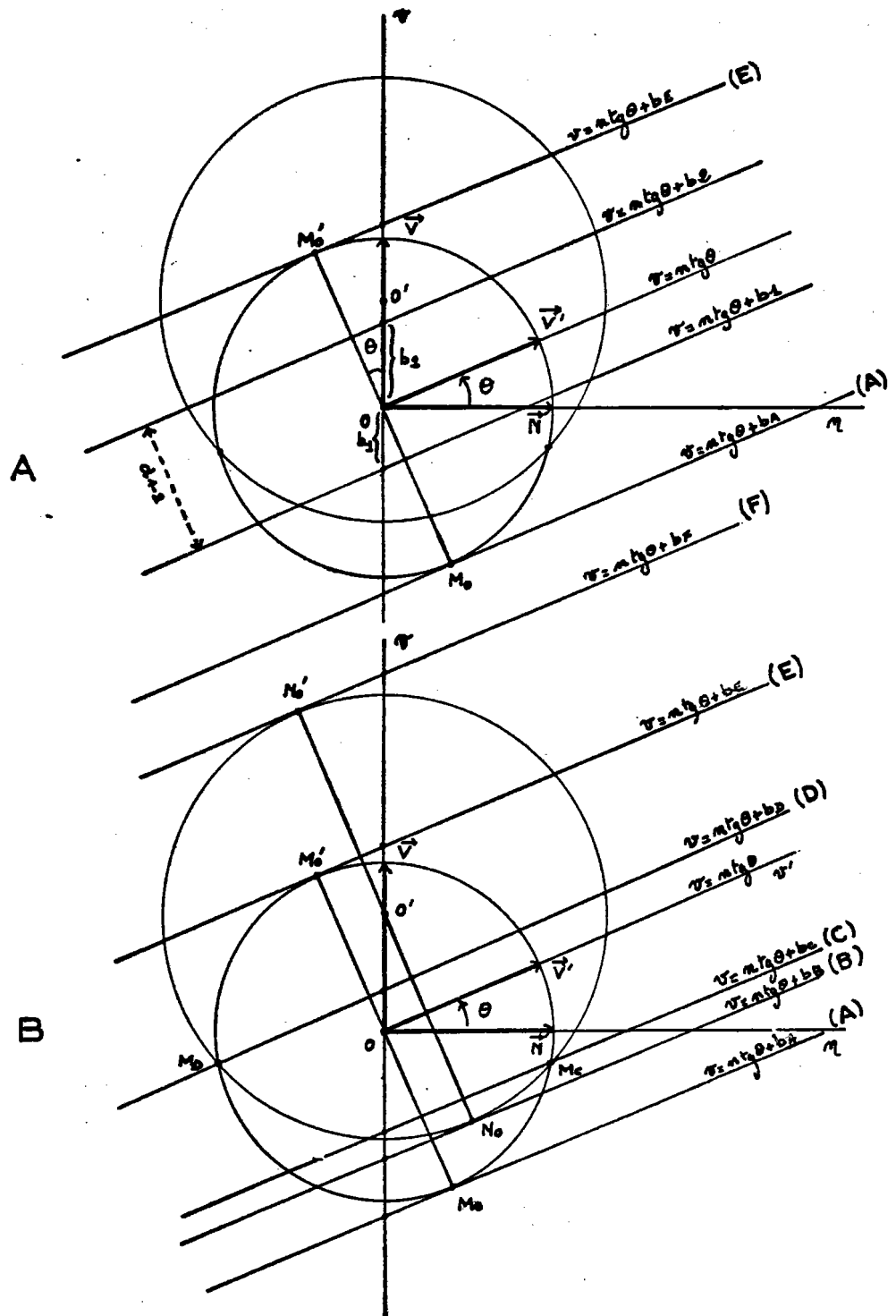


Fig. 26 - Représentation des plans "frontières" limitant les domaines d'apparition des divers types de "figures de remplissage" observés en section, pour des plans de section de pendage θ donné.

. les coordonnées de M_C et M_D vérifient le système suivant :

$$\begin{cases} n^2 + v^2 - R_v^2 = 0 \\ n^2 + v^2 - 2 a v + a^2 - R_m^2 = 0 \end{cases}$$

Ces points sont $M_C (-n_0, v_0)$ et $M_D (n_0, v_0)$ tels que :

$$4) v_0 = \frac{R_v^2 - R_m^2 + a^2}{2 a}$$

$$5) n_0 = \left[R_v^2 - \left[\frac{R_v^2 - R_m^2 + a^2}{2 a} \right]^2 \right]^{1/2}$$

Les droites (C) et (D) ont donc pour ordonnée à l'origine :

$$b_c = v_0 - n_0 \operatorname{tg} \theta \quad \text{et} \quad b_D = v_0 + n_0 \operatorname{tg} \theta$$

VIII.5. PROBABILITE QU'UN PLAN DE SECTION PASSE ENTRE DEUX PLANS "FRONTIERES "

Si pour R_v , R_m , a et θ donnés, le plan d'observation coupe la sphère-vésicule $b \in \left[-\frac{R_v}{\cos \theta}, +\frac{R_v}{\cos \theta} \right]$ et la probabilité d'observer une "figure de remplissage" quelconque est :

$$6) P\left(-\frac{R_v}{\cos \theta} \leq b < \frac{R_v}{\cos \theta}\right) = 1$$

Si les plans "frontières" qui limitent le domaine d'apparition d'un type de "figure de remplissage" se trouvent aux niveaux b_1 et b_2 (fig. 26A), la probabilité que ce type de "figure de remplissage" apparaisse sur un plan de section (θ, b) est :

$$7) P(b_1 \leq b < b_2) = \frac{b_2 - b_1}{b_A - b_E} = \frac{(b_2 - b_1) \cos \theta}{2 R_v} = \frac{d_1 - 2}{d_E - A} = \frac{d_1 - 2}{2 R_v}$$

$d_1 - 2$ étant la distance qui sépare les plans $P(\theta, b_1)$ et $P(\theta, b_2)$ sécant à la sphère-vésicule. d_{E-A} étant la distance qui sépare les plans tangents (θ, b_E) et (θ, b_A) à la sphère-vésicule ($d_{E-A} = 2 R_v$) (fig. 26 A.).

VIII.6. PROBABILITE D'OBSERVER LES DIVERS TYPES DE "FIGURES DE REMPLISSAGE".

Par construction (fig. 27), on a toujours :

$$\bullet b_A \leq b_C \leq b_D \leq b_E$$

$$\text{et } \bullet b_B \leq b_C \leq b_D \leq b_F$$

si $b \in [b_C, b_D[$ (cas de $|R'_m - R'_v| \leq a' < R'_m + R'_v$) la figure observée sera un "croissant" et sa probabilité sera :

$$P_C = P(b_C \leq b < b_D) = \frac{b_D - b_C}{b_E - b_A}$$

$$8) \boxed{P_C = n_O \sin \theta / R_v}$$

Le problème est plus complexe pour les autres figures. Tout dépend de la position des points de tangence M_O, M'_O, N_O, N'_O par rapport aux points d'intersection M_C et M_D des cercles dans (\vec{N}, \vec{V}) . Cette position est définie par la valeur de leur ordonnée (fig. 27).

Si $R_m \geq R_v$, v_o (ordonnée de M_C et M_D) peut être négative, positive ou nulle. Si $R_m < R_v$, v_o est toujours positif. Ceci découle de la définition d'une vésicule de ségrégation théorique ($a \geq 0$).

1er cas (fig. 27-1) : si $v_0 \leq 0$ pour $v_0 \geq -R_v \cos \theta$ (ordonnée de M_0) et $v_0 \geq a - R_m \cos \theta$ (ordonnée de N_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$PP = P(b_A \leq b < b_B) = \frac{b_B - b_A}{b_E - b_A}$$

$$9) \quad PP = (R_v - R_m + a \cos \theta) / 2 R_v$$

. la probabilité d'avoir un "anneau" est :

$$PA = P(b_B \leq b < b_C) = \frac{b_C - b_B}{b_E - b_A}$$

$$10) \quad PA = ((v_0 - a) \cos \theta - n_0 \sin \theta + R_m) / 2 R_v$$

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$PV = P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$11) \quad PV = (R_v - n_0 \sin \theta - v_0 \cos \theta) / 2 R_v$$

2ème cas (fig. 27.2.) : si $v_0 \leq 0$ pour $v_0 \geq -R_v \cos \theta$ (ordonnée de M_0) et $v_0 < a - R_m \cos \theta$ (ordonnée de N_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$PP = P(b_A \leq b < b_C) = \frac{b_C - b_A}{b_E - b_A}$$

$$12) \quad PP = \frac{v_0 \cos \theta - n_0 \sin \theta + R_v}{2 R_v}$$

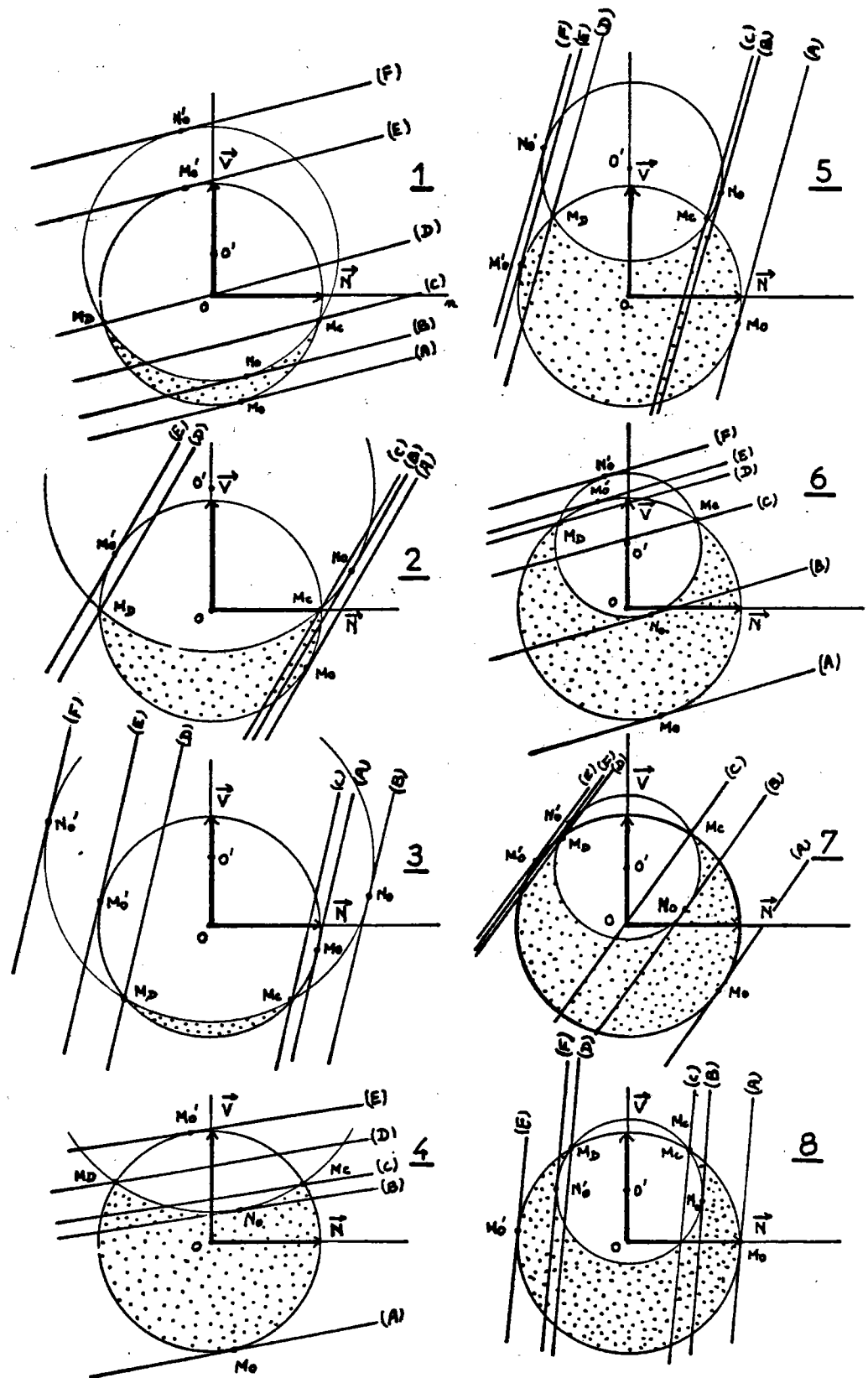


Fig. 27 - Le choix de la forme des vésicules de ségrégation théoriques et du pendage de leurs plans de section modifient le calcul de la probabilité d'apparition de certaines "figures de remplissage". Ces 8 exemples illustrent les différents cas étudiés dans le calcul des probabilités.

. la probabilité d'avoir un "anneau" est pas conséquent :

$$P_A = 0$$

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$P_V = P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$13) \quad P_V = (R_V - v_0 \sin \theta - v_0 \cos \theta) / 2 R_V$$

3ème cas (fig. 27.3.) : si $v_0 \leq 0$, avec $v_0 < -R_V \cos \theta$ (ordonnée de M_0).

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$P_V = P(b_A \leq b < b_C) + P(b_D \leq b < b_E) = 1 - P(b_C \leq b < b_D) = 1 - P_C$$

$$14) \quad P_V = (R_V - v_0 \sin \theta) / R_V$$

. les probabilités d'avoir un "anneau" et une "section pleine" sont alors :

$$\begin{array}{l} P_A = 0 \\ P_P = 0 \end{array}$$

4ème cas (fig. 27.4.) : si $v_0 > 0$, avec $v_0 \leq a$ et $v_0 \geq a - R_m \cos \theta$ (ordonnée de N_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$P_P = P(b_A \leq b < b_B) = \frac{b_B - b_A}{b_E - b_A}$$

$$15) \quad P_P = (R_V - R_m + a \cos \theta) / 2 R_V$$

(l'équation 15 est identique à l'équation 9 du 1er cas):

. la probabilité d'avoir un "anneau" est :

$$P_A = P(b_B \leq b < b_C) = \frac{b_C - b_B}{b_E - b_A}$$

$$16) \quad P_A = ((v_0 - a) \cos \theta - n_0 \sin \theta + R_m) / 2 R_v$$

(l'équation 16 est identique à l'équation 10 du 1er cas).

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$P_V = P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$17) \quad P_V = (R_v - n_0 \sin \theta - v_0 \cos \theta) / 2 R_v$$

(l'équation 17 est identique à l'équation 11 du 1er cas).

5ème cas (fig. 27.5.) : si $v_0 > 0$, avec $v_0 \leq a$ et $v_0 < a - R_m \cos \theta$ (ordonnée de N_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$P_P = P(b_A \leq b < b_C) + P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_C - b_A}{b_E - b_A} + \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$18) \quad P_P = (R_v - n_0 \sin \theta) / R_v$$

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$19) \quad P_V = 0$$

. la probabilité d'avoir un "anneau" est alors :

$$P_A = 0$$

6ème cas (fig. 27.6.) : si $v_0 > 0$, avec $v_0 > a$ et $v_0 < R_v \cos \theta$ (ordonnée de M'_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$PP = P(b_A \leq b < b_B) = \frac{b_B - b_A}{b_E - b_A}$$

$$20) \quad PP = (R_v + a \cos \theta - R_m) / 2 R_v$$

(l'équation 20 est identique à l'équation 9 du 1er cas et 15 du 4ème cas).

. la probabilité d'avoir un "anneau" est :

$$PA = P(b_B \leq b < b_C) = \frac{b_C - b_B}{b_E - b_A}$$

$$21) \quad PA = ((v_0 - a) \cos \theta - n_0 \sin \theta + R_m) / 2 R_v$$

(l'équation 21 est identique à l'équation 10 du 1er cas, et 16 du 4ème cas).

. la probabilité d'avoir une "section vide" est :

$$PV = P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$22) \quad PV = (R_v - n_0 \sin \theta - v_0 \cos \theta) / 2 R_v$$

(l'équation 22 est identique à l'équation 11 du 1er cas, 13 du 2ème cas, 17 du 4ème cas et 19 du 5ème cas).

7ème cas (fig. 27.7.) : si $v_0 > 0$, avec $v_0 > a$, $v_0 > a + R_v \cos \theta$ (ordonnée de M'_0) et $v_0 < a + R_m \cos \theta$ (ordonnée de N'_0).

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$PP = P(b_A \leq b < b_B) + P(b_D \leq b < b_E) = \frac{b_B - b_A}{b_E - b_A} + \frac{b_E - b_D}{b_E - b_A}$$

$$23) \quad PP = (2 R_v + (a - v_0) \cos \theta - n_0 \sin \theta - R_m) / 2 R_v$$

. la probabilité d'avoir une "section vide" est nulle ;

$$PV = 0$$

. la probabilité d'avoir un "anneau" est :

$$P_A = P(b_B \leq b < b_C) = \frac{b_C - b_B}{b_E - b_A}$$

$$24) \quad P_A = ((v_0 - a) \cos \theta - n_0 \sin \theta + R_m) / 2 R_v$$

(l'équation 24 est identique à l'équation 10 du 1er cas, 16 du 4ème cas, 21 du 6ème cas).

8ème cas (fig. 27.8. : si $v_0 > 0$, avec $v_0 > a$, $v_0 \gg R_v \cos \theta$ et $v_0 \gg a + R_m \cos \theta$)

. la probabilité d'avoir une "section pleine" est :

$$PP = P(b_A \leq b < b_B) + P(b_F \leq b < b_E)$$

$$PP = \frac{b_B - b_A}{b_E - b_A} + \frac{b_E - b_F}{b_E - b_A}$$

$$25) \quad PP = (-R_m + R_v) / R_v$$

. la probabilité d'avoir un "anneau" est :

$$P_A = P(b_B \leq b < b_C) + P(b_D \leq b < b_F) = \frac{b_C - b_B}{b_E - b_A} + \frac{b_F - b_D}{b_E - b_A}$$

$$26) \quad P_A = (R_m - n_0 \sin \theta) / R_v$$

. la probabilité d'avoir une "section vide" est nulle :

$$P_v = 0$$

VIII.7. EXEMPLE DE VESICULES DE SEGREGATION THEORIQUES.

La probabilité d'observer une figure de remplissage donnée dans un plan de section choisi dépend de R_m/R_v et de a/R_v et a caractérisent la forme du ménisque et le degré de remplissage de la vésicule.

Le degré de remplissage dépend, dans la nature, de la viscosité, de la quantité de liquide disponible dans le voisinage de la vésicule, des possibilités d'échappement et de rétraction du gaz dans les vésicules et de la rapidité du refroidissement. Ces paramètres ne sont pas mesurables au niveau des liquides résiduels et des vésicules.

La courbure du ménisque dépend de la viscosité du liquide résiduel, des forces de rétention au niveau des parois plus ou moins rugueuses de la vésicule, de la pression du gaz dans la vésicule. Ces grandeurs sont difficilement mesurables.

Compte tenu de ce qui vient d'être dit et du fait que l'observation des ménisques n'est possible que dans deux dimensions, il est difficile de choisir un type de remplissage représentant fidèlement la réalité. Aussi, nous nous sommes contentés de choisir arbitrairement R_v , R_m et a de telle sorte qu'ils représentent plusieurs degrés de remplissage et des courbures de ménisques variables afin d'observer l'influence de ces facteurs sur la probabilité d'observer telle ou telle "figure de remplissage".

Les différents cas ont été étudiés à l'aide d'un ordinateur et les résultats sont représentés graphiquement dans les figures 28 et 29. Quelque soit le type de remplissage, il semble que les croissants représentent le type de figure le plus répandu en section. Pourvu que le pendage du plan de section soit suffisamment élevé. Par contre, dans un plan proche de l'horizontale, la probabilité d'observer un croissant est pratiquement nulle.

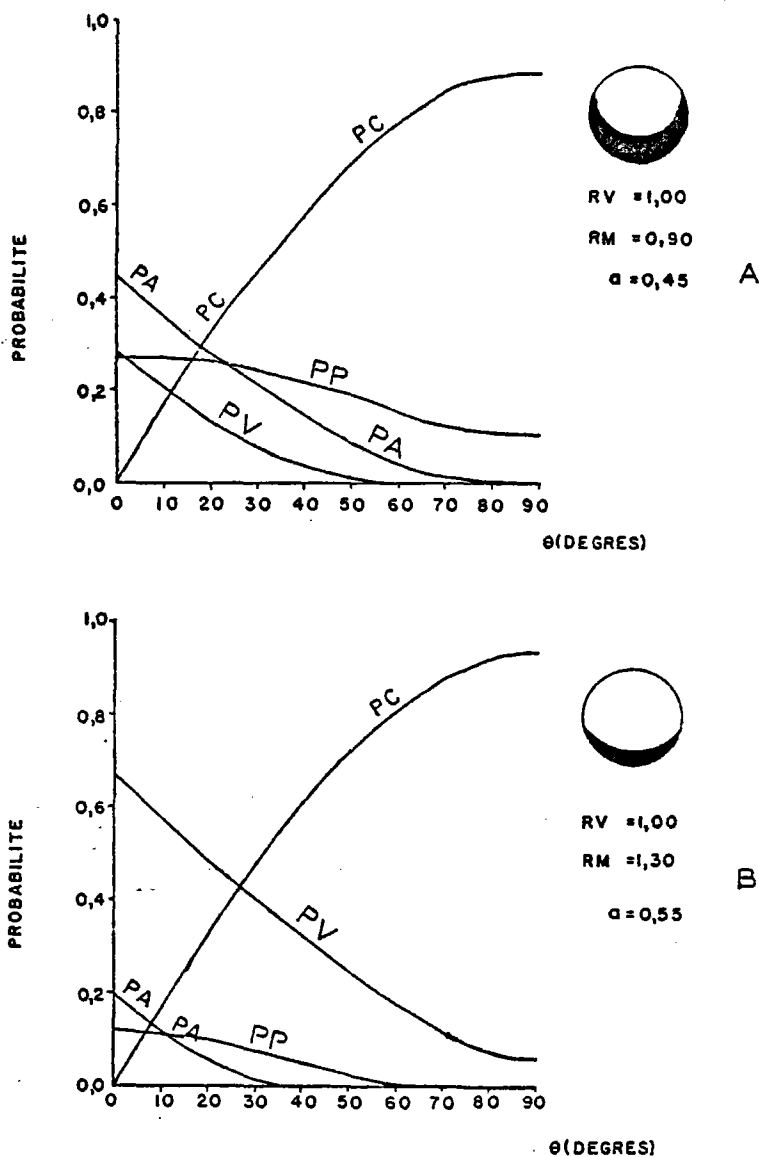


Fig. 28 - Influence du pendage des plans de section d'une vésicule de ségrégation théorique sur la probabilité d'observer une "figure de remplissage". La coupe de la vésicule dans le plan vertical (\bar{N} , \bar{V}) est représentée en haut à droite. (RV = rayon de la sphère-vésicule, RM = rayon de la sphère-ménisque, A = Distance entre les centres des sphères, PC = Probabilité d'avoir un "croissant", PA = Probabilité d'avoir un "anneau", PV = Probabilité d'avoir une "section vide", PP = Probabilité d'avoir une "section pleine").

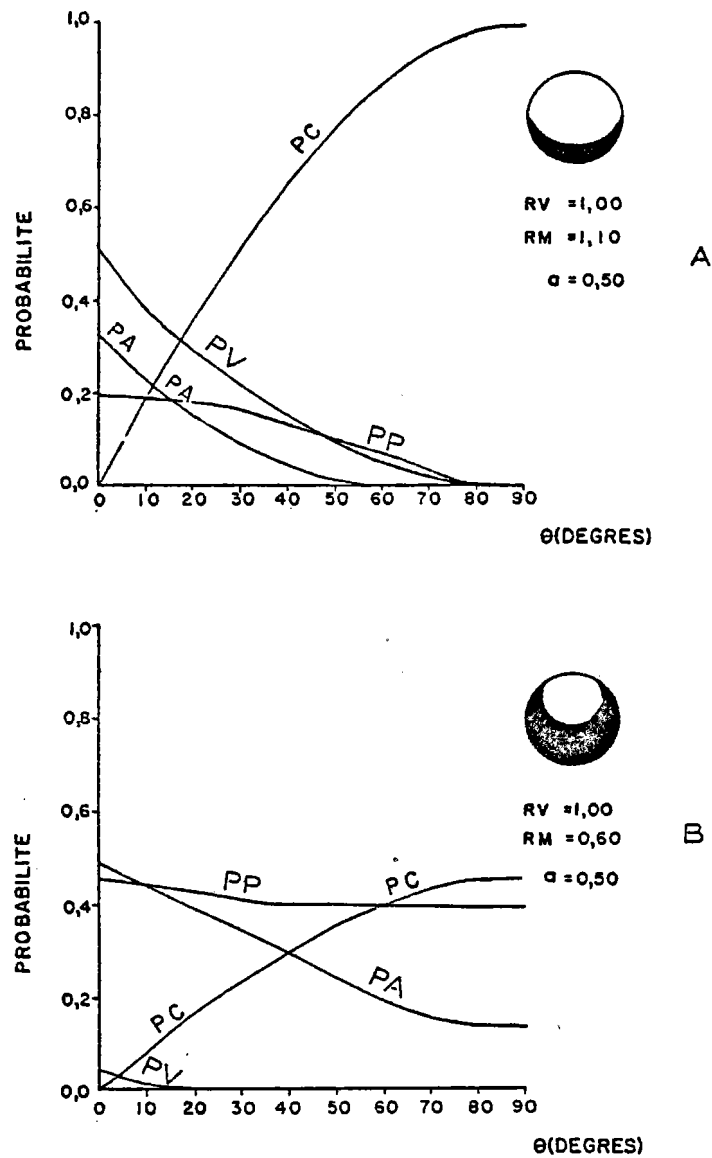


Fig. 29 - Influence du pendage des plans de section d'une vésicule de ségrégation théorique sur la probabilité d'observer une "figure de remplissage". La coupe de la vésicule dans le plan vertical (\bar{N} , \bar{V}) est représentée en haut à droite. (RV = rayon de la sphère-vésicule, RM = rayon de la sphère-ménisque, A = Distance entre les centres des sphères, PC = Probabilité d'avoir un "croissant", PA = Probabilité d'avoir un "anneau", PV = Probabilité d'avoir une "section vide", PP = Probabilité d'avoir une "section pleine").

L'étude d'une vésicule de ségrégation théorique orientée verticalement amène les remarques suivantes :

1) Nous ne pouvons observer les ménisques de vésicules de ségrégation naturelles dans les trois dimensions simultanément. Nous ne pouvons, non plus, déduire le volume réel occupé par le remplissage vésiculaire de l'étude des sections de vésicules de ségrégation naturelles car la forme et la surface du remplissage apparent dépend du pendage et du niveau du plan de section, qui dans la pratique est, à priori, inconnu. Toutefois, nous savons que la courbure du ménisque est moins accentuée que la concavité des croissants observée dans la plupart des plans de section ($R_m \gg R'_m$).

2) Dans la nature, les "sections pleines" sont peu fréquentes, les "anneaux" sont rares, les "croissants" sont nombreux et les "sections vides" très abondantes (voir ch. VII). Par conséquent, il est probable que les types de remplissage réel illustrés par les figures 27.4., à 27.8, 28 A et 29 B, représentent des cas rares ou inexistantes. En effet, si v_0 (expression n° 5) était positif et $R_m/R_v \gg 1$ les "sections pleines" seraient très fréquentes. Avec $v_0 > 0$ et $R_m/R_v < 1$ les "sections pleines" et les "anneaux" seraient abondants. Des remplissages réels caractérisés par $v_0 \leq 0$ et $R_m/R_v \gg 1$ sont donc plus probables dans les roches naturelles. Ceci correspond dans l'ensemble à des remplissages occupant moins de 30% du volume des vésicules.

3) Seules les sections de type "croissant" et "anneau" excentré nous renseignent sur la polarité d'une vésicule. La probabilité d'observer un "croissant" sur une section quelconque est de loin la plus importante dans la plupart des cas de figures étudiés. Cette probabilité est toujours maximale pour un plan de section vertical et minimale pour un plan de section proche du plan horizontal.

4) Dans la nature, les ménisques ne sont pas strictement orientés dans la même direction. Si l'orientation statistique est la verticale, l'observation de "croissants" sera maximale dans un plan vertical et c'est dans ce plan que l'orientation préférentielle de croissants sera la plus marquée. Par contre, les croissants observés dans un plan horizontal présenteront une orientation totalement aléatoire.

CHAPITRE IX

METHODE DE REORIENTATION PAR LES VESICULES DE SEGREGATION APPLICATION A DES ECHANTILLONS DE POLARITE CONNUE

Afin de vérifier que l'orientation préférentielle des vésicules de ségrégation correspond à la direction verticale et que la concavité des ménisques indique le sens du haut, la méthode doit être testée sur des échantillons de polarité connue avec une certaine précision.

L'idéal serait de comparer cette orientation avec la verticale vraie. Malheureusement il est impossible actuellement d'obtenir des échantillons du plancher océanique dont l'orientation exacte, au moment du refroidissement, soit connue.

Les carottages en mer profonde sont maintenant bien positionnés et leur verticalité est correcte. Cependant la polarité des carottes n'est pas obligatoirement celle de la roche au moment de sa mise en place et de son refroidissement.

Les échantillons de basaltes provenant du continent et des îles volcaniques ne comportent pas, à notre connaissance, de produits de ségrégation aux formes régulières et orientées (voir seconde partie).

Les seuls échantillons de polarité connue avec une précision considérée comme suffisante et dont l'orientation est celle qu'avait la roche au moment du refroidissement possèdent des cavités (voir première partie).

Les roches pourvues de cavités qui ont été choisies parmi les échantillons de la collection FAMOUS ont déjà fait l'objet d'une étude de la polarité magnétique (Prévot et al., 1976). Les inclinaisons magnétiques obtenues par ces auteurs paraissent correctes. L'énoncé de la méthode présentée dans ce chapitre a déjà été publié dans l'article de BIDEAU et al. (1977).

IX - 1. TRAITEMENT DES ECHANTILLONS.

Deux échantillons (11 - 17 et 4 - 200) ont été choisis pour leur taille et parce qu'ils possèdent des cavités très typiques. Le plan horizontal est représenté par le plancher des cavités. La direction du haut est donnée par la voute ornée d'expansions rugueuses stalactitiques (Prévot et al., 1976).

Les roches orientées ont été incluses dans un moule de plâtre. Ce moule a la forme d'un parallélogramme. Sa base est parallèle au plan horizontal défini par le plancher des cavités. Les faces verticales du moule de plâtre ont été appelées (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) . L'axe matérialisé par une arête verticale du parallélogramme est appelé \vec{V} et dirigé vers le haut (fig 30).

Les axes \vec{N} et \vec{W} sont horizontaux (fig. 30 a et b).

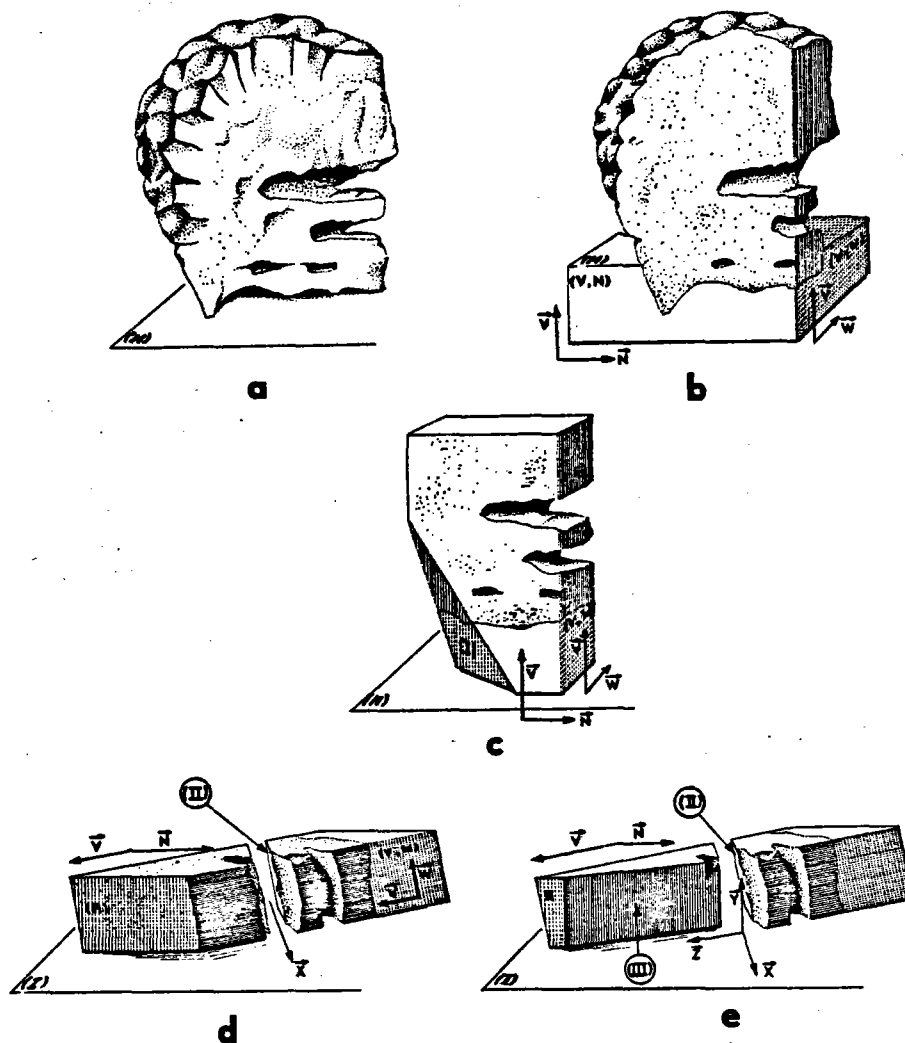


Fig. 30 - Schémas d'un fragment de pillow-lava, hypothétique dont l'orientation est donnée par les cavités. Les schémas b, c, d et e montrent les étapes successives de la préparation de l'échantillon inclus dans un moule de plâtre. \vec{V} représente la verticale orientée vers le haut, (H) est le plan horizontal, (\vec{N}, \vec{W}) . En (b), on a effectué deux sections verticales (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) . En (c), une section (I) quelconque. En (d), l'échantillon repose sur la section (I) et on effectue une coupe (II) perpendiculaire à (I). L'arête commune à (I) et (II) fait apparaître l'axe \vec{X} . En (e) une section (III) perpendiculaire à (I) et (II) crée deux arêtes nouvelles qui matérialisent les axes \vec{Z} et \vec{Y} . Ce plan (I) devient le plan (\vec{Z}, \vec{X}) , (II) le plan (\vec{X}, \vec{Y}) et (III) le plan (\vec{Z}, \vec{Y}) .

Des lames minces ont été confectionnées dans les plans verticaux (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) . Les bordures de ces lames sont placées de telle sorte qu'elles soient précisément parallèles aux vecteurs \vec{V} et \vec{N} (ou \vec{V} et \vec{W}). Ces plans ont été choisis en raison des observations formulées dans le chapitre VIII : la probabilité d'observer des croissants doit être maximale dans un plan vertical.

Des sections ont également été pratiquées dans des plans différents des plans de référence verticaux et horizontaux. Ces plans ont été choisis de telle sorte que leurs intersections forment un repère orthonormé $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$. Ce repère a une orientation connue par rapport au repère de référence $(\vec{N}, \vec{W}, \vec{V})$. Les différents stades de l'opération sont présentés dans les figures 30 c, d et e.

L'appareillage utilisé pour la découpe des sections de roches et la confection des lames minces n'est pas un matériel de haute précision. Au cours des opérations une certaine erreur sur la direction des axes de références peut apparaître. Par exemple, l'angle mesuré entre \vec{X} et \vec{Z} en fin de préparation des lames est de $95^{\circ}5$. Pour les autres axes les écarts sont négligeables.

IX - 2. PRINCIPE DES MESURES.

L'intersection du ménisque théorique et de la sphère vésicule représente le plan horizontal (référence ménisque). Dans une section de vésicule de ségrégation, l'intersection

du plan horizontal et du plan d'observation n'est exprimée que si la figure observée est un croissant ou un anneau excentré.

Dans le cas d'un croissant cette intersection est matérialisée par la ligne joignant les deux coins du croissant. Dans le cas d'un anneau excentré, c'est la perpendiculaire à l'axe de symétrie de la section. La concavité des croissants et la zone la plus étroite des anneaux excentrés donnent le sens du haut.

L'orientation préférentielle des directions horizontales relatives aux vésicules de ségrégation dans le plan d'observation doit donner la direction de l'intersection du plan horizontal vrai avec le plan de section, si l'hypothèse de départ est juste.

La connaissance de deux directions du plan horizontal, dans des plans d'observation différents, suffit pour connaître ce plan. Si une troisième direction peut être obtenue par la mesure statistique de l'orientation des croissants dans un troisième plan, elle permet éventuellement de vérifier le résultat.

Les mesures sont effectuées sur la platine tournante et graduée d'un microscope polarisant. Les lames orientées sont placées au départ de telle sorte que leurs axes repères soient parallèles aux fils du réticule. Une grille très fine est placée dans l'oculaire. Le réseau de lignes formant cette grille est lui-même parallèle aux fils du réticule. La platine est toujours tournée dans le même sens, choisi arbitrairement au départ.

Lorsque les coins du croissant coïncident avec les lignes horizontales de la grille de l'oculaire, l'angle mesuré est $0 + k\pi$. L'incertitude est levée par le choix de l'orientation du croissant en position zéro. Dans la plupart des cas on a considéré que la concavité du croissant, dirigée vers le haut du champ du microscope, représentait la position zéro, mais, dans les premiers échantillons étudiés (11 - 17 et 4 - 200), la possibilité inverse a également été utilisée. Les conditions de mesure sont alors indiquées par un petit schéma en haut et à droite des diagrammes de distribution. Ce schéma indique le croissant en position zéro et le sens de lecture des mesures.

Les mesures obtenues sont classées et reportées sur un histogramme. La moyenne et l'écart type de la distribution sont calculés pour chaque plan de section. Ces moyennes sont reportées sur un diagramme stéréographique où figurent les plans d'observation et les axes de référence. Les valeurs ainsi reportées doivent définir un plan qui est le plan horizontal relatif aux ménisques.

IX - 3. PRESENTATION DES RESULTATS.

Dans les plans verticaux (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) de l'échantillon 11 - 17, les sections en forme de croissant ont leur axe de symétrie orienté statistiquement dans la direction de la verticale (BIDEAU et al. 1977). Leur concavité est dirigée vers le haut (fig. 31)

Dans l'échantillon 4 - 200, la distribution des mesures angulaires de la direction horizontale, obtenue par

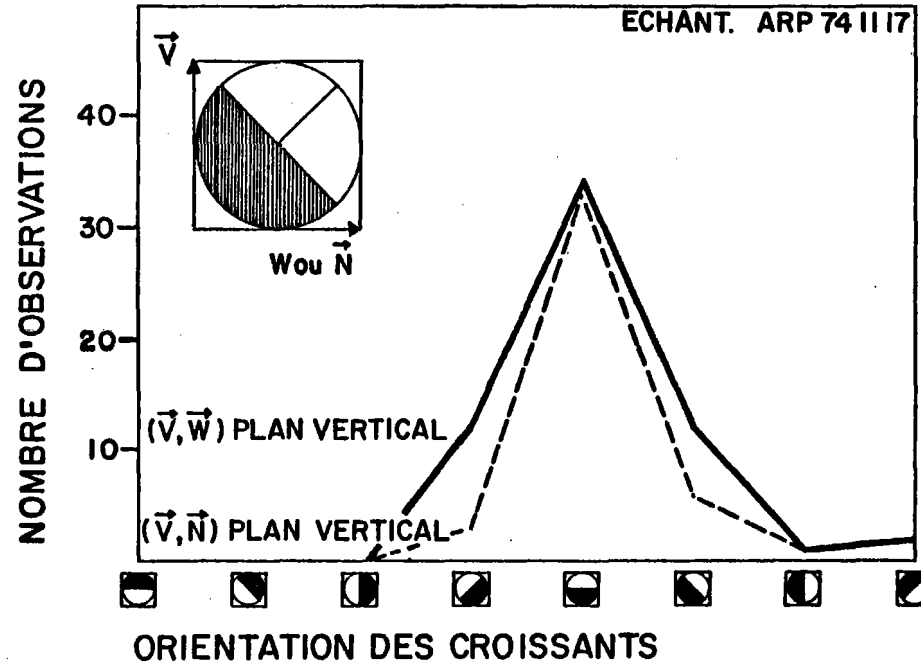


Fig. 31 - Diagramme de fréquence représentant la direction du haut donnée par les "croissants" de vésicules de ségrégation dans deux plans verticaux d'un pillow-lava (Ech. 11-17). L'orientation de l'échantillon est donnée par les cavités. Les demi-cercles noirs indiquent l'orientation des croissants. L'orientation de la section est donnée par les arêtes des carrés suivant le modèle présenté en haut à gauche. \vec{V} est l'axe vertical orienté vers le haut, \vec{W} ou \vec{N} est l'axe horizontal du plan de section. Le nombre de lames minces utilisé dans les sections (\vec{V}, \vec{W}) et (\vec{V}, \vec{N}) est respectivement 5 et 3.

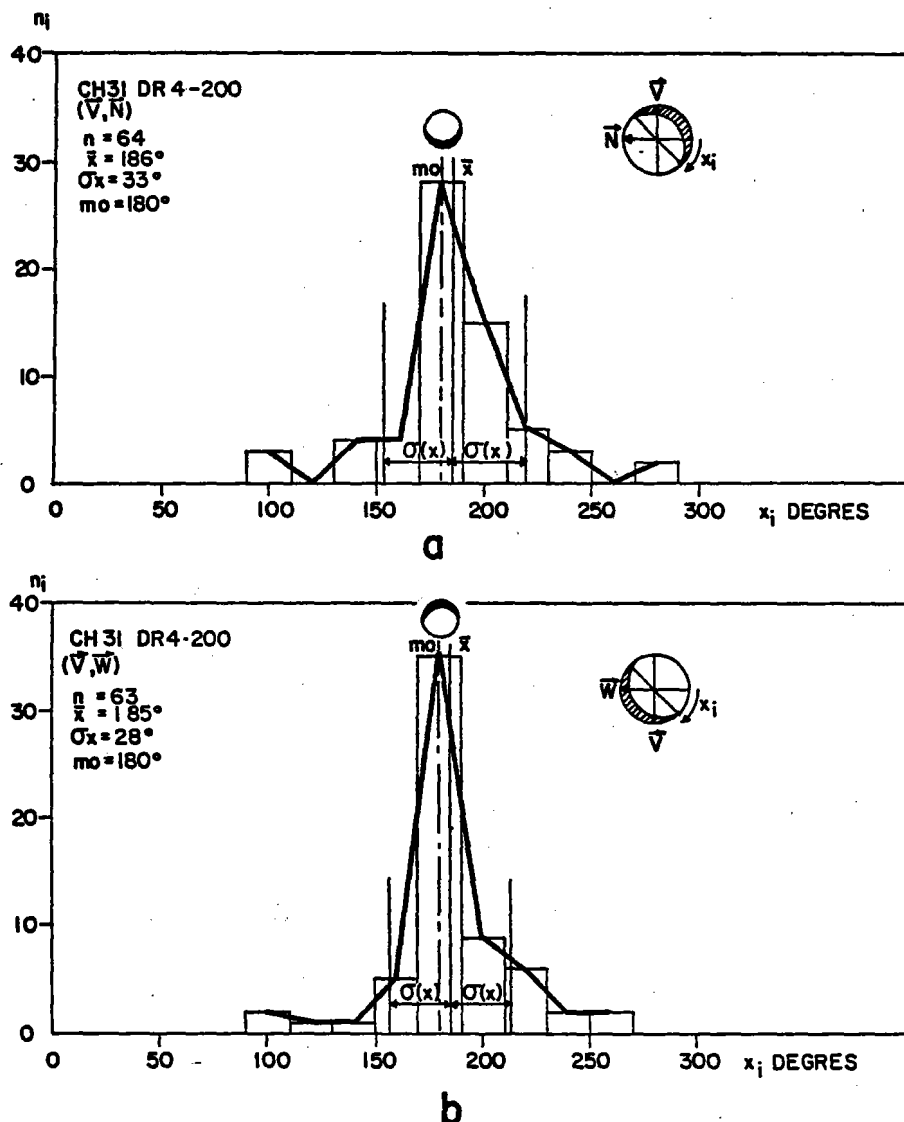


Fig. 32 - Diagrammes de fréquence montrant la distribution de l'orientation préférentielle des "croissants" de produit de ségrégation dans deux plans verticaux d'un échantillon dont l'orientation est connue par les cavités (DR4 - 200). Quatre lames minces ont été utilisées dans chaque plan (\bar{V}, \bar{N}) et (\bar{V}, \bar{W}). Le sens de lecture des angles de la direction horizontale-croissant avec la direction horizontale-cavité est donné par le schéma en haut à droite de chaque diagramme. L'orientation choisie pour la concavité du croissant en position zéro est également indiquée. En a) la lecture a été faite de $-\bar{N}$ vers $-\bar{V}$, le croissant étant dirigé vers \bar{V} en position 0. En b) la lecture a été faite de $-\bar{W}$ vers $-\bar{V}$, le croissant étant dirigé vers \bar{V} en position 0. \bar{x} = moyenne arithmétique, n = nombre total de mesures, n_i = fréquence absolue, x_i = valeur angulaire de l'angle entre la direction horizontale-croissant et un des axes de la section. σ = écart type.

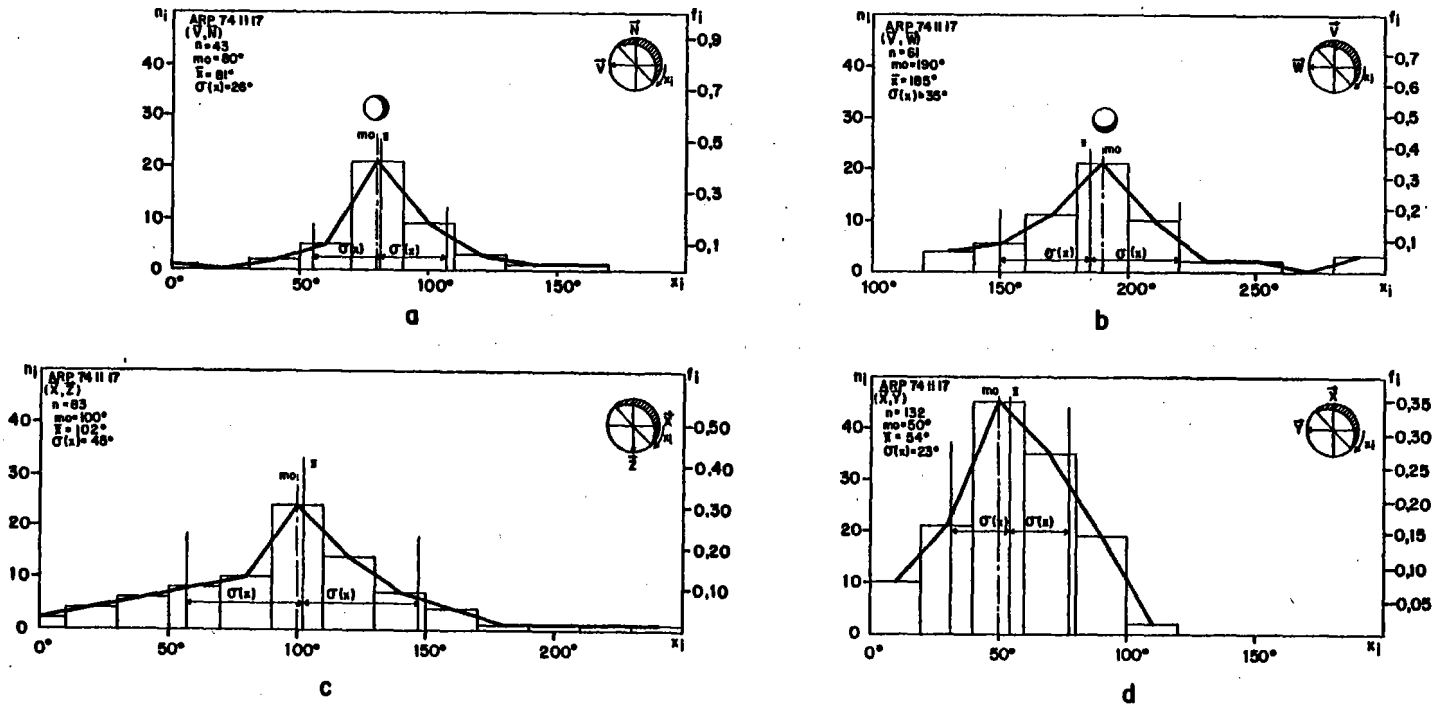


Fig. 33 - Diagrammes de fréquence montrant l'orientation préférentielle des "croissants" de matériel de ségrégation dans les sections d'un fragment de pillow-lava (Ech. 11-17) dont l'orientation est connu par les cavités, a et b représentent la distribution des mesures dans deux plans verticaux (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}). C et d représentent la distribution des mesures dans deux plans quelconques (\vec{Z}, \vec{X}) et (\vec{X}, \vec{Y}) perpendiculaires entre eux. Le sens de lecture des angles est donné par le schéma en haut à droite de chaque diagramme. L'orientation du "croissant" en position zéro est également donnée. n = nombre de mesures, n_i = fréquence absolue, x_i = valeurs angulaires, \bar{x} = moyenne arithmétique, $\sigma_{\bar{x}}$ = écart type, mo = mode, f_i = fréquence relative. Le nombre de lames utilisées est : a (3), b (5), c (5), d (4).

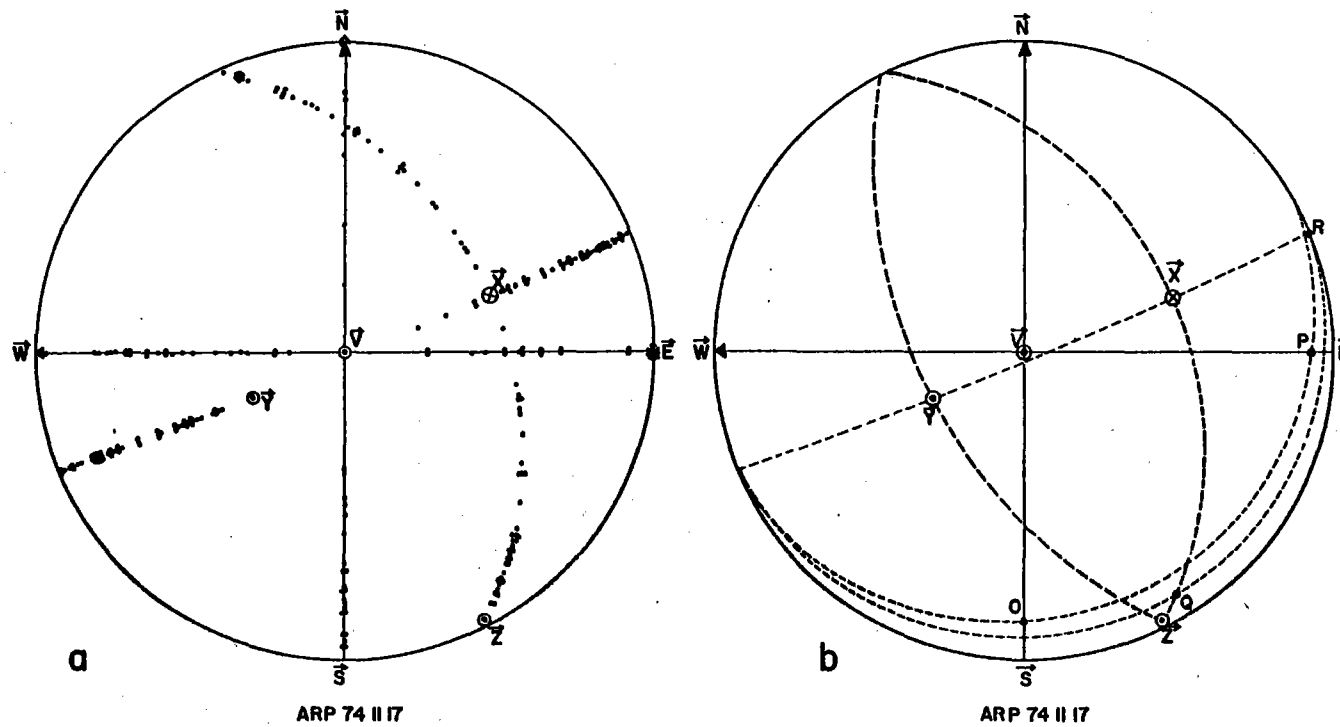


Fig. 34 - a) Représentation des directions horizontales relatives aux "croissants" sur un diagramme stéréographique (hémisphère inférieur) dans les plans (\vec{V}, \vec{N}) , (\vec{V}, \vec{W}) déterminés par les cavités et dans les plans (\vec{X}, \vec{Y}) et (\vec{Z}, \vec{X}) . \odot représente un axe dirigé vers le haut, \ominus représente un axe dirigé vers le bas, \bullet représente les directions horizontales des croissants.

b) Représentation des plans équatoriaux (O, P) et (Q, R) moyens des ménisques obtenus en utilisant la moyenne des directions horizontales relatives aux croissants dans les quatre plans verticaux et quelconques pris deux à deux : (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) ; (\vec{X}, \vec{Z}) et (\vec{X}, \vec{Y}) dans le même échantillon (11-17). Les plans (O, P) et (Q, R) obtenus ont un écart de 10° et 5° seulement avec le plan horizontal relatif aux cavités (\vec{W}, \vec{N}) .

les croissants, dans des plans verticaux (référence cavités), montre un maximum très net (fig. 32) qui correspond précisément à la direction horizontale donnée par les cavités.

Les mesures effectuées sur l'échantillon 11 - 17 (fig. 33 a et b) dans les plans (\vec{V}, \vec{N}) et (\vec{V}, \vec{W}) donnent des résultats similaires. Dans ce dernier cas la valeur de l'écart type des angles mesurés voisine 30° . Mais le mode est très bien défini et très proche de la moyenne arithmétique.

Si l'on considère que les moyennes arithmétiques sont représentative de la direction horizontale obtenue par les vésicules de ségrégation dans le plan d'observation, elle définissent un plan (O,P) qui peut être représenté graphiquement en utilisant une projection stéréographique (fig. 34). Ce plan s'écarte d'environ 10° du plan horizontal de référence (fig. 34b). Cet écart est acceptable car il est probable que le plan de référence défini par les cavités ne représente pas strictement le plan horizontal vrai.

Pour vérifier la reproductibilité de cette orientation et pour étendre la méthode à des échantillons de roches océaniques de polarité inconnue, une réorientation a été tentée à partir de sections quelconques. Ces sections forment un repère $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ orthonormé dont l'orientation est connue dans le repère de référence $(\vec{N}, \vec{W}, \vec{V})$.

Les valeurs angulaires de la direction horizontale définie par les croissants dans les plans (\vec{X}, \vec{Y}) et (\vec{X}, \vec{Z}) montrent un pic distinct (fig. 33 c et d). Si les moyennes arithmétiques (\bar{X}) sont prises pour représenter la direction horizontale dans (\vec{X}, \vec{Y}) et (\vec{X}, \vec{Z}) , elles définissent un plan (Q,R) qui s'écarte de 5° par rapport au plan horizontal de référence (fig. 34 b).

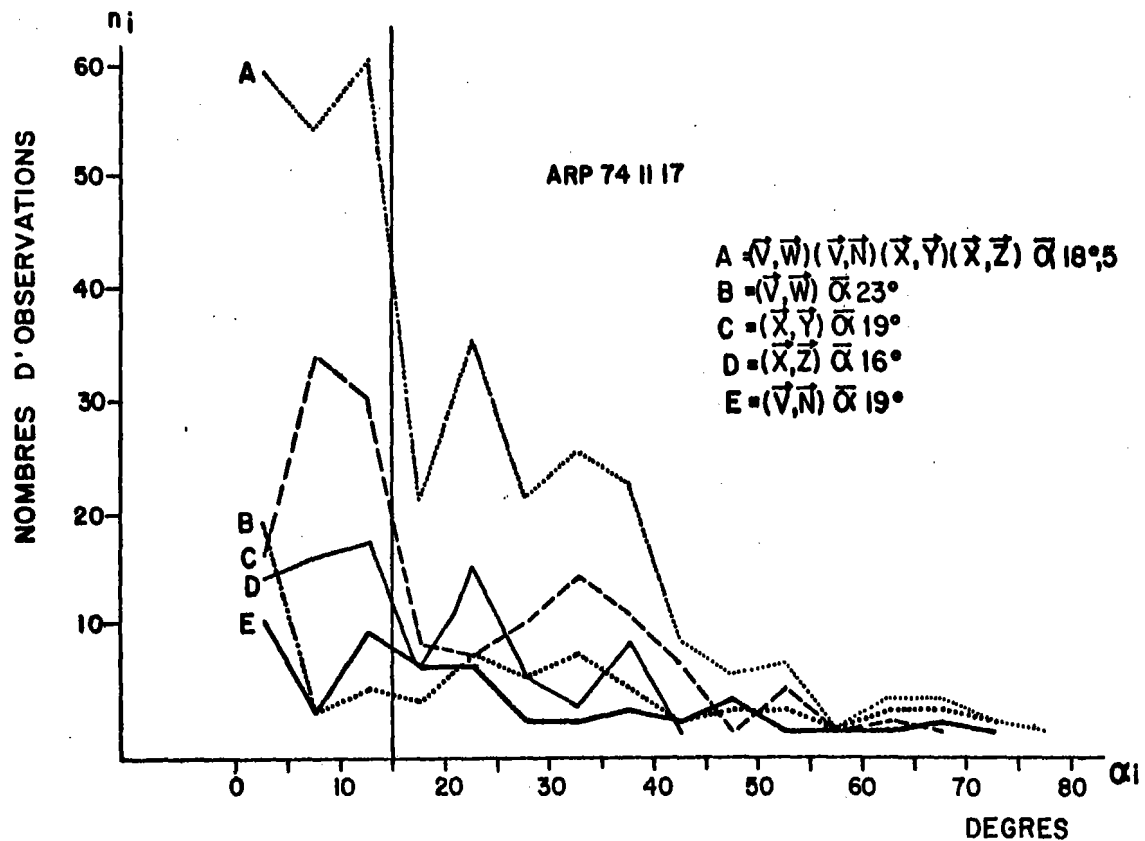


Fig. 35 - Diagramme de fréquence montrant la déviation angulaire apparente de la verticale (\bar{V}) de référence avec la perpendiculaire aux directions horizontales des "croissants" dans un plan vertical pour les différentes sections (\bar{V}, \bar{N}) , (\bar{V}, \bar{W}) , (\bar{X}, \bar{Y}) , (\bar{X}, \bar{Z}) . La déviation serait réelle si les sections étaient verticales et perpendiculaires au plan équatorial des vésicules. La déviation angulaire apparente de la direction horizontale moyenne de chaque plan est également représentée. Nombre de sections utilisées : A (17), B (5), C (4), D (5), E (3).

Le troisième plan (\vec{Y}, \vec{Z}) a été coupé très près de la croute vitreuse, les varioles sont très abondantes et les vésicules de ségrégation sont rares. L'étude de l'orientation des croissants ne peut donc pas être pratiquée.

Si l'on mesure graphiquement la déviation des directions horizontales relatives aux vésicules de ségrégation par rapport au plan horizontal obtenu par les cavités pour les plans (\vec{V}, \vec{W}), (\vec{V}, \vec{N}), (\vec{X}, \vec{Y}), (\vec{X}, \vec{Z}) on constate (fig. 35) que la plupart des valeurs angulaires obtenue pour cette déviation est inférieure à 15° .

La distribution des valeurs angulaires est très étalée (fig. 33). Ce fait peut-être dû à l'intervention de plusieurs facteurs :

- 1) La destruction des parois vésiculaires lors de la confection des lames minces.
- 2) Les variations de viscosité du liquide résiduel d'un échantillon à l'autre ou dans un même échantillon.
- 3) Le taux de cristallisation des roches qui varie avec la vitesse de refroidissement et donc la distance à la croute vitreuse.
- 4) Les vésicules dont la forme n'est pas parfaitement sphérique.
- 5) La solidification précoce des produits de ségrégation.
- 6) L'existence de deux générations de vésicule de ségrégation dans un même échantillon donnant naissance à une distribution

bimodale des produits de remplissages tapissant le fond des vésicules (ce cas a rarement été observé, voir chapitre XI).

Cependant, cette étude montre que la gravité a joué un rôle important dans le processus de formation des vésicules de ségrégation des basaltes sous-marins. Une nouvelle méthode de réorientation est née. Elle permet de retrouver la verticale des roches au moment de leur refroidissement. L'écart angulaire de 15 degrés, trouvé entre les axes verticaux obtenues par la méthode des vésicules et la méthode des cavités est acceptable pour accéder à la polarité magnétique, en dehors d'une bande de 20 degrés de latitude centrée sur le paléo-équateur.

La méthode de réorientation par les vésicules de ségrégation est potentiellement applicable à de petits échantillons. Les mesures doivent, toutefois, être préférentiellement pratiquées au coeur des roches, puisque c'est la dernière zone refroidie. L'intérêt principal de cette méthode est sans doute qu'elle peut être appliquée à des roches draguées et éventuellement permettre de confirmer la stabilité de la verticale de roches carottées.

CHAPITRE X

APPLICATION DE LA METHODE DE REORIENTATION PAR LES VESICULES DE SEGREGATION A L'ETUDE DE LA POLARITE MAGNETIQUE DES BASALTES

Lorsque les produits de ségrégation pénètrent dans les vésicules, la phase encore liquide représente moins de 30 % du volume de la roche. A ce stade la température de la lave est très proche du solidus. Cette température est beaucoup plus élevée que le point de CURIE à partir duquel les basaltes commencent à acquérir leur aimantation.

Si l'on considère qu'entre ces deux stades les roches n'ont pas subi de rotation l'étude de la polarité magnétique peut être envisagée.

Un nombre important de fragments de roches prélevées dans la collection FAMOUS avaient été confié au laboratoire de paléomagnétisme de St MAUR en vu d'une étude de leur aimantation (étude effectuée par A. Le Caille, M. Prévot et J.C Tanguy). Ces roches englobées dans un moule de plâtre en forme de parallélogramme et orientées dans un trièdre $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ défini par les arêtes du moule, paraissaient donc toutes indiquées pour faire l'objet d'une réorientation par la méthode des vésicules de ségrégation et d'une étude de la polarité magnétique.

Les échantillons, qui avaient été, au départ, choisis avec un souci d'économie de matériel, ont une taille réduite. Il a toutefois été possible de confectionner une lame mince dans chaque plan (\vec{X}, \vec{Y}) , (\vec{Y}, \vec{Z}) , (\vec{X}, \vec{Z}) . Ces lames sont orientées de telle sorte que leur bords soient parallèles aux axes \vec{X} et

\vec{Y} , \vec{X} et \vec{Z} , \vec{Z} et \vec{Y} du trièdre. L'orientation des axes correspondant est indiquée sur chaque lame.

X.1. MESURE DE L'ORIENTATION.

La façon de procéder est la même que celle décrite au chapitre précédent. Avant chaque série de mesure, la lame est placée sur la platine tournante d'un microscope et fixée grâce à une surplatine. L'orientation de la lame en position zéro est telle que ses bords soient parallèles aux fils du réticule et de la grille introduite dans un des oculaires. La direction des axes repères est notée soigneusement en tête du tableau de mesures ainsi que le sens de rotation de la platine et l'orientation du croissant, considérée arbitrairement en position zéro.

La lame est déplacée parallèlement à ses axes grâce à la surplatine. Chaque fois qu'un croissant apparaît dans le champ d'observation, la platine est tournée dans le sens noté, jusqu'à ce que les coins du croissant coïncident avec une ligne horizontale de la grille, la concavité étant tournée dans la direction choisie comme zéro de référence. La lecture des valeurs angulaires se fait directement sur la platine du microscope.

X.2. TRAITEMENT DES MESURES D'ORIENTATION.

Le chapitre IX a révélé que la distribution des valeurs angulaires de la direction horizontale des ménisques dans le plan de section montrait une dispersion assez forte (une étendue assez grande).

Si l'on tient compte du fait que les mesures avaient été effectuées dans des plans particuliers et que le nombre de lames étudiées dans chaque plan avait permis la détermination d'un nombre assez important de données, on peut s'attendre à ce que, dans le cas de sections quelconques, l'étude d'une seule lame par plan conduise à une distribution des valeurs angulaires encore plus dispersée (plus étendue).

Dans ces conditions, la loi normale de GAUSS n'est plus indiquée pour le traitement statistique des données. En effet, elle ne tient compte ni de l'aspect périodique de la distribution, ni du caractère polarisé des mesures. Pour un croissant, orienté de telle sorte que ses deux coins coïncident avec une direction de la grille de référence, la lecture de l'angle diffère de 180° selon que la concavité du croissant est dirigée vers le haut ou vers le bas du champ visuel.

FISHER (1953) s'est intéressé à la distribution de grandeurs vectorielles par rapport au pôle d'une sphère centrée sur le point de concours de tous les vecteurs unitaires. La densité de probabilité de trouver un point dans une direction faisant un angle α avec le pôle est donnée par la relation :

$$d = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K} e^{K \cos \alpha}$$

K est le facteur de concentration de la distribution. Il définit la précision. On démontre que la probabilité de trouver un point à α degrés du pôle dans l'intervalle infiniment petit $d\alpha$ est :

$$27) \quad P(\alpha, d\alpha) = \frac{K}{2 \operatorname{sh} K} e^{K \cos \alpha} \sin \alpha d\alpha$$

Si l'on connaît la précision (K) et le pôle, il est possible de déterminer l'angle de dispersion (α_{95}). On détermine en

fait le demi-angle au sommet dans lequel sont situés 95% des vecteurs.

X.2.1. Distribution théorique.

La probabilité de trouver un vecteur entre 0 et α_0 s'écrit :

$$P(0, \alpha_0) = \frac{K}{2 \operatorname{sh} K} \int_0^{\alpha_0} e^{K \cos \alpha} \sin \alpha \, d\alpha$$

$$\int e^{K \cos \alpha} \sin \alpha \, d\alpha = -\frac{1}{K} e^{K \cos \alpha}$$

28)
$$P(0, \alpha_0) = -\frac{1}{2 \operatorname{sh} K} (e^{K \cos \alpha_0} - e^K).$$

Si K est grand ($K > 3$) : $2 \operatorname{sh} K = e^K - e^{-K} \simeq e^K$ et
 $P(0, \alpha_0) \simeq 1 - e^K (\cos \alpha_0 - 1)$

La probabilité de trouver un vecteur en dehors du cône est :

$$P(\alpha > \alpha_0) = 1 - P(0, \alpha_0) \simeq e^{-K} (1 - \cos \alpha_0)$$

$$1 - \cos \alpha_0 \simeq \frac{\operatorname{Log}_e P(\alpha > \alpha_0)}{K}$$

Si α_0 est petit : $1 - \cos \alpha_0 \simeq \alpha_0^2/2$ et :

$$\alpha_0 \simeq \frac{\sqrt{-2 \log_e P(\alpha > \alpha_0)}}{\sqrt{K}}$$

pour $P(\alpha > \alpha_0) = 0,05$ $\alpha_{95} \text{ (degrés)} \simeq \frac{140}{\sqrt{K}}$

NB. - Dans une distribution normale, 68% des valeurs sont situées dans l'écart type ou déviation standard angulaire. Pour une distribution de FISHER, seulement 63% des directions sont situées dans cette déviation : $\alpha_{63} \simeq 81/\sqrt{K}$.

X.2.2. Distribution expérimentale.

Si l'on ne connaît ni le pôle, ni le facteur de concentration (K), on peut chercher à les déterminer. On suppose que la distribution observée est Fishérienne. Selon FISHER (1953), la meilleure estimation du pôle est le vecteur somme des vecteurs expérimentaux. Pour chaque échantillon, on calcule la déclinaison (D) et l'inclinaison (I) du vecteur. D varie de -180° à $+180^\circ$, I de -90° à $+90^\circ$.

Les composantes des différents vecteurs unitaires dans un trièdre (\vec{X} , \vec{Y} , \vec{Z}) sont :

$$X_i = \cos I_i \cos D_i$$

$$Y_i = \cos I_i \sin D_i$$

$$Z_i = \sin I_i$$

La déclinaison et l'inclinaison du pôle estimé (D_m et I_m) sont :

$$D_m = \arctg \frac{\sum Y_i}{\sum X_i} \quad I_m = \arcsin \frac{\sum Z_i}{R}$$

$$\text{avec } R^2 = (\sum X_i)^2 + (\sum Y_i)^2 + (\sum Z_i)^2$$

Dans ce cas, la meilleure estimation de K est : $K = \frac{N-1}{N-R}$

Les N directions sont liées au pôle qu'elles servent à déterminer, on perd un degré de liberté.

FISHER a montré que le demi-angle au sommet du cône dans lequel le pôle réel a 95% de chance de se trouver est :

$$\alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{KN}} \quad \text{Si } (K > 3)$$

Dans notre cas, les mesures sont faites dans un plan. Puisque la probabilité d'avoir une section en forme de croissant n'est pas la même pour tous les plans de sections, la distribution des écarts angulaires de la direction horizontale dans un plan n'est pas directement comparable à la distribution observée dans un autre plan.

Considérons : $I = 0$, dans ce cas

$$X_i = \cos D_i$$

$$Y_i = \sin D_i$$

$$Z_i = 0$$

$$X_m = \sum X_i$$

$$Y_m = \sum Y_i$$

$$Z_m = 0$$

$$\text{Moyenne : } D_m = \text{arc tg } \frac{\sum Y_i}{\sum X_i}$$

$$R^2 = \sum Y_i^2 + \sum X_i^2$$

$$\text{Précision : } K = \frac{N - 1}{N - R}$$

$$\text{Dispersion } \alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{KN}}$$

$$\text{Ecart type } = \sigma = \frac{81}{\sqrt{K}}$$

Ces paramètres ont été calculés pour chaque plan d'observation (Tableaux 20 à 25). D_m représente l'écart angulaire moyen de la direction horizontale des croissants par rapport à l'un des axes de chaque lame mince.

X.3. INCLINAISON MAGNETIQUE.

L'inclinaison magnétique peut être obtenue de manière graphique ou mathématique.

X.3.1. Méthode mathématique.

La déclinaison (d) et l'inclinaison (p) de la verticale sont obtenus graphiquement (v. §X.3.2.).

On connaît également l'orientation du vecteur aimantation J dans le trièdre $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ de référence (A. LECAILLE - communication personnelle).

Les mesures paléomagnétiques ont été effectuées au laboratoire de St Maur par A. LECAILLE, M. PREVOT, J.C. TANGUY, l'appareil utilisé est un inductomètre à rotation continue.

Les coordonnées de \vec{V} (Vecteur vertical) et \vec{J} (Vecteur champ) dans $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ permettent de calculer leur angle J . L'inclinaison trouvée I est l'angle complémentaire de J . Cette méthode est moins rapide, mais plus précise que la méthode graphique; les valeurs trouvées par les deux méthodes sont cependant voisines et c'est la seconde qui a été choisie.

X.3.2. Méthode graphique.

Les coordonnées du vecteur aimantation \vec{J} dans $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ permettent de le reporter sur le diagramme en projection stéréographique utilisé pour obtenir \vec{V} .

Lorsque, dans un échantillon, la dispersion n'est pas trop grande pour au moins deux plans, les valeurs D_m et α_{95} de ces plans sont reportées sur un diagramme stéréographique orienté suivant le trièdre $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$. (\vec{X}, \vec{Y}) est le plan équatorial dans la demi-sphère inférieure utilisée pour la projection. \vec{X} est arbitrairement dirigé vers l'Ouest, \vec{Y} vers le Nord. L'orientation des trièdres n'ayant pas été effectuée par la même personne, certains sont inverses et d'autres directs (voir tableau 20 à 25). \vec{Z} est donc dirigé vers le haut pour les trièdres Inverses et vers le bas pour les trièdres Directs.

Les valeurs de D_m et α_{95} permettent de déterminer graphiquement le lieu des plans horizontaux (Référence ménisque) compatibles avec la direction horizontale obtenue par les croissants pour, au moins, deux plans d'observation. Le lieu des pôles (exemple fig . 36 et 37) de ces plans horizontaux représente la direction verticale relative aux ménisques. Le sens du bas est donné par la concavité des croissants qui doit être compatible pour les trois sections (\vec{X}, \vec{Y}) , (\vec{Y}, \vec{Z}) et (\vec{Z}, \vec{X}) .

Le vecteur vertical relatif aux ménisques est choisi au centre du lieu des pôles obtenus. Ce vecteur \vec{V}_m est réperé dans le trièdre $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ par son pendage (ou inclinaison) P et sa direction (ou déclinaison) d (voir tableau 20 à 25).

P est mesuré par rapport au plan \vec{X}, \vec{Y} vers $-\vec{Z}$ pour les trièdres inverses et vers $+\vec{Z}$ pour les trièdres directs. d est mesuré par rapport à \vec{Y} , dans le plan (\vec{X}, \vec{Y}) et dans le sens inverse des aiguilles d'une montre.

TABLEAU N° 20 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech. *	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95 %	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (p)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
DR09 106		32	10°	22°	1,2	72°	Inverse	26° ± 16°	152 ± 15°	+ y et + x	2	26
		39	119°	15°	2	54°						
		30	242°	15°	2,7	49						
DR09 103B		47	184°	11,5°	3	45°	Inverse	5° ± 1°	140° ± 5°	- x et - y	3	32
		47	21°	14°	2	55°						
		64	224°	11°	2	50°						
DR04 104B		26	326°	16°	3	46°	Inverse	19° ± 11°	34° ± 16°	+ x et - y	3	- 61
		67	206°	12°	2	56°						
		31	207°	18°	2	58°						
Cyp31- 35		28	86°	13°	4	39°	Direct	12° ± 14°	94° ± 2,5	- x	3	- 23
		47	160°	18°	1,2	73°						
		41	93°	11°	4	41°						
DR06 100G4		47	77°	13°	2	53°	Inverse	43° ± 19°	120° ± 30°	+ x et + y	2	- 8
		26	46°	19°	2	57°						
		31	21°	20°	1,5	66°						
Cyp 74 31		108	121°	9°	2	56°	Inverse	54° ± 21°	211° ± 9°	y et z	2	35
		26	212°	18°	2	54°						

* (pour la numérotation complète des échantillons v. ch. IV tableaux 1&2)

TABLEAU N° 21 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech. *	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95 %	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (P)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
Cyp 74 10c		59	8°	9°	4	39°	Direct	75° ± 10°	49° ± 28°	- z	3	39
		46	103°	7°	9	27°						
		16	139°	28°	1,5	65°						
DR01 100B		12	228°	6°	37	13°	Inverse	19° ± 14°	42° ± 6°	+y, - z	2	4
		15	65°	17°	4	39°						
		2	230°	68°	2	55°						
DR10 108		18	145°	27°	1,5	65°	Inverse	4° ± 14°	149° ± 32°	- z	3	- 42
		30	88°	10°	6	33°						
		26	273°	10°	8	29°						
DR06 106		26	161°	19°	2	57°	Inverse	18° ± 12°	37° ± 12°	+ y et - z	2	- 42
		70	334°	12°	2	57°						
		39	35°	12°	3	46°						
DR10 104		21	280°	23°	1,7	62°	Inverse			?	Abandonné	
		13	10°	29°	1,7	61°						
		47	320°	16°	1,7	62°						
DR08 107B		20	72°	16°	4	41°	Inverse	37° ± 13°	110° ± 19°	- x et - z	3	- 17
		61	232°	12°	2	54°						
		25	341°	24°	1,3	71°						
DR06 105		26	160°	18°	2	52°	Inverse	26° ± 15°	255° ± 15°	z et -x	2	54
		34	26°	16°	2	55°						
		17	230	19° 5	3	46°W						

TABLEAU N° 22 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech.	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95 %	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (P)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
DR12 100A		63	261°	8°	4	39°	Inverse	65° ± 12°	294 ± 24°	+ x + z	3	49°
		38	61°	12°	3	45°						
		51	66°	8°	5	35°						
ARP 13 - 4		34	257°	15°	2	50°	Direct	0 ± 9°	86,5 ± 11°	+ x	3	55°
		34	273°	12°	4	42°						
		19	164°	22°	2	57°						
ARP 73 7 - 01		32	174°	12°	4	40°	Direct	9° ± 9°	353 ± 7°	+ y	3	14°
		38	264°	8°	7	30°						
		29	334°	16°	2	51°						
ARP 74 7 - 9		33	19°	10°	6	33°	Direct	- 68 ± 12	34,5 ± 34°	- z	2	23°
		63	190°	12°	2	57°						
		37	70°	22°	1	76°						
ARP 73 10 - 3		37	62	18	2	62	Direct	27° ± 13°	-55° ± 25°	- x, - y, - z	2	- 36
		23	211°	16°	3	45°						
		33	136,2	12,1	4,0	40°						
DRO4 107D		16	115°	31,5°	1,23	73°	Inverse	49° ± 18°	35° ± 20°	+ z	2	- 8
		30	33,7°	16°	2,5	51°						
		26	122,6°	18°	2,4	52°						

TABLEAU N° 23 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech.	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95%	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (p)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
CYP 74 31 -40		102	106	10,4	1,8	60,8	D	73	115°	+ z	1	-38°
	78	352	11,9	1,8	60,8							
	49	94°6	17°3	1,3	69,9							
DR12 102		85	298	9°	3	48°	I	62° ± 10	12°5±11°	y et -z	3	0°
	137	96	6°	4	40°							
	91	7°	11°	2	62°							
DR03 111B		26	8°	19°	2	55°	I	9° ± 5°	160°± 10	- y	3	59°
	33	204°	14°	3	46°							
	26	119°	12°	5	36°							
ARP 74 9 - 12		46	91°	14°	2	55°		9° ± 11°	143° ±12°	- x - y	3	11°
	42	126°	12°	3	45°							
	26	99°	16°	3	46°							
DR04 105		44	45°	15°	2	58°				?	Abandonné	
	69	64°	13°	1,5	66°							
	60	7°	14°	1,6	64°							
DR12 103		37	153°	10°	5	37°	I	58° ± 12°	233°	- y, -z	3	01°
	47	20°	11°	3	43°							
	62	147°	14°	1,6	64°							

TABLEAU N° 24 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech.	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95 %	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (P)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
DR04 100A1		33	99°	2,5°	94	8°	Inverse	04° ± 1°	351° ± 2°	y	2	51
		12	44°	25,2°	15	25°						
		61	90°	4,6°	2,5	20°						
DR3 104 B		41	268°	6°	14	22°	Inverse	90 ± 4°	76 ± 34°	- z	2	34
		49	90°	4°	22	17°						
		10	347°	35°	2	63°						
9 - 12 (b)		32	209°	20°	2,4	52°	Inverse	3° ± 9°	4 ± 10°	y	3	25
		43	181°	11°	6	33°						
		22	257°	21°	3	45°						
DR12 100c		32	253°	11°	21	18°	Inverse	54° ± 19	204 ± 10°	- z et - y	2	42
		23	62°	22°	2	53°						
		29	271	17°	5	35°						
DR6 1388		25	27°	13°	4	39°	Inverse	4° ± 10°	116 ± 13°	x et y	3	1
		26	180°	13°	5	38°						
		25	102°	21°	2	61°						
DR03 - 115		38	165°	8°	7	30°	Inverse	41° ± 7°	17° ± 6°	y, - z, - x	3	44
		17	223°	7°	22	17°						
		31	66°	8°	9	28°						
DR09 1393		54	1°	11°	3	46°	Inverse	1° ± 10°	91° ± 8°	- x	2	25
		31	161°	18°	2	58°						
		26	139°	23°	1,4	68°						

TABLERAU N° 25 : Résultats des réorientations de roches de la collection FAMOUS par la méthode des vésicules de ségrégation.

N° Ech.	PLAN	Nbre de mesures	Moyenne	Incertitude 95 %	k	Ecart type	Trièdre	Pendage de V (p)	Direction de V (d)	Bas vers	Plans utilisables	Inclinaison
DRO2 123		5	150°	45°	2	59°	Inverse	10° ± 17°	174 ± 9°	- z	3	- 39
		8	55°	11°	21	18°						
		4	230°	43°	3	49°						
ARP 7-8 (2)		7	198°	13°	17	19°	Inverse	76 ± 1°	26° ± 3°	- z	3	34
		8	93°	26°	3	43°						
		9	272°	13°	12	23°						
ARP 7-8 (3)		7	241°	16°	10	25°	Inverse	60° ± 15°	175° ± 46°	- z	3	16
		8	84°	22°	5	37°						
		7	86°	46°	1,3	70°						

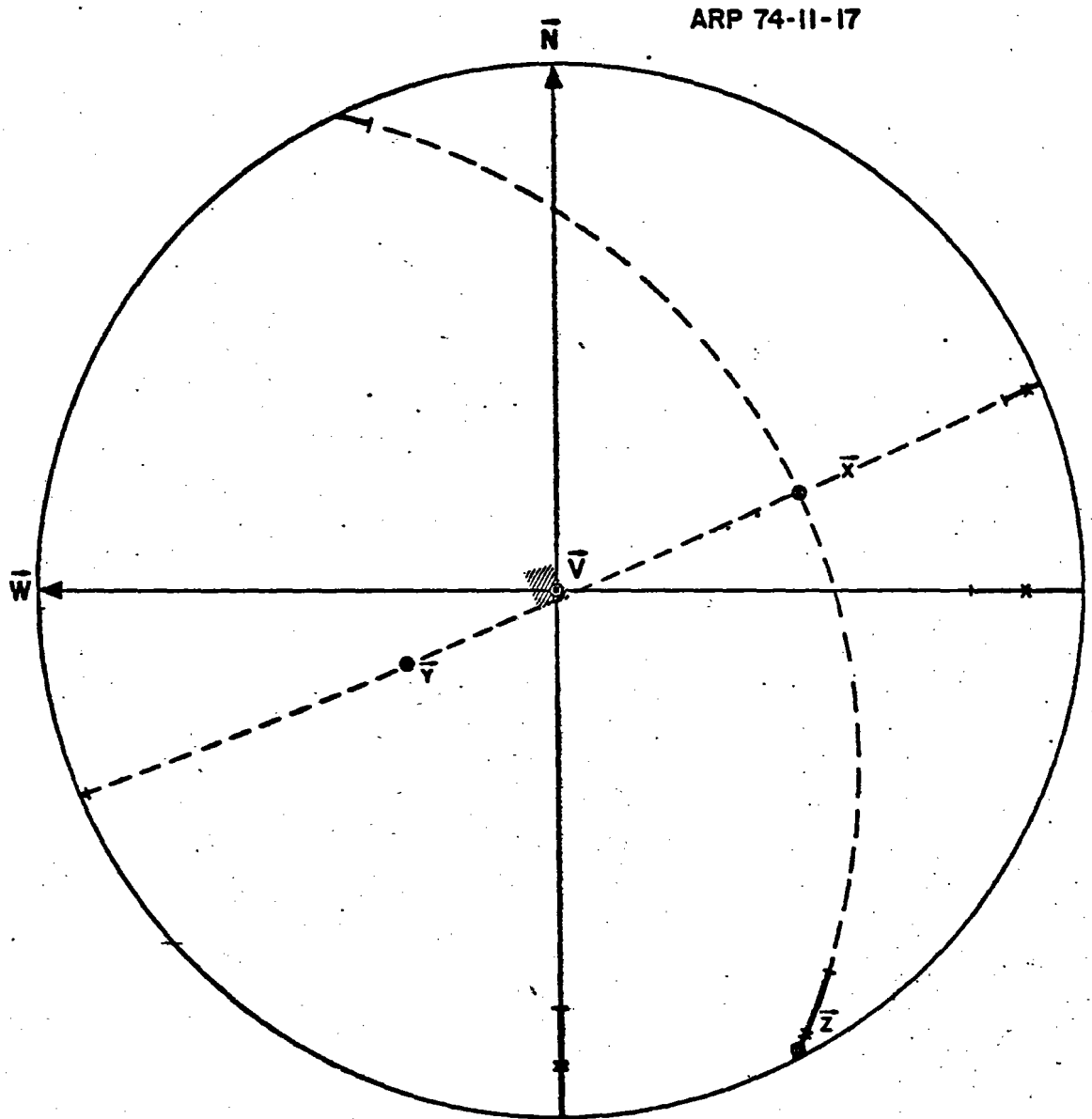


Fig. 36 : Diagramme stéréographique représentant le lieu des verticales mnisque obtenues par la moyenne et l'incertitude α_{95} des mesures de la direction horizontale des croissants dans les plans verticaux (N,V) et (W,V) déterminés par les cavités , et les plans quelconques (X,Z) et (X,Y) . (Ech. 11-17) .

DR 4-200

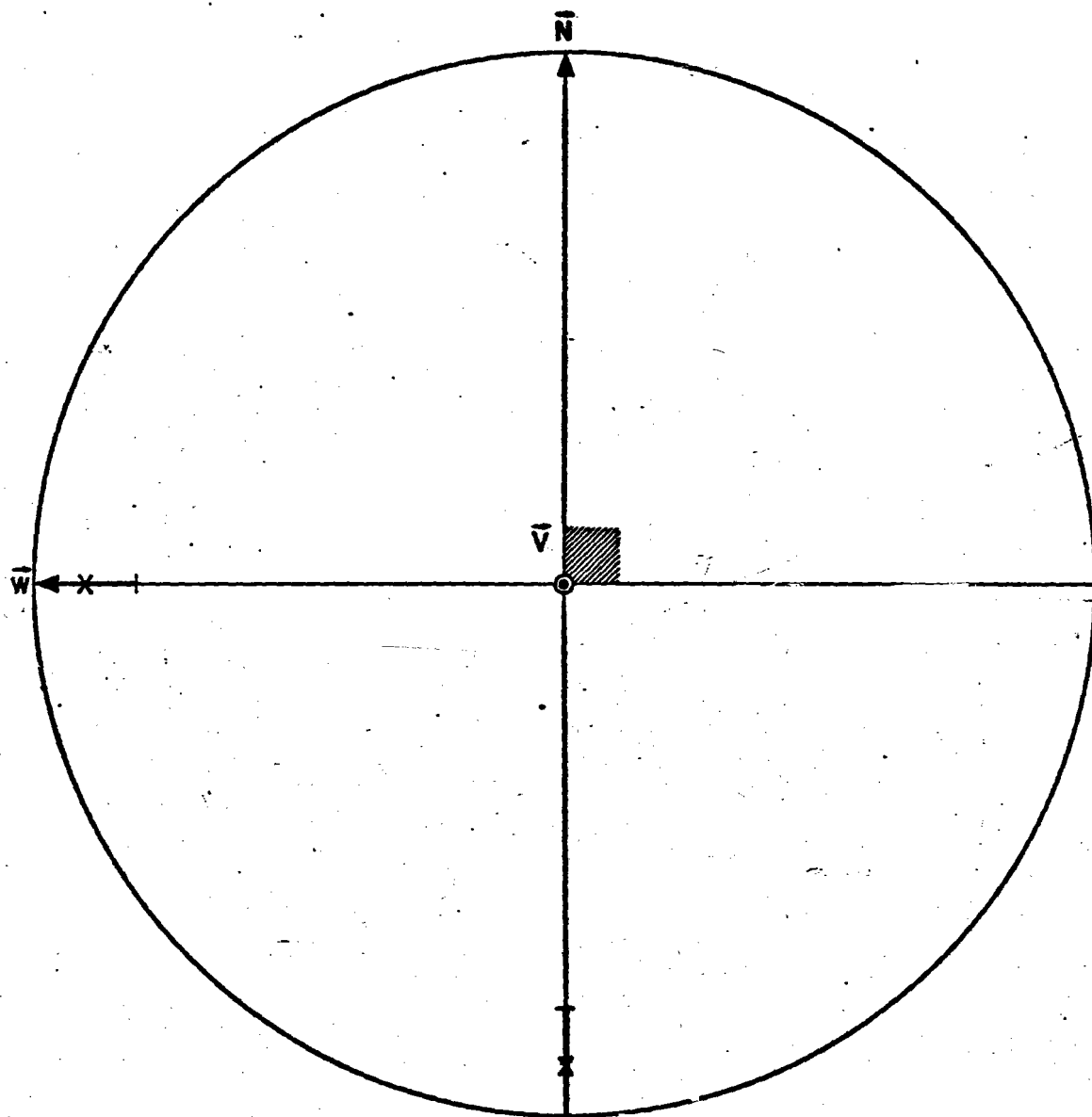


Fig. 37 : Diagramme stéréographique représentant le lieu des verticales mnisque obtenues par la moyenne et l'incertitude α_{95} des mesures de la direction horizontale des croissants dans les plans verticaux (N,V) et (W,V) déterminés par les cavités . (Ech. Dr 4-200) .

On mesure l'angle séparant \vec{J} et \vec{V}_m graphiquement. Cette méthode est à priori moins précise, mais les résultats obtenus par les deux méthodes sont similaires.

X. 3.3. PRESENTATION DES RESULTATS

Sur 92 échantillons inclus dans du plâtre en vu de l'étude des propriétés magnétiques des basaltes de la zone FAMOUS, seuls 35 présentent des vésicules de ségrégation assez abondantes et montrant une orientation préférentielle marquée. 57 sont totalement inutilisables.

Parmi les échantillons inutilisables deux sortes de roches peuvent être distinguées :

- Les roches dépourvues de vésicules de ségrégation ou celles présentant trop peu de croissants pour être réorientées. Ces roches sont essentiellement des fragments de croute de verre ou de croute variolitique. Il s'agit très souvent de morceaux de tubes de lave effondrés.

- Les roches dont la distribution des écarts angulaires de la direction horizontale relative aux croissants est dispersée et étalée au point qu'aucune orientation préférentielle n'apparaît. Ces roches sont en grande partie des basaltes à structure subophitiques provenant des complexes intrusifs de la vallée transformante.

Parmi les échantillons utilisés pour l'obtention de la polarité magnétique, des différences importantes apparaissent entre les divers paramètres de distribution des valeurs angulaires d'un plan d'observation à l'autre et entre échantillons.

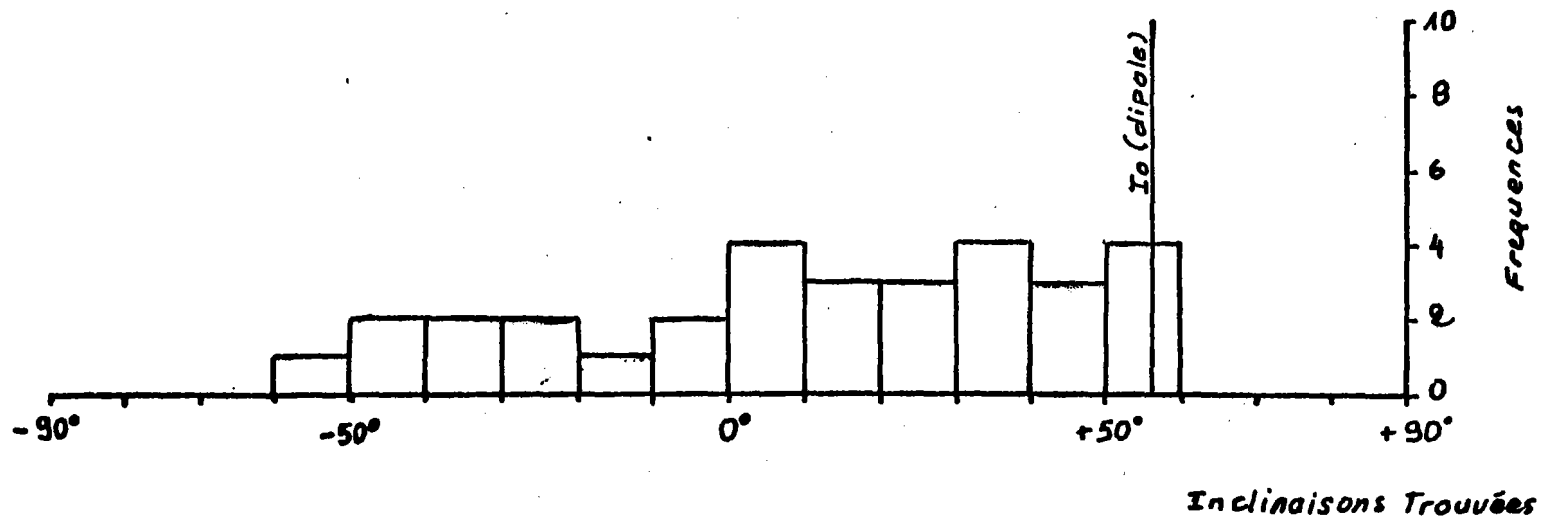


Fig. 38 : Histogramme de fréquence des inclinaisons trouvées par la méthode de réorientation utilisant les vésicules de ségrégation .

L'étude des facteurs de dispersion doit permettre de mieux comprendre ces différences et de sélectionner les résultats en s'appuyant sur des critères d'échantillonnage précis. Elle est exposée dans le chapitre suivant. (ch. XI)

Les valeurs de l'inclinaison magnétique sont également très dispersées et très étalées (-61° à $+59^{\circ}$). L'inclinaison du dipole à la latitude de $36^{\circ} 50'N$ est d'environ $+56^{\circ}$ ($Tg I = 2 Tg \text{ lat.}$). La moyenne des valeurs positives de l'inclinaison est inférieure à la valeur du dipole et la répartition de ces valeurs est asymétrique. Quelques échantillons présentent une inclinaison très nettement négative. Un grand nombre ont une inclinaison voisine de l'horizontale. Ces problèmes seront discutés au chapitre XII (fig. 38).

La méthode de réorientation par les vésicules de ségrégation ne permet pas, lorsqu'elle est utilisée de façon systématique, d'obtenir une inclinaison magnétique précise des basaltes océaniques. L'abondance des inclinaisons faiblement positives ou négatives conduit à penser que la polarité magnétique elle-même ne peut être obtenue avec certitude par cette méthode. Cependant des résultats encourageant ont été obtenus sur des roches contenant des cavités. Il est donc possible que, dans des conditions plus strictes que celles envisagées au chapitre IX, des résultats plus fiables puissent être obtenus. Ces conditions restent à définir.

CHAPITRE XI

ETUDE DES FACTEURS DE DISPERSION DE LA DIRECTION HORIZONTALE RELATIVE AUX "MENISQUES".

RECHERCHE DE CRITERES D'ECHANTILLONNAGE.

La distribution des valeurs angulaires obtenues par l'orientation des croissants dans un plan de section est définie par sa moyenne (D_m), sa précision (K) et son incertitude (α_{95}).

Certains facteurs peuvent modifier ces paramètres. Dans ce chapitre, il ne sera question que des facteurs agissant sur la valeur de K et de α_{95} . Les facteurs agissant sur D_m et donc l'orientation préférentielle de la verticale relative aux ménisques ne seront étudiés que dans le chapitre suivant.

Les facteurs de dispersion sont de trois types :

- 1) les facteurs liés à la mise en oeuvre de la méthode : erreurs sur la lecture des angles, détérioration (non-orientée) de certains croissants lors du polissage des lames minces.
- 2) Les facteurs liés à l'orientation du plan de section par rapport au plan horizontal relatif à l'ensemble des ménisques.
- 3) Les facteurs liés à la qualité de la fossilisation de la verticale par les vésicules de ségrégation. Cette qualité peut éventuellement varier avec la nature de la roche et les conditions de refroidissement.

Le premier groupe de facteurs ne peut avoir qu'une influence relativement faible sur la dispersion des mesures. L'erreur sur la lecture n'est que de quelques degrés de part et d'autre des valeurs vraies. Les erreurs dues à une détérioration des coins des croissants sont faibles, car une détérioration importante est aisément décelable au microscope et la mesure de l'orientation n'est pas retenue dans ce cas. L'influence des autres facteurs est, par contre, très importante.

XI.1. LES FACTEURS DE DISPERSION LIES A L'ORIENTATION DU PLAN DE SECTION.

Les figures 39 à 42 montrent l'exemple de deux échantillons dont la verticale relative aux ménisques coïncide à peu près avec l'axe \vec{Z} . Les plans (\vec{Y}, \vec{Z}) et (\vec{Z}, \vec{X}) montrent une orientation préférentielle des croissants. Les plans (\vec{X}, \vec{Y}) , proches du plan horizontal, ne montrent pas d'orientation préférentielle.

Il ne faut pas confondre l'orientation d'un ménisque et l'orientation d'un croissant. L'orientation d'un ménisque est matérialisée par l'orientation de son axe de symétrie, dirigé dans le sens de la concavité (par convention) dans le repère orthonormé de référence. On convient, à priori, d'appeler cet axe : "axe vertical relatif au ménisque". Cette orientation n'est pas directement accessible.

L'orientation d'un croissant est donnée par l'angle que fait la droite passant par ces deux coins avec l'axe de la lame mince disposé parallèlement au fil horizontal du réticule du microscope. Cet angle diffère de 180° selon que la concavité du croissant est dirigée vers le haut ou le bas du champ visuel. La position zéro est arbitrairement choisie, à l'avance, et conservée pour tous les croissants d'une même lame. La droite joignant les coins d'un croissant est appelée la "direction du plan horizontal relatif au ménisque" dans le plan de la lame mince. Sa perpendiculaire est la projection de "l'axe vertical

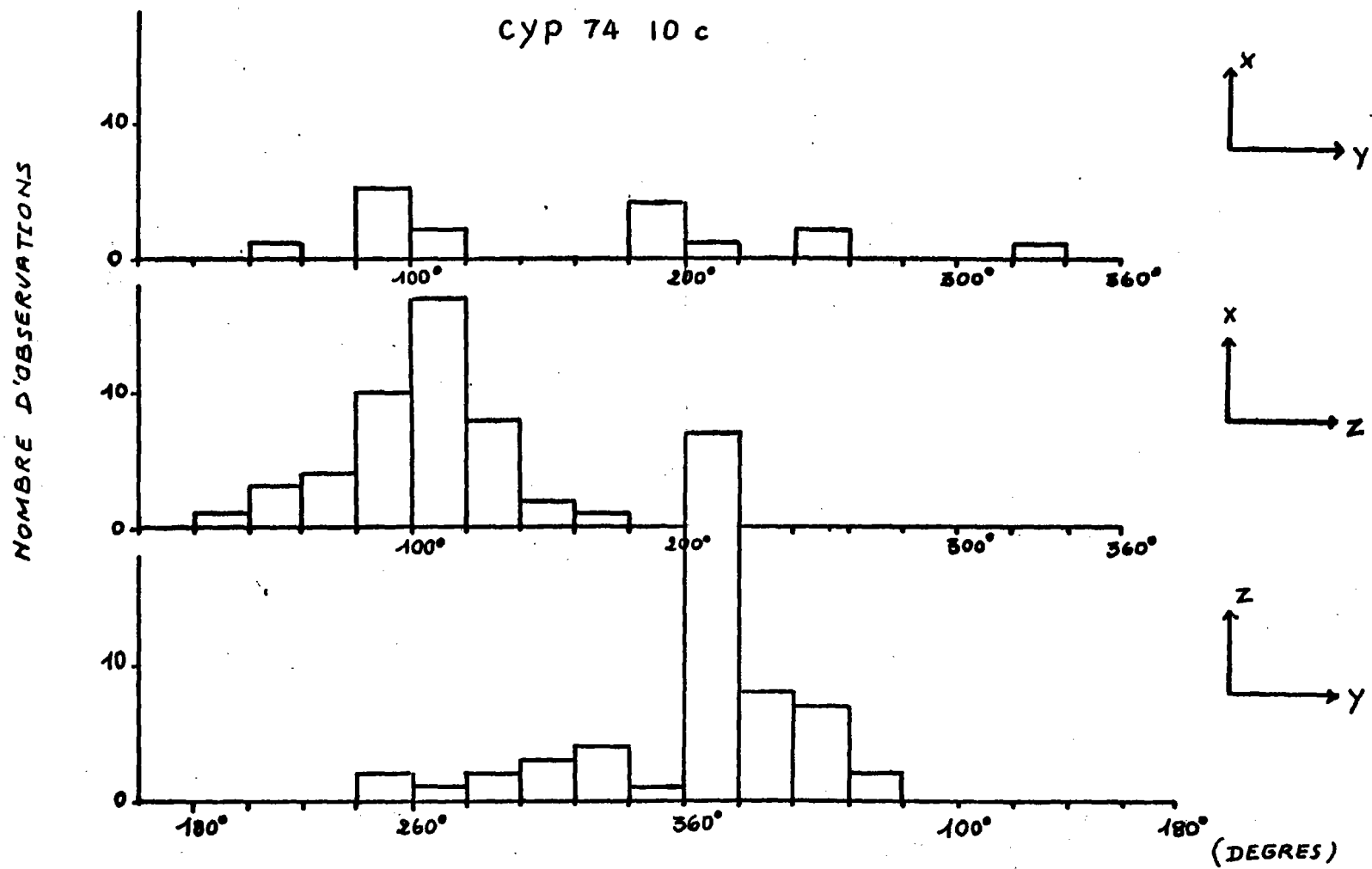


Fig. 39 : distribution de l'orientation des croissants dans les plans de section (X,Y) , (X,Z) et (Z,Y) de l'échantillon Cyp 74 10 c .

CYP 74 10c

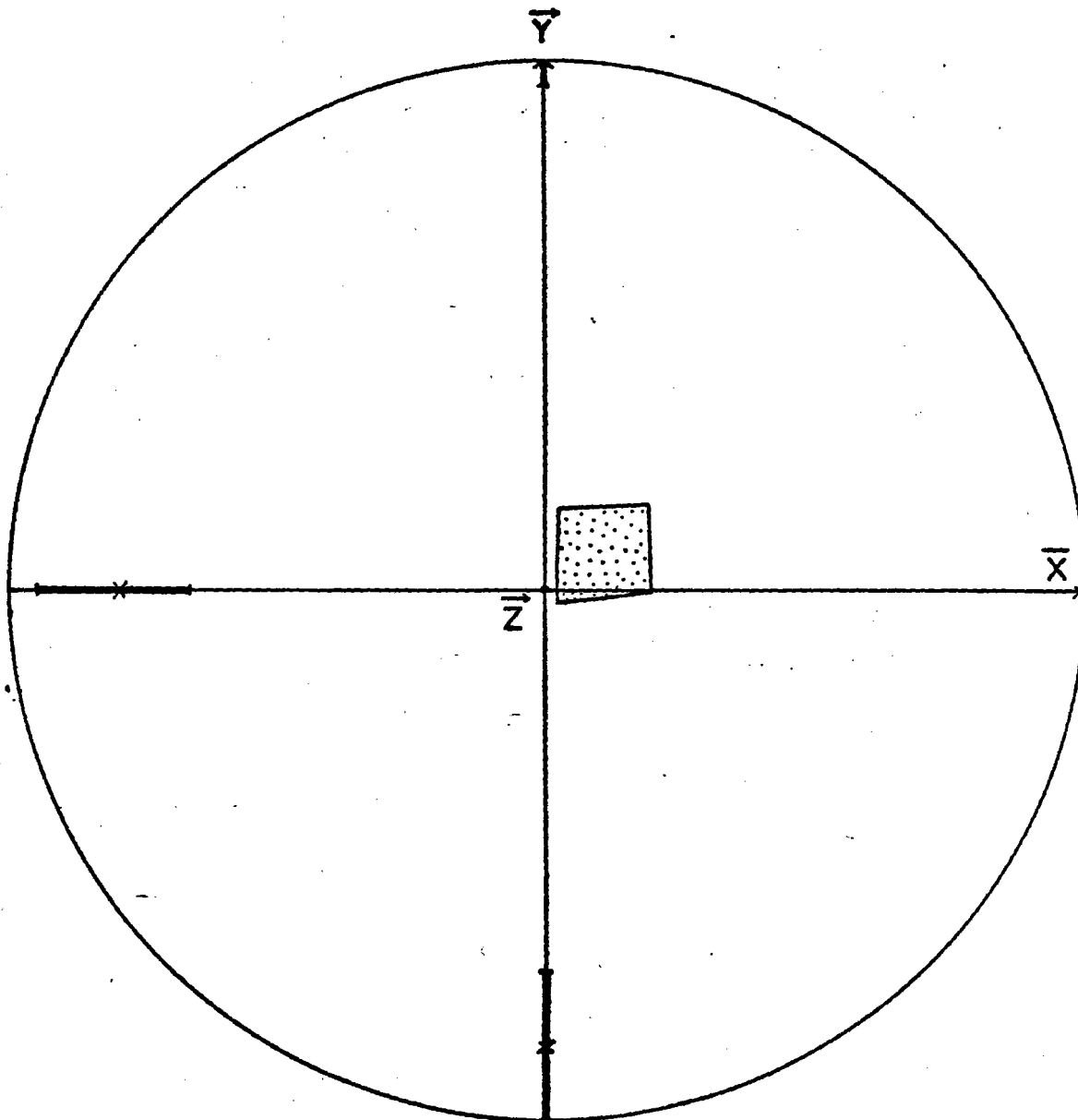


Fig. 40 : Diagramme stéréographique montrant le lieu des verticales ménisques obtenu par la moyenne et l'incertitude σ_{95} des mesures de la direction horizontale des croissants dans les plans (Y, Z) et (X, Z) de l'échantillon Cyp 74 10c .

ARP 74 7 9

Nombre d'observations

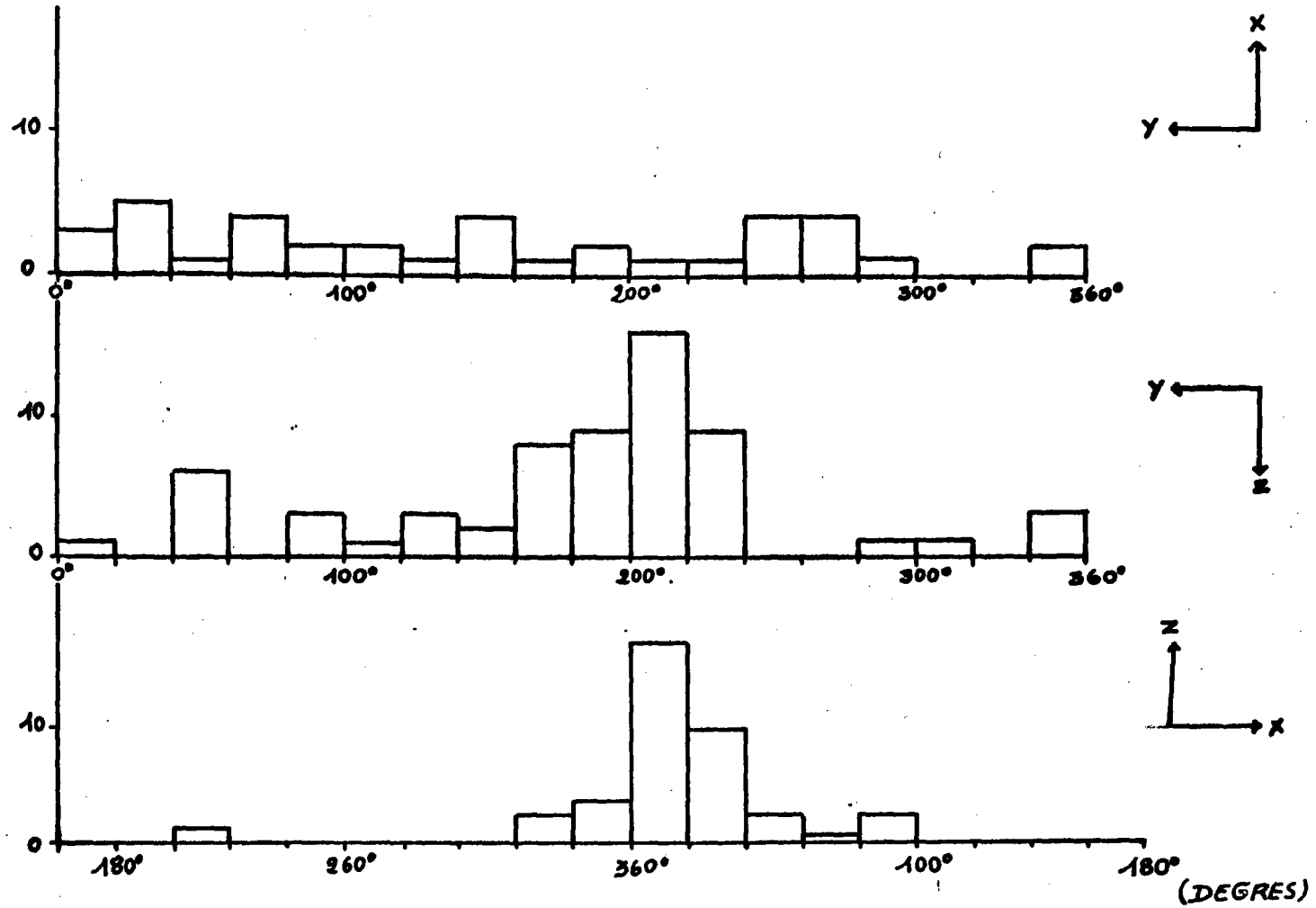


Fig. 41 : Distribution de l'orientation des croissants dans les plans de section (X,Y) , (X,Z) et (Y,Z) de l'échantillon Arp 74 7 9 .

ARP 74 7 9

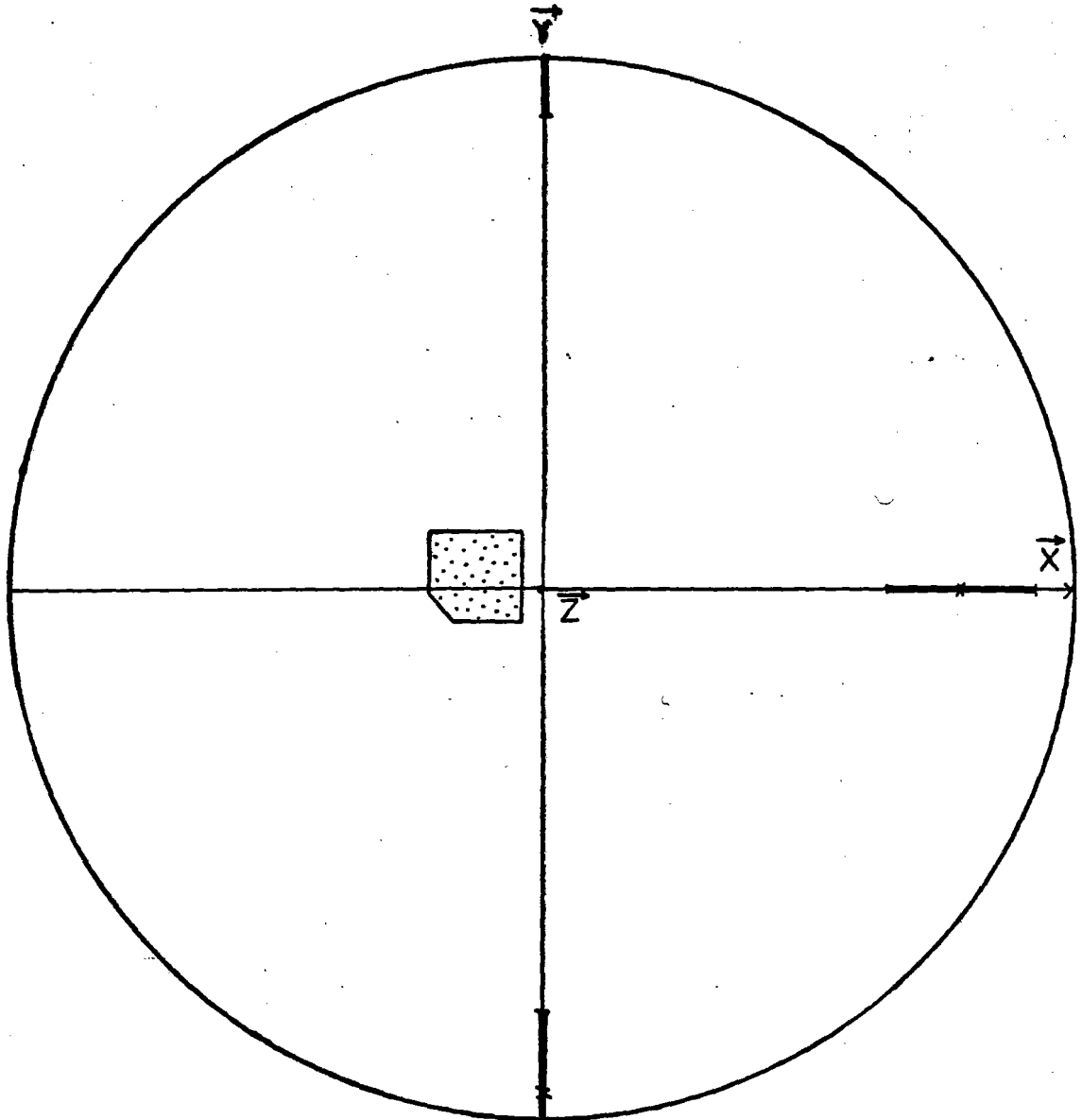


Fig. 42 : Diagramme stéréographique montrant le lieu des verticales ménisque obtenu par la moyenne et l'incertitude α_{95} des mesures de la direction horizontale des croissants dans les plans (X,Z) et (Y,Z) de l'échantillon Arp 74 7 9 .

relatif au ménisque" dans le plan de la section.

Si l'on admet que l'orientation préférentielle des ménisques coïncide avec la verticale vraie (\vec{V}) et que la distribution des vecteurs orientation (\vec{V}_m) de chaque ménisque suit une loi fishérienne, la probabilité que \vec{V}_m fasse un angle γ , compris entre γ_0 et γ_1 avec \vec{V} est :

$$P(\gamma_0, \gamma_1) = \frac{K}{2 \operatorname{sh} K} \int_{\gamma_0}^{\gamma_1} e^{(K \cos \gamma)} \cdot \sin \gamma d\gamma$$

29) $P(\gamma_0, \gamma_1) = -\frac{1}{2 \operatorname{sh} K} (e^{(K \cos \gamma_1)} - e^{(K \cos \gamma_0)})$

si K est connu (ce qui n'est pas le cas dans la nature), on peut essayer de connaître l'influence du pendage réel (θ) d'un plan d'observation (lame mince) sur la distribution de l'orientation des croissants dans ce plan.

Soit un repère orthonormé ($\vec{N}, \vec{W}, \vec{V}$), \vec{V} étant le vecteur vertical vrai, (\vec{N}, \vec{W}) le plan horizontal vrai. Le vecteur orientation \vec{V}_m d'un ménisque fait un angle γ avec \vec{V} . La projection de \vec{V}_m sur (\vec{N}, \vec{W}) fait un angle β avec \vec{N} (fig. 43)

Un plan d'observation P ($\theta, 0$), passant par O, a pour axe de plus grande pente \vec{V}' , tel que \vec{V}' soit contenu dans le plan vertical (\vec{V}, \vec{N}). Soit \vec{L} , le vecteur perpendiculaire au plan ($\theta, 0$) et dirigé vers le haut. \vec{L} est également perpendiculaire à \vec{V}' et appartient au plan (\vec{V}, \vec{N}). ($\vec{V}', \vec{W}, \vec{L}$) forme un repère orthonormé (fig. 43) dans lequel \vec{V}_m fait un angle γ' avec \vec{L} et sa projection sur le plan d'observation (\vec{V}', \vec{W}) fait un angle β' avec \vec{V}' (fig. 43).

Dans le repère ($\vec{N}, \vec{W}, \vec{V}$), les vecteurs \vec{V}' ($\cos \theta, 0, \sin \theta$) et \vec{V}_m ($\sin \gamma \cos \beta, \sin \gamma \sin \beta, \cos \gamma$) font un angle λ tel que :

$$\cos \lambda = \frac{\langle \vec{V}', \vec{V}_m \rangle}{\|\vec{V}'\| \cdot \|\vec{V}_m\|}$$

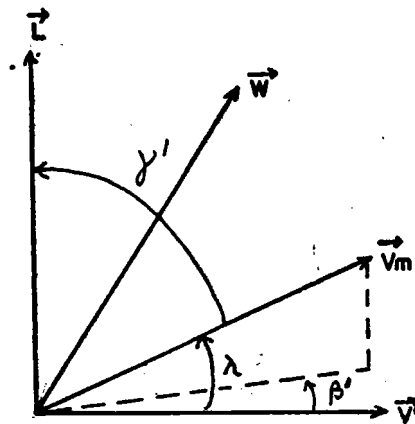
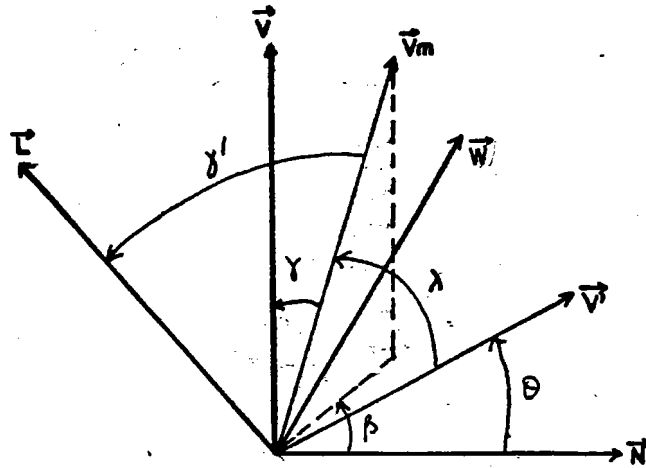


Fig. 43 : A) (N,W,V) forme un repère orthonormé , V est la verticale vraie dirigée vers le haut , (N,W) est le plan horizontal . V_m est la verticale d'un ménisque , V' est l'axe de plus grande pente d'un plan de section perpendiculaire à (N,V) ; L est l'axe perpendiculaire à ce plan de pendage θ .

B) (V',W,L) forme un repère orthonormé , (V',W) est le plan de section , L est sa perpendiculaire dirigée vers le haut , W est l'axe horizontal vrai, V_m est la verticale d'un ménisque , β' représente l'écart à l'horizontale du ménisque dans le plan de section ; β' n'est mesurable que si la section du ménisque est un croissant .

($\langle \vec{V}', \vec{V}_m \rangle$ est le produit scalaire de \vec{V}' par \vec{V}_m ; $\|\vec{V}'\|$ et $\|\vec{V}_m\|$ sont les modules de \vec{V}' et de \vec{V}_m).

$$30) \quad \boxed{\cos \lambda = \cos \theta \sin \gamma \cos \beta + \sin \theta \cos \gamma}$$

Dans le repère $(\vec{V}', \vec{W}, \vec{L})$, est obtenu par cette équation :

$$31) \quad \boxed{\cos \lambda = \sin \gamma' \cos \beta'}$$

β' est l'angle entre la projection de \vec{V}_m dans (\vec{V}', \vec{W}) et \vec{V}' .
 β' est encore l'angle entre la "direction du plan horizontal relatif au ménisque" dans (\vec{V}', \vec{W}) et la direction horizontale vraie (\vec{W}) dans ce plan. β' dépend donc de l'orientation du croissant, dans le plan d'observation, à condition que la section du ménisque soit bien un croissant et que les axes \vec{V}' et \vec{W} soient les axes de référence de la lame mince, est alors l'écart à la direction horizontale vraie. β'

$$\cos \gamma' = \frac{\langle \vec{V}_m, \vec{L} \rangle}{\|\vec{V}_m\| \cdot \|\vec{L}\|} \quad \text{dans } (\vec{N}, \vec{W}, \vec{V}).$$

$$32) \quad \boxed{\cos \gamma' = - \sin \gamma \cos \beta \sin \theta + \cos \theta \cos \gamma}$$

Si l'on connaît θ , γ et β , on connaît λ et γ' par les équations 30 et 33. β' est alors calculable à partir de l'équation :

$$33) \quad \boxed{\cos \beta' = \frac{\cos \lambda}{\sin \gamma'}}$$

lorsque, pour θ donné, l'ordonnée à l'origine (b) de l'axe de plus grande pente \vec{V}' du plan $P(\theta)$ varie (voir chapitre VIII), la valeur de β' ne change pas, mais β' ne sera mesurable que si l'intersection de la vésicule de ségrégation et du plan d'observation $P(\theta)$ est un croissant. Cela dépend de l'angle que fait \vec{V}' avec le plan horizontal relatif au ménisque (voir chap. VIII). Cet angle ($\frac{\pi}{2} - \lambda$) dépend lui-même de γ .

La probabilité de mesurer β' , pour γ donné, est donc égale au produit de la probabilité que \vec{V}_m fasse un angle γ avec \vec{V} par la probabilité de mesurer β' si \vec{V}_m fait un angle γ avec \vec{V} (problème des probabilités composées) :

$$34) \quad P(\beta' \cap \gamma) = P(\gamma) \times P(\beta' / \gamma)$$

Pour θ donné, la probabilité d'avoir un croissant s'obtient par l'équation (chap. VIII).

$$35) \quad P_C = (n_0 \sin(\pi/2 - \lambda)) / R_v$$

(n_0 dépend de R_v , R_m , et a , voir chap. VIII)

En première approximation, posons que, si γ_j est le milieu de la classe $[\gamma_m, \gamma_{m+1}[$, $\gamma_j = \frac{\gamma_m + \gamma_{m+1}}{2}$, et $P(\gamma_j)$ est identique à $P[\gamma_m, \gamma_{m+1}[$. La fréquence relative de γ_j est donc :

$$36) \quad P(\gamma_j) = - \frac{1}{2 \operatorname{sh} K} (e^{K(\cos \gamma_{m+1})} - e^{K(\cos \gamma_m)})$$

(si $K > 3$, $2 \operatorname{sh} K \simeq e^K$)

$$37) \quad P(\gamma_j) \simeq e^{k(\cos \gamma_m - 1)} - e^{k(\cos \gamma_{m+1} - 1)}$$

Cette approximation est d'autant plus grossière que $[\gamma_m, \gamma_{m+1}[$ est grand.

De l'équation 34 nous déduisons

$$38) \quad P(\beta'_i \cap \gamma_j) \simeq P(\beta'_i / \gamma_j) \times P(\gamma_j)$$

En deuxième approximation, posons :

$$P(\beta'_i / \gamma_j) \simeq P((\beta'_x \leq \beta' < \beta'_{x+1}) / \gamma)$$

β'_i étant le milieu de la classe $[\beta'_x, \beta'_{x+1}[$

$$\beta'_i = \frac{\beta'_{x} + \beta'_{x+1}}{2}$$

Si θ et γ_j sont fixés, $P_c = f(\lambda)$ (équation 35) ne dépend que de β .

Si β' prend n valeurs dans l'intervalle $[\beta'_x, \beta'_{x+1}]$ quand β prend Q valeurs dans l'intervalle $[0, 2\pi]$, à chaque valeur de β' on associe à β'_i une probabilité P_{ci} que β'_i soit mesurable. La fréquence relative de β'_i est dans ces conditions :

$$39) \quad P(\beta'_i / \gamma_j) \approx \frac{\sum_{i=1}^n P_{ci}}{Q}$$

Lorsque γ varie de γ_1 à γ_m , la fréquence relative des β'_i mesurés sera donc :

$$40) \quad P(\beta'_i \wedge (\gamma_1 \leq \gamma_j \leq \gamma_m)) \approx \sum_{j=1}^m (P(\beta'_i / \gamma_j) \times P(\gamma_j))$$

Prenons un exemple numérique pour illustrer l'influence de l'orientation du plan de section sur la distribution des directions horizontales données par les croissants, lorsque l'orientation préférentielle des ménisques est la verticale vraie (les axes de référence de la lame mince sont supposés confondus avec \bar{W} et \bar{V}').

On admet que l'orientation des ménisques suit une loi fishérienne de précision K . Dans la nature, la valeur réelle de K doit être probablement intermédiaire entre le k obtenu pour l'orientation des croissants dans un plan horizontal et celui obtenu pour leur orientation dans un plan vertical.

La valeur choisie, arbitrairement, pour K est $K = 10$. Cette valeur est sans doute forte pour les ménisques naturels, si l'on en juge par les valeurs de k présentés par les tableaux 20 à 25. Si l'influence du pendage du plan de section sur k est importante pour $K = 10$, on peut, toutefois s'attendre à ce qu'elle soit d'autant plus importante pour $K < 10$.

Les paramètres exprimants la forme des ménisques ont été choisis uniformes :

$$R_v = 1 ; R_m = 0,9 ; a = 0,45$$

Dans ces conditions $n_0 = 0,94$ (chapitre VIII). Pour différentes valeurs de θ ($90^\circ, 60^\circ, 30^\circ, 0^\circ$), on calcule la probabilité de mesurer β' dans des intervalles de 20° , quand γ varie entre 0° et 180° .

L'incrémentation de γ se fait par pas de 10° , la probabilité associée à chaque valeur de γ est celle de l'intervalle de 10° centré sur cette valeur (équation 36).

Pour chaque valeur de γ , on incrémente β par pas de 40° afin de calculer λ et γ' qui permettent d'accéder aux valeurs de β' et à la probabilité que ces valeurs de β' soit mesurables.

A chaque milieu de classe de β' est associée la somme des probabilités calculées pour chaque valeur de β' appartenant à cette classe lorsque γ varie en 0 et 180° .

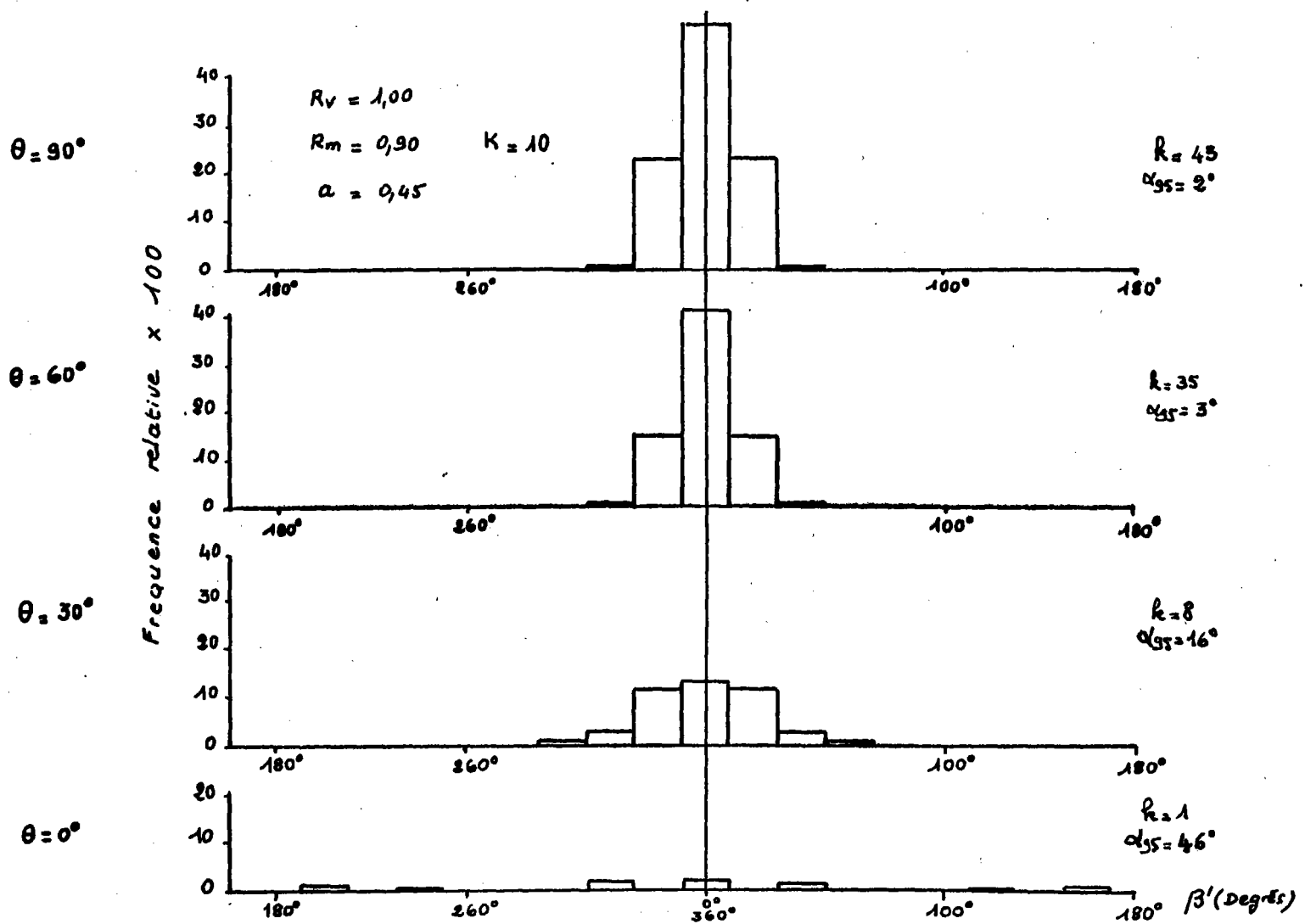


Fig. 44 : distribution des orientations de croissants dans un plan de section de pendage θ par rapport au plan horizontal vrai , lorsque la direction préférentielle des ménisques est la verticale et que leur distribution suit une loi fisherienne de précision $K=10$.

Les valeurs de β' représentent l'écart de la direction du plan horizontal relatif aux ménisques dans le plan de section avec la direction du plan horizontal vrai, lorsqu'elles sont mesurables par des croissants. Ces valeurs doivent être réparties par moitié de par et d'autre de cette direction. Les fréquences relatives calculées sont présentées sur la figure 44 .

pour $\theta = 90^\circ$

$$\begin{aligned}
 P(0^\circ \leq \beta' < 10^\circ) &= 0,51 \\
 P(10^\circ \leq \beta' < 30^\circ) &= 0,46 \\
 P(30^\circ \leq \beta' < 50^\circ) &= 0,01 \\
 \hline
 T. &= 0,98
 \end{aligned}$$

pour $\theta = 60^\circ$

$$\begin{aligned}
 P(0^\circ \leq \beta' < 10^\circ) &= 0,41 \\
 P(10^\circ \leq \beta' < 30^\circ) &= 0,30 \\
 P(30^\circ \leq \beta' < 50^\circ) &= 0,01 \\
 \hline
 T. &= 0,72
 \end{aligned}$$

pour $\theta = 30^\circ$

$$\begin{aligned}
 P(0^\circ \leq \beta' < 10^\circ) &= 0,13 \\
 P(10^\circ \leq \beta' < 30^\circ) &= 0,24 \\
 P(30^\circ \leq \beta' < 50^\circ) &= 0,06 \\
 P(50^\circ \leq \beta' < 70^\circ) &= 0,02 \\
 \hline
 T. &= 0,45
 \end{aligned}$$

pour $\theta = 0^\circ$

$$\begin{aligned}
 P(0^\circ \leq \beta' < 10^\circ) &= 0,02 \\
 P(30^\circ \leq \beta' < 50^\circ) &= 0,03 \\
 P(110^\circ \leq \beta' < 130^\circ) &= 0,01 \\
 P(150^\circ \leq \beta' < 170^\circ) &= 0,02 \\
 \hline
 T. &= 0,08
 \end{aligned}$$

Bien que représentant une intégration assez grossière ce calcul rapide permet de montrer que plus le plan de section est proche du plan perpendiculaire à l'orientation préférentielle des ménisques (verticale-ménisque), plus l'orientation des croissants est dispersée. Si l'on avait choisi $K < 10$ la dispersion serait plus grande pour des valeurs de θ plus élevées.

$$\text{Si } \beta'_i = \frac{\beta'_{\lambda} + \beta'_{\lambda+1}}{2} \quad (\text{milieu d'une classe}).$$

$$\text{Posons } X_i = \cos \beta'_i \quad \text{et } Y_i = \sin \beta'_i$$

Dans ce cas, l'équation (chapitre X) permet d'écrire :

$$R^2 = \sum \bar{X}_i^2 + \sum \bar{Y}_i^2$$

si $P(\beta'_i)$ représente la probabilité que β'_i soit mesurable (ou la fréquence relative des β'_i mesurés) pour 100 ménisques considérés, le nombre de valeurs total de β' mesurés sera :

$$N \simeq \left(\sum_{i=1}^n P(\beta'_i) \right) \times 100$$

$$k = \frac{N - 1}{N - R} \quad (\text{chapitre X})$$

ces deux relations conduisent à écrire :

$$k = F(P(\beta'_i)) = g(\theta)$$

Les valeurs calculées de k (approché) sont données sur les diagrammes de la figure dans l'exemple choisi. Plus le pendage du plan de section est proche de la verticale-ménisque moyenne, plus la précision k de l'orientation des croissants, dans ce plan, est élevée.

k est lié à α_{95} par la relation :

$$\alpha_{95} \approx \frac{140}{\sqrt{kN}} \quad (N \text{ étant le nombre d'observation})$$

les courbes expérimentales $k = f(\alpha_{95})$ se resserrent lorsque N est grand (fig. 45 a).

Plus N est grand (au moins ≥ 25) moins il influe sur la forme des courbes $k = f(\alpha_{95})$. Dans ces conditions, seul les deux autres facteurs nous intéressent. Tant que la dispersion de l'orientation des croissants dans le plan de section est faible, α_{95} évolue lentement dans un domaine réduit ($< 5^\circ$) et le pendage θ du plan de section par rapport à la verticale influe surtout sur la valeur de k . Si la dispersion est forte, lorsque le pendage θ s'éloigne de la verticale, k est faible mais évolue peu, alors que θ influe fortement sur la valeur de α_{95} (fig. 45 b).

L'utilisation de l'incertitude α_{95} dans l'obtention de la verticale relative aux ménisques par la méthode stéréographique occasionnera donc une imprécision d'autant plus grande que les plans utilisés s'écartent du plan vertical-ménisque.

XI.2. FACTEURS DE DISPERSION LIÉS AU CHOIX DES ÉCHANTILLONS.

Les échantillons utilisés pour cette étude ont été inclus dans du plâtre en vue de déterminer leurs propriétés magnétiques, sans préoccupation de réorientation. La méthode de réorientation proposée ici n'a d'ailleurs vu le jour que plus tard, si bien que l'échantillonnage paléomagnétique n'a été mené qu'avec le souci d'obtenir des spécimens frais, en évitant autant que possible le gaspillage.

La deuxième partie de cet ouvrage montre que l'apparition du phénomène de ségrégation se fait dans certaines conditions. La vitesse de refroidissement de la lave, après son émission, joue, en particulier, un rôle prépondérant.

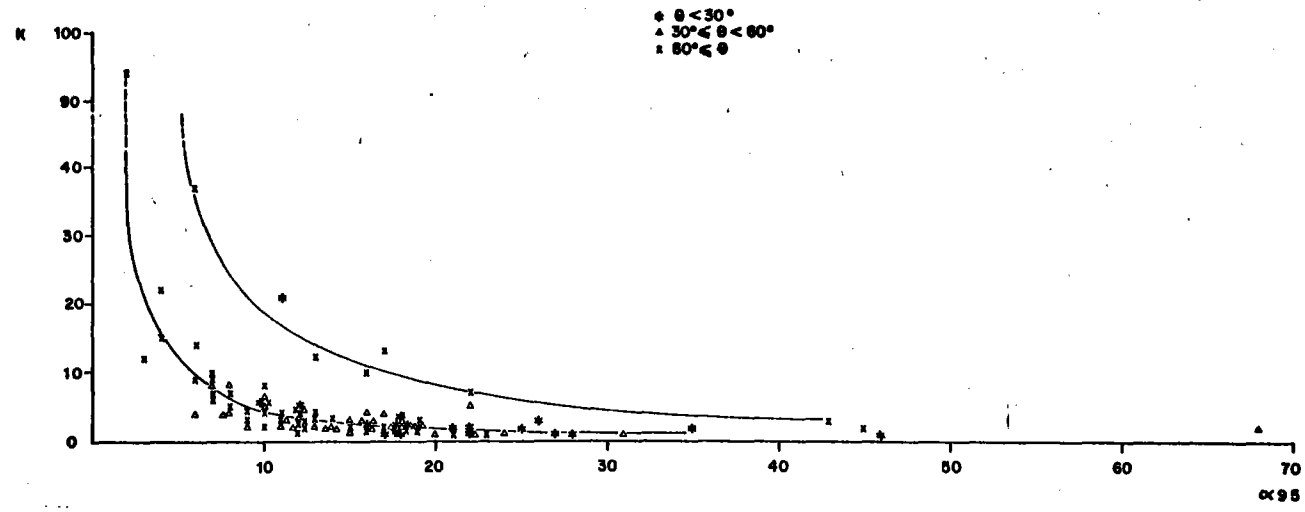
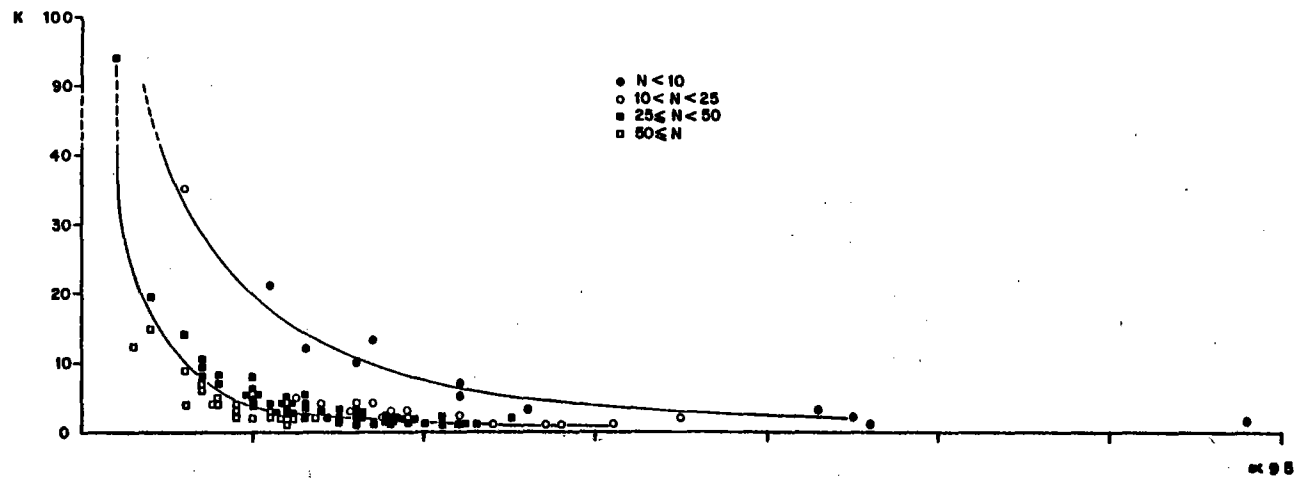


Fig. 45: A) Diagramme montrant que les courbes $k=f(\alpha_{95})$ se ressèrent lorsque N est supérieur à 25 .

B) Diagramme montrant que , pour $N > 10$, le pendage θ du plan de section par rapport au plan horizontal (référence ménisque) influe beaucoup sur la valeur de α_{95} et peu sur celle de k lorsque ce pendage θ est $< 30^\circ$. Les valeurs de $k, \alpha_{95}, N, \theta$ sont celles trouvées pour la distribution des croissant dans chaque plan des échantillons réorientés .

Suite à l'échec relatif constaté au chapitre X, une revue des conditions nécessaires à l'existence de vésicules de ségrégation orientées préférentiellement devrait permettre d'établir des critères d'échantillonnage plus sévères.

XI.2.1. Effet de la durée de refroidissement.

Pour qu'un liquide résiduel puisse pénétrer dans les vésicules, il faut, tout d'abord qu'il soit formé et bien individualisé. C'est-à-dire que la différenciation en phases cristallines, liquide et gazeuse soit avancée. Le réseau de microlites doit également être assez dense et rigide pour assurer le maintien des parois originales des vésicules, tout en étant suffisamment lâche pour permettre à la phase liquide interstitielle de circuler.

Il faut éviter d'échantillonner des fragments de croûte de verre, des roches à structure variolitique ou sphérolitique, des zones externes de pillow-lavas dans lesquelles la matrice mal différenciée présente une méscotase cryptocristalline de couleur brun-rouge (zones 1 et 2, c.f. ch. V.).

La rigidité de la charpente cristalline est assurée par la densité des microlites de plagioclase (taux de cristallisation élevé) et par un arrangement tridimensionnel stable de celles-ci (structure homogène et non-orientée).

La structure rayonnante des basaltes de la série à olivine (sauf les picrites) semble constituer une architecture cristalline assurant une rigidité suffisante. Les roches à structure intergranulaires peuvent également être utilisées, même si les microlites de plagioclase ne sont pas jointives. Le feutrage cryptocristallin assez grossier vers l'intérieur peut, en effet, participer efficacement au maintien des parois vésiculaires tout en permettant au liquide de circuler assez librement.

Ces structures ne doivent cependant pas être perturbées par la surabondance des phénocristaux ou la formation de cumulats (structures glomérophyrique). Les microlites orientées traduisant un écoulement visqueux (structures sub-fluidales) et les interpénétrations complexes de structures différentes sont à éviter.

XI.2.2. La taille des vésicules.

La rigidité de l'enveloppe vésiculaire est renforcée lorsque la taille des vésicules est assez grande par rapport à la maille du réseau des microlites. Lorsque la taille des vésicules est trop petite, les forces de rétention s'exerçant au niveau des parois, gênent l'action de la gravité et de la pression des fluides (certaines picrites). Les figures de ségrégation sont irrégulières et l'orientation préférentielle est bien souvent très mal marquée.

De la même façon, les vésicules trop grandes non sphériques et irrégulières ne permettent pas des mesures d'une grande fiabilité, si tant est qu'elles soient remplies partiellement d'un liquide résiduel. (Roches sub-aériennes, aériennes, cy 31-36).

XI.2.3. Les perturbations de surface.

Des lames minces ont été confectionnées sur la coupe d'un échantillon de pillow-lava (7-1). Ces lames sont distantes d'un trait de scie et numérotées de C.200 à C.204 de l'extérieur vers l'intérieur de l'échantillon.

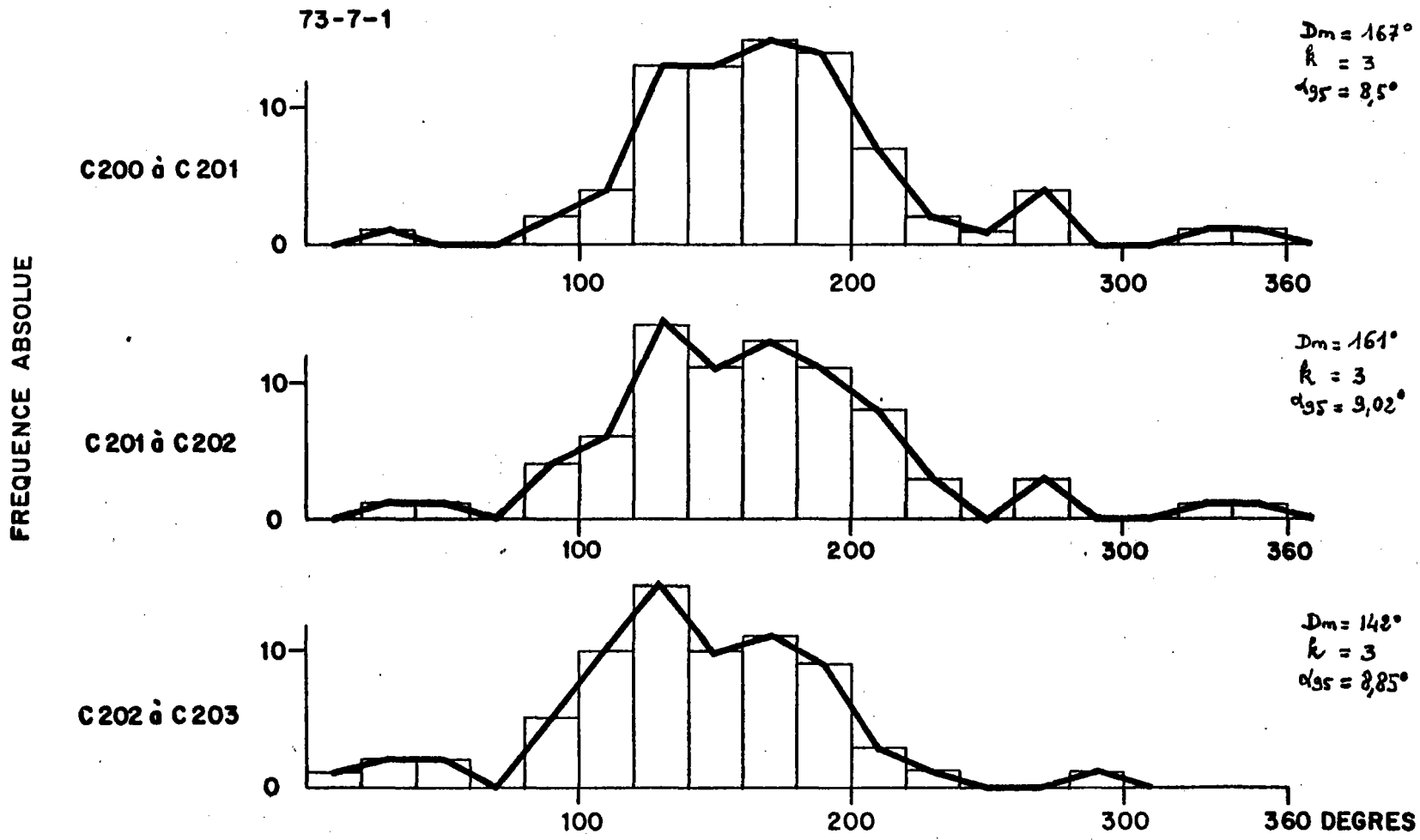
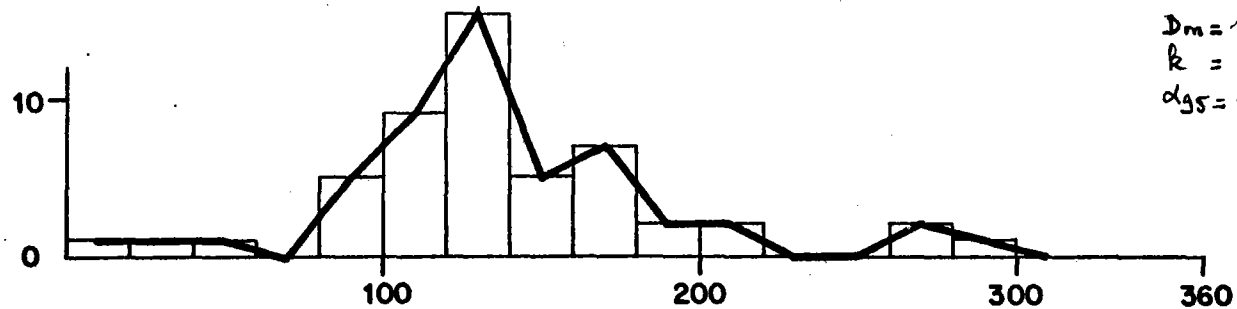


Fig. 46: Distribution de l'orientation des croissants dans les lames minces, prises deux à deux, d'une coupe à l'intérieur d'un pillow-lava (Ech. 7-1). c.200 à c.201 sont les lames les plus externes.

73-7-1

C 203 à C 204



FREQUENCE ABSOLUE

C 202 à C 204

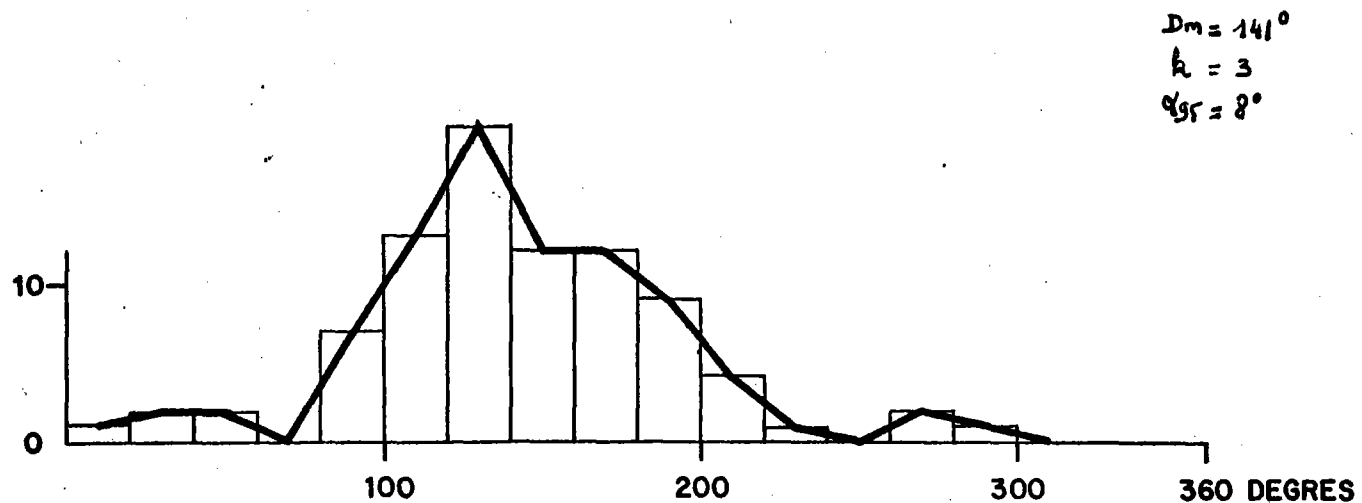


Fig. 47 : Distribution de l'orientation des croissants dans les deux lames les plus internes de l'échantillon 7-1 , (c.203 à c.204) et dans les 3 dernières lames (c.202 à 204) .

73-7-1

FREQUENCE ABSOLUE

C 200 à C 204

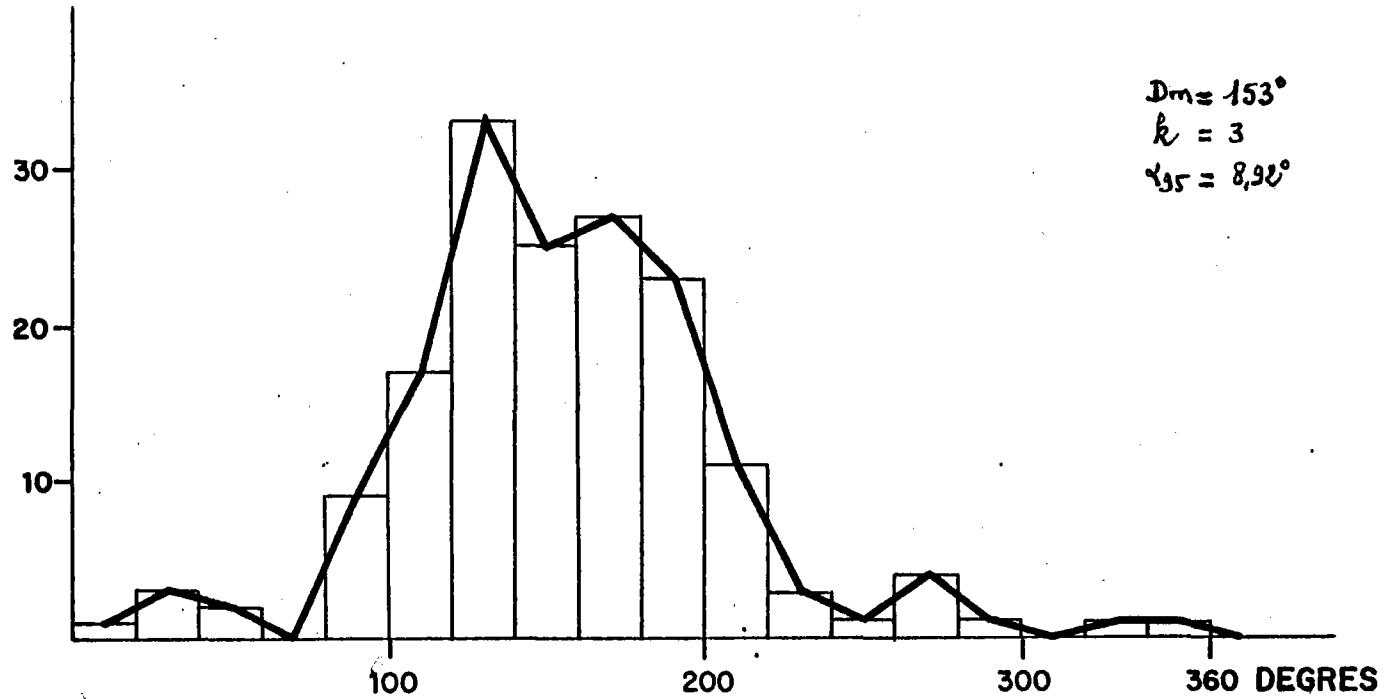


Fig. 48 : Distribution de l'orientation des croissants dans un plan de section de l'échantillon 7-1 . L'histogramme montre la totalité des mesures de la lame la plus externe (C;200) à la lame la plus interne (C;204) .

Les histogrammes des figures 46 à 48 ,
montrent la distribution de l'orientation des croissants
dans les lames prises deux à deux et dans la totalité des lames.

Une forte dispersion apparait vers la périphérie
(lame C.200 et C.201). Vers l'intérieur du pillow, un mode
bien marqué semble se dessiner (lames C.203 a C.204)

Au cours du refroidissement, la croûte périphérique
des pillows peut se craqueler. Le magma plus chaud venu de
l'intérieur vient cimenter les petits blocs de lave solidifiée
après les avoir plus ou moins chahutés. Les gaz remontés vers
la surface, à la faveur de la détente ainsi créée, contribuent
à la perturbation du milieu.

La vitesse de refroidissement diminue progressivement
vers le coeur et si des mouvements convection existent dans la
phase interstitielle, ceux-ci ont tendance à se ralentir puis
disparaître vers le centre des pillow-lavas lorsque la croûte
superficielle est déjà solide.

L'aspect des histogrammes correspondants aux zones
les plus externes comparé à celui de la zone interne (C.203 à
204) ainsi que l'histogramme représentant la totalité des
mesures (C.200 à C.204) semblent indiquer une distribution
bimodale. Si c'est le cas, il faut admettre que l'échantillon
a pu bougé entre le moment de la solidification des croissants
de la zone externe, et celui de la solidification des croissants
de la zone interne.

Quelque soit l'explication donnée, c'est au coeur du pillow que le processus de ségrégation a des chances de se dérouler dans les conditions les plus stables. Quand la croûte superficielle est figée, la ségrégation peut s'effectuer dans le calme. En milieu fermé, les mouvements internes sont très localisés.

Ajoutons que c'est le coeur des pillows qui se solidifie le dernier et que, par conséquent, l'orientation acquise par les ménisques, à ce stade, est l'orientation historiquement la plus proche de celle qu'aura la roche au moment de son aimantation. La probabilité qu'elles soient confondues est plus grande.

XI.3. CRITERES D'ECHANTILLONNAGE.

En tenant compte des observations précédentes, un certain nombre de critères d'échantillonnages ont été établis afin, si possible, d'améliorer la qualité des résultats de réorientation.

XI.3.1. Sélection pétrographique.

a) Sélection primaire.

La sélection principale porte sur la position relative de l'échantillon par rapport à la croûte externe de la roche et sur l'aspect de la structure de la matrice (Tableau 26). Les critères sont définis comme suit :

. Intérieur de pillow : sont assimilées au coeur d'un pillow, les roches dont la matrice présente une mésostase fibreuse ou feuillue constituée de gerbes cryptocristallines entrelacées de plagioclase et de clinopyroxène. La couleur des amas feutrés est vert-grisâtre.

TABLEAU N° 26

SELECTION PETROLOGIQUE I

Intérieur avec degré de cristallisation faible	Bordure degré cristallisation variable.	Intérieur avec degré de cristallisation élevé	
31 - 40 7 - 1 13 - 4 DR4 - 105 DR6 - 106	DR 1 - 100B	DR4-100A1 DR3-104B DR10-108 7-9 DR12-100A Cy 31 3 - 111B DR6-105 31-35 DR8-107B 10c 9-12 DR6-100G4	Texture homogène non orientée
GROUPE B DR9 - 106 DR4 - 107D	DR 4 - 104B	GROUPE A DR 12 - 102 DR 12 - 103 10 - 3	Texture hétérogène ou orientée

SELECTION PETROLOGIQUE II

Groupe A		Groupe B	
DR10-108 (A1) DR12-100A DR 3-111B Cy31 31-35 DR4-100A Cy 10c DR3-104B 7-9	(A3)	7 - 1 (B1) 13-4	DR6-106 (B3) DR4-105
DR6-105 (A2)	DR8-107B 9-12 (A4)	(B2)	6-100G4 (B4) 31-40

Croissant bien formés dans l'en-semble irréguliers

Orientation préférentielle marquée Pas d'orientation nette

Orientation préférentielle marquée Pas d'orientation nette

SELECTION PETROGRAPHIQUE III

A1	A2	B1	
DR10 - 108 (A11) DR12 - 100A DR 3 - 111B 31 - 35 Cy 10c 7 - 9 DR4 - 100A1 DR3 - 104B	(A21)	7-1 (B11) 13-4	Vésicule Grande ou mixte
Cy 31 (A12)	DR6 - 105 (A22)	(B12)	Vésicules très petites

Les interstices sombres renferment des minéraux opaques englobés dans une substance amorphe (zones 3 et 4 - voir ch. V).

. Bordure de pillow : cette catégorie regroupe les fragments de croûte vitreuse ou variolitique. Les roches dont la matrice présente une mésostase cryptocristalline constituée d'un feutrage brun-rouge mal différencié font également partie de ce groupe (zones 1 et 2, voir ch. V).

. Structure hétérogène ou orientée : ce terme recouvre toutes les roches dont la matrice présente une structure glomérophyrique, sub-fluidale ou complexe. Les structures de type rayonnant et certaines structures intergranulaires font au contraire partie des structures homogènes (ou isotropes) et non-orientées.

. Le taux de cristallisation est fonction de la densité des microlites de plagioclase. Il est faible lorsqu'elles sont dispersées, fort lorsqu'elles se touchent.

Deux plans de section, au moins, doivent répondre aux exigences d'une classe de sélection pour que la roche soit admise dans cette classe. Les critères de position et de structure sont éliminatoires, le taux de cristallisation n'est qu'un facteur de qualité des échantillons sélectionnés. Deux classes sont retenues finalement : le groupe A constitué par l'intérieur de roches à structure homogène et non-orientée dont le taux de cristallisation est élevé. Le groupe B, de qualité inférieure, diffère du groupe A par un taux de cristallisation plus faible (Tableau 26).

b) Sélection secondaire.

La sélection secondaire est fondée sur un critère éliminatoire (orientation préférentielle marquée) et un critère de qualité (régularité de la forme des croissants).

Seules les roches présentant une orientation préférentielle des croissants clairement exprimée et décelable au premier coup d'oeil, en lame-mince, sont retenues. L'échantillonnage sera meilleur si, de surcroît, les croissants sont, dans l'ensemble, bien formés. Les échantillons retenus se trouvent dans les classes A_1 , A_2 et B_1 (Tab. 26).

c) Sélection tertiaire.

Les différentes classes de roches retenues sont subdivisées en sous-classes de qualité différente selon que les vésicules ont, dans l'ensemble, une taille moyenne, ou, au contraire, une taille plus réduite. L'ordre croissant de la qualité d'échantillonnage est A_{11} , B_{11} , A_{12} , A_{22} (Tab. 26).

XI.3.2. Discussion.

Quatre groupes d'échantillons ont été constitués. Le groupe I contient les échantillons étudiés les derniers. Ils ont été sélectionnés en tant que représentatif d'un coeur de pillow-lava. Puis, après réorientation, ils ont été envoyés au laboratoire de St Maur afin d'en déterminer la direction d'aimantation.

Les échantillons des groupes II, III et IV, ont, d'abord, été choisis, pour une étude de leurs propriétés magnétiques, et inclus dans du plâtre. Leur réorientation n'a été effectuée qu'après, lorsque cela était possible.

Les échantillons du groupe IV n'ont pu être (fig. 28) réorientés. Ce sont essentiellement des croûtes de verre et des intrusifs. Dans les croûtes de verre, il n'existe pas de vésicules de ségrégation. Dans les intrusifs, le principal obstacle à l'orientation est la trop grande dispersion des mesures dans tous les plans d'observation et le petit nombre des croissants.

Les échantillons du groupe II et III ont pu être réorientés, mais la dispersion des mesures de l'orientation des croissants dans certains plans et la dispersion des valeurs de l'inclinaison trouvée ont conduit à leur faire subir les différentes étapes de la sélection pétrographique proposée plus haut. Le groupe II a subi cette sélection avec succès, le groupe III a été rejeté.

Dans le groupe I (Tableau 27), l'écart d'inclinaison entre les échantillons 7-8 (2) et 7-8 (3) peut s'expliquer par le nombre réduit de mesures (moins de 10 mesures par lame). Si l'on considère les valeurs de l'inclinaison obtenues pour les échantillons des groupes I et II (Tableau 27), 55% des valeurs sont franchement positives (fig. 49), 10% sont négatives (2 échantillons), 35% sont intermédiaires (25 degrés de part et d'autre de l'horizontale).

Il est intéressant de remarquer la relation qui existe entre les groupes (I, II et III) d'échantillonnage et les paramètres de la distribution de l'orientation des croissants dans les plans de section (fig. 50). Le facteur k est lié à α_{95} par la relation.

$$\alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{kN}}$$

TABLEAU N° 27 : Résultats des valeurs d'inclinaison obtenues pour les échantillons sélectionnés.

Sélection	N° d'éch.	Inclinaison moyenne	Sélection	N° d'éch.	Inclinaison	Sélection	N° d'éch.	Inclinaison
GROUPE I	DR 02 123	I = -39°	B11	7 - 1	I = 14		DR 06 10064	I = - 8
	DR 03 115	I = 44°		13 - 4	I = 55			31 - 40
	DR 12 100c	I = 42°		A 1-2	Cy 31		I = 35	
	DR 06 1388	I = 1°	A 2-2	DR6 -105	I = 54			
	7 - 8 (2)	I = 34°	GROUPE III	DR1 100B	I = 4			
	7 - 8 (3)	I = 16°		DR4 104B	I = - 61			
	9 - 12 (b)	I = - 25°		DR12 102	I = 0			
DR 09 1393	I = + 25°	DR12 103		I = 0				
GROUPE II A 11	DR 10 108	I = - 42°	10 - 3	I = - 36				
	DR 12 100A	I = 49°	DR9 - 106	I = 26				
	DR 3 111B	I = 59°	DR4 - 107D	I = - 8				
	31 - 35	I = - 23°	DR8-107B	I = - 17				
	Cy 10c	I = 39°	9 - 12 (a)	I = 11				
	7 - 9	I = 23°	DR06 - 106	I = - 42				
	DR 4 100A1	I = 51°	DR4 - 105	Abandonné				
	DR 3 104 B	I = 34°		problème de bas				

TABLEAU N° 28 : Echantillons du Groupe IV non réorientables.

N° Ech.	Nature	Obstacle à l'orientation	N° Ech.	Nature	Obstacle à l'orientation	N° Ech.	Nature	Obstacle à l'orientation		
DR11-101	CROÛTE EXTERNE VITREUSE OU VAUVILLITIQUE	CROISSANTS RARES OU ABSENTS	Cy 08-1	Fragments de Pillows	Vésicules irrégulières	Cy 18	Intrusifs	Dispersion trop forte dans tous les plans.		
DRO1-107			28-28			28-29				
01-101			17-39			31-38				
					17-41			14-30		Altération notable.
					Cy23-11	Fragment pillow	éch. trop petit	14-26		
04-108								14-28		
11-107					DR3 - 1093	Fragment pillow	phéno cristaux abandonné.	14-29		
					8-10	Fragment pillow	Texture fluidale	17-42	Pillows	Idem
4-101							vésicules petites orientation peu marquée	13-23		
8-102								9-13	Pillow	
8-104B					13-21	Intrusif	Vésicules de ségrégation rares	27-18	Intrusif pillow	Idem
10-107				14-27	14-32					
				18-44B	1-108			Croûte de verre		
				Cy30						
29-31					16-37	pillows	Vésicules de ségrégation rares	9-108	Fragments de pillows	Idem
ARP 17-39					16-36			10-102		
Cyp 09					4-104			12-101		
					3-101			10-104		
ARP 7-5A			9-105	9-103B						
			3-105	3-107B						
16 - 36			3-103	6-102A						
Cyp 30-34			9-100E	22-10						
11 - 18				19-06						

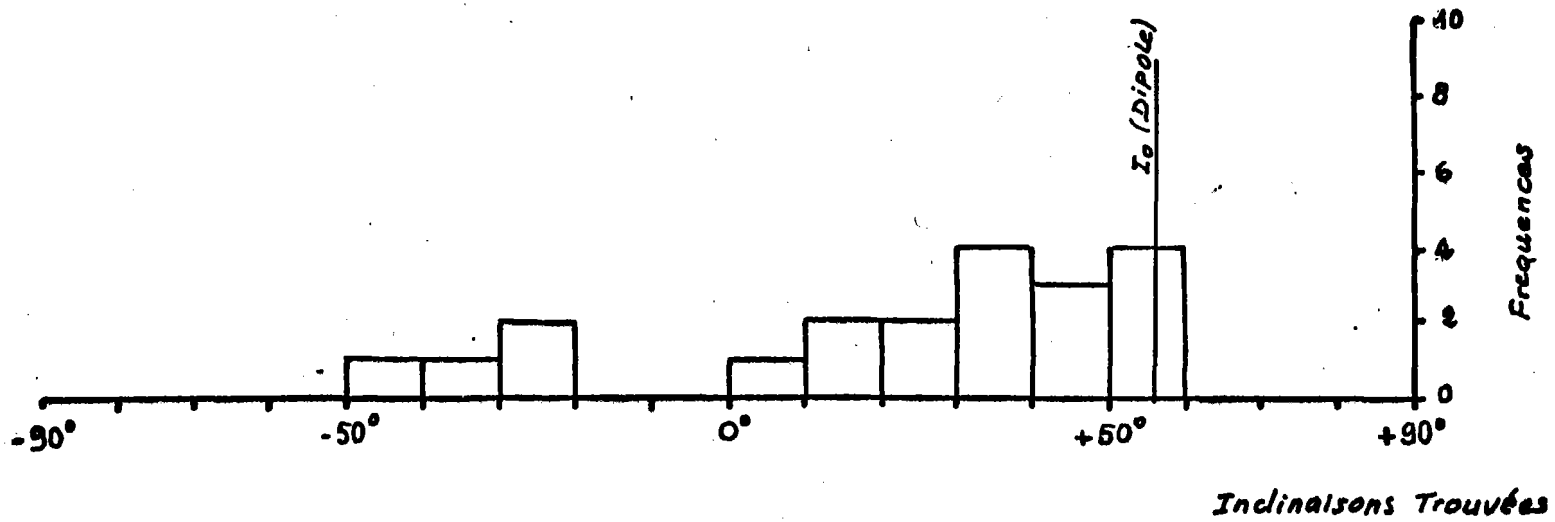


Fig. 49 : distribution des inclinaisons trouvées pour les échantillons réorientés par la méthode des vésicules de ségrégation et ayant subi la sélection pétrographique .

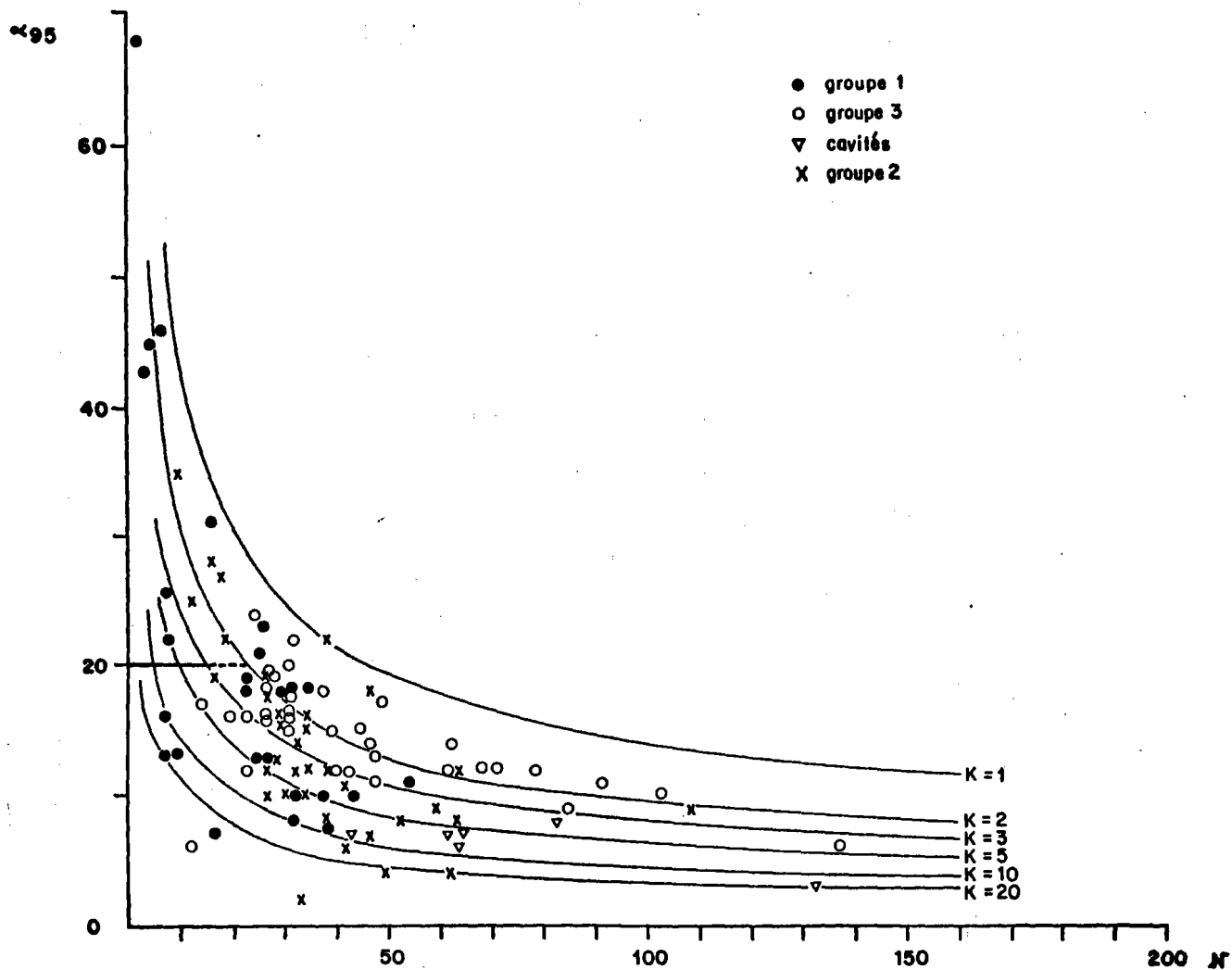


Fig. 50 : Répartition des plans de section appartenant aux différents groupes d'échantillons ayant subi la sélection pétrographique dans un diagramme représentant la distribution de $n_{95} = f(k,N)$.

Dans un diagramme $\alpha_{95} = f(N)$, on peut représenter les courbes qui correspondent aux différentes valeurs de k . Si l'on reporte sur ce diagramme les valeurs de α_{95} et N trouvées dans chaque plan de section pour les échantillons des différents groupes, on constate que les plans du groupe III se trouvent regroupés dans le secteur des valeurs de $k < 3$, dans l'ensemble.

En comparant ce diagramme au diagramme de la figure 50 où les symboles représentent l'orientation du plan de section par rapport au plan horizontal trouvé par les ménisques, on constate que les plans correspondants aux échantillons des groupes I et II, et possédant des valeurs de $k < 2$ et $\alpha_{95} > 20$, sont essentiellement proches du plan horizontal ($\theta \leq 30^\circ$). Quelques exceptions sont liées à un nombre de mesures peu élevé (< 10).

Les plans verticaux des roches contenant des cavités (chapitre IX) sont tous contenus dans le domaine $k > 3, \alpha_{95} < 10^\circ$.

Il semble donc que les critères d'échantillonnage énoncés plus haut permettent d'augmenter de façon sensible la fiabilité des mesures de l'inclinaison magnétique des basaltes réorientés par la méthode des vésicules de ségrégation. La dispersion des inclinaisons trouvées reste toutefois grande, l'asymétrie marquée, les inclinaisons faibles nombreuses. Ces questions seront discutées dans le chapitre suivant.

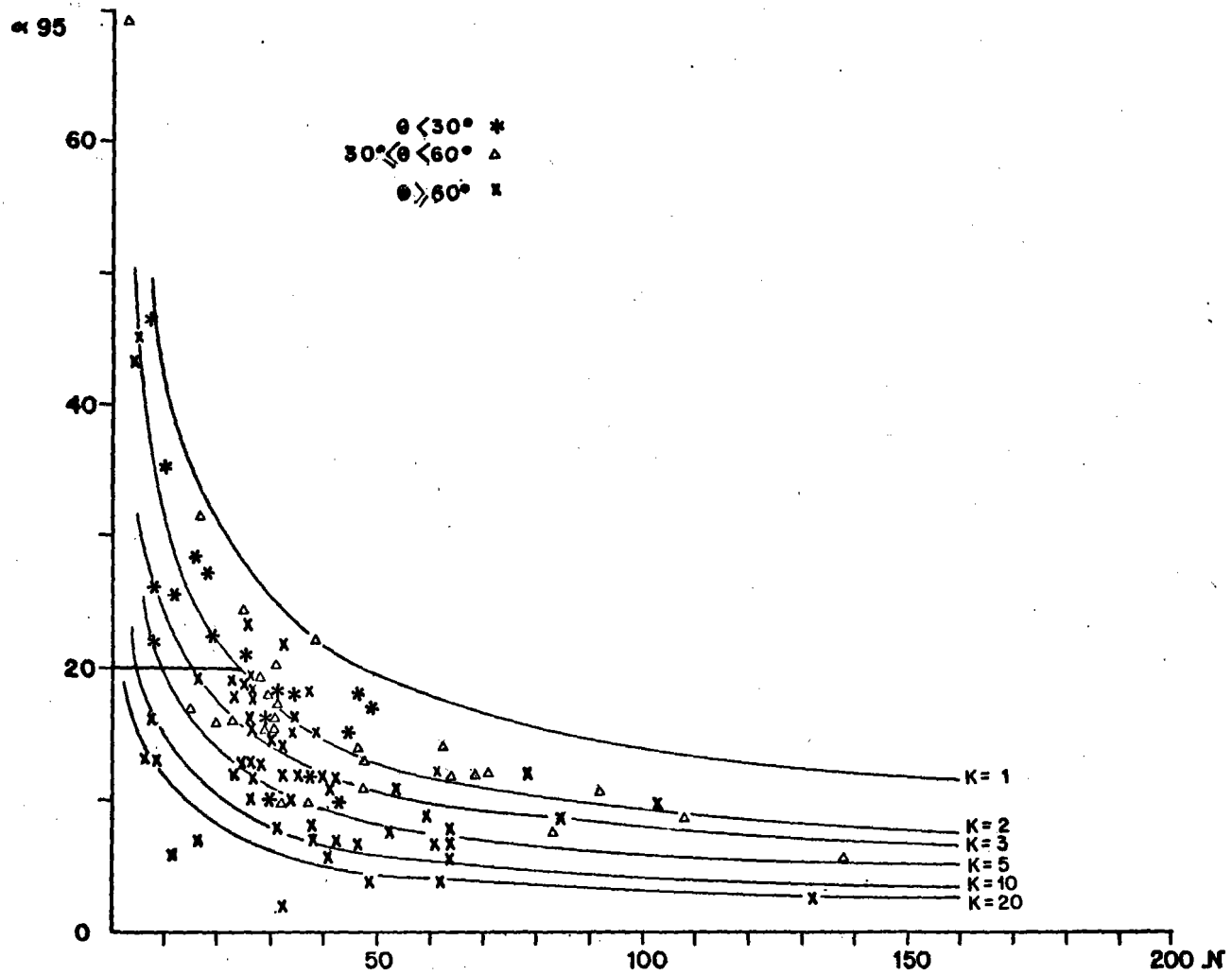


Fig. 51 : Répartition des plans de section des échantillons dans un diagramme $\alpha_{95} = f(k, N)$ quand un leur pendage θ , par rapport au plan horizontal ménisque trouvé, varie de 0 à 90° .

CHAPITRE XII.

ETUDE DES FACTEURS DE DISPERSION DE L'INCLINAISON MAGNETIQUE TROUVEE.

La dispersion de l'inclinaison magnétique trouvée peut dépendre de l'écart entre les verticales trouvées et la verticale vraie du lieu de prélèvement, mais les variations de la direction d'aimantation par rapport au champ du dipole géocentrique peuvent jouer également un rôle important.

XII.1. FACTEURS INFLUANTS SUR LA DIRECTION D'AIMANTATION DES ECHANTILLONS.

L'écart entre \vec{J} (Direction d'aimantation) et \vec{F} (Direction du champ magnétique géocentrique) peuvent avoir plusieurs origines.

1) La lave a pu se mettre en place pendant une inversion du champ terrestre. Les laves qui nous intéressent ont été émises pendant l'époque BRUHNES (voir ch.IV). Leur direction d'aimantation doit donc être, en principe, normale (inclinaison positive).

A la latitude 37° (environ) du site, l'inclinaison du vecteur champ du dipole axial doit être de 56° (environ) suivant la formule :

$$\text{tg } I = 2 \text{ tg } L$$

seuls 55% des échantillons ont des inclinaisons franchement positives ($> 25^\circ$). 10% ont des inclinaisons négatives (2/20). Les 35% de valeurs intermédiaires interdisent d'affirmer que les échantillons négatifs ont une aimantation inverse.

Si cela était le cas, l'inversion considérée serait à attribuer soit, à l'évènement LASCHAMP (10.000 à 15.000 ans), soit à l'évènement BLAKE (110.000 ans Bp \pm 10.000) selon PREVOT et al. (1976).

2) Des phénomènes d'auto-inversion ont été observés dans les roches basaltiques (OZIMA et LARSON, 1967 ; WASILEWSKI, 1968 ; RYALL et HALL, 1975) mais il semble que ce phénomène soit rare dans la nature (A. LECAILLE - communication personnelle).

4) La présence d'une aimantation rémanente visqueuse n'a pas été décelée dans ces échantillons d'ailleurs très frais (LECAILLE et al., 1974).

5) La variation séculaire, par contre, a pu contribuer à la dispersion des inclinaisons trouvées. En effet, le champ magnétique terrestre peut subir des variations au cours du temps (voir ch. I). Les écarts angulaires par rapport au champ du dipole axial, peuvent atteindre 15° à 20° (CREER, 1962 ; DOELL et COX, 1965 ; MARSHALL et COX, 1971). Cependant, sur une période de 10^5 à 10^6 années, ces variations sont statistiquement faibles (LE PICHON et al., 1973) et leur moyenne coïncide à peu près avec le dipole axial (IRVING, 1964 ; OPDYKE et HENRY, 1969 ; DOELL, 1969, WILSON, 1970).

XII.2. FACTEURS AGISSANT SUR LA DISPERSION DES VECTEURS VERTICAUX TROUVES.

On distingue deux types de facteurs :

1) Les facteurs naturels qui sont liés à l'histoire de l'échantillon depuis sa mise en place, jusqu'au moment de son aimantation.

2) Les facteurs artificiels introduits par la technique de préparation des échantillons et la méthode de traitement des mesures d'orientation.

XII.2.1. Les facteurs naturels.

a) La force qui est responsable de l'orientation préférentielle des liquides résiduels pénétrant dans les vésicules peut être la résultante de la force de gravité et d'une autre composante. Cette autre force peut être introduite par un mouvement d'écoulement de la lave sur une pente pendant la pénétration des produits de ségrégation dans les vésicules. La force peut également provenir de mouvements internes, avant la solidification totale du pillow :

- . Mouvements de convection dans le liquide interstitiel.
- . Mouvements provoqués par la rotation du pillow pendant la formation des vésicules de ségrégation.
- . Mouvements du liquide, provoqué par le tassement du pillow sous l'effet de son poids, ou lors de la rétraction de la croûte externe en se refroidissant.

Le risque que de tels facteurs interviennent dans la distribution de la verticale trouvée doit être réduit si l'on élimine les roches à structure fluidale ou hétérogène et les extérieurs de pillows.

b) La force responsable de l'orientation préférentielle des ménisques est la gravité. Mais les pillows ont pu subir une rotation, à l'état solide, entre le moment de la fossilisation de la verticale par les ménisques et le moment de leur aimantation.

Actuellement, il est difficile d'affirmer que ce phénomène est fréquent dans les basaltes sous-marins. Il est, toutefois, certain qu'il existe. Des pillows incandescents mais solides (c.f. MOORE, 1975) ont été photographiés, se détachant d'un gros pillow nourricier.

Ceci peut s'expliquer par le refroidissement plus rapide du bourgeon moins volumineux que le pillow nourricier. Le col d'alimentation se fissure lors de la trempe de la lave qui se rétracte.

Cependant, les gros échantillons possédant des cavités (voir ch. III et IX) ont apparemment fossilisé correctement la verticale (PREVOT et al., 1976 ; BIDEAU et al., 1977) et conservé cette orientation jusqu'à leur aimantation.

Les rotations avant aimantation ne sont probablement pas un trait général des pillows puisque certains se sont refroidis dans des conditions stables. Si l'on choisit des échantillons assez gros, dans lesquels la croûte vitreuse et variolitique ne constitue pas un élément volumétrique important, le risque de rotation a plus de chance d'être écarté.

XII.2.2. Les facteurs artificiels.

a) Certaines erreurs peuvent être introduites lors de la préparation des échantillons.

. les moules peuvent ne pas constituer des parallélogrammes parfaits (déformation après choc).

. l'opération de sciage comprend plusieurs étapes (ch. IX) au cours desquels des erreurs peuvent s'introduire dans l'orientation des plans de section (la table de sciage et le plan de la scie ne sont pas toujours perpendiculaire, un certain jeu dans le guide de l'échantillon a pu être constaté).

. Des incidents de sciage peuvent se produire (fissuration des échantillons, échantillons se désolidarisant de leur moule).

. Certains échantillons (DR 4 - 105) ont dû être abandonné car le bas indiqué par les croissants dans les différents plans était incompatibles. Ceci est probablement dû à une erreur de report des axes de référence.

. Lors de la fabrication d'une lame, une erreur peut s'introduire lors du sciage parallèlement aux axes de référence de la section, une seconde erreur peut s'introduire lors du collage de la lame de roche sur la lame de verre si une légère rotation se produit (ceci a été observé).

. Le polissage peut entraîner une détérioration orientée des croissants, mais ceci doit être aisément décelable.

b) Le principe de traitement des mesures peut entraîner encore un certain nombre d'erreurs.

. La grille placée dans l'oculaire doit être parallèle aux fils du réticule. Cependant, elle n'est pas solidaire de l'oculaire et une erreur peut s'introduire lors de son orientation.

. La surplatine est, en principe, un matériel de précision à condition qu'il ne soit pas endommagé (l'appareil utilisé ici semble en très bon état).

. Puisque la méthode d'orientation utilisée est statistique, un nombre important de mesures est nécessaire. Plusieurs lames dans un même plan d'observation sont parfois utiles pour obtenir une trentaine de mesures au moins. Dans beaucoup d'échantillons, il n'a été possible de confectionner qu'une seule lame par plan en raison de leur taille.

. La méthode de traitement des mesures pour l'obtention de la verticale moyenne des ménisques est indirecte.

L'utilisation d'un diagramme stéréographique est d'autant plus imprécise que l'incertitude α_{95} des mesures est grand. Le pendage du plan de section par rapport au plan horizontal relatif aux ménisques joue donc un rôle important (ch. XI) quant à la qualité de la verticale obtenue.

XII.3. INFLUENCE DE LA PRECISION DE LA VERTICALE TROUVEE ET DE LA LATITUDE DU SITE SUR LA DISTRIBUTION DES INCLINAISONS TROUVEES.

La moyenne des mesures de la direction des croissants et l'incertitude α_{95} dans chaque plan de section sont utilisés graphiquement pour obtenir la verticale. On cherche, sur un diagramme stéréographique, le lieu des plans compatibles avec ces données et c'est le centre du lieu de leur pôle qui est choisi pour représenter la verticale. Son sens est donné par la concavité des croissants.

Nous avons vu que α_{95} est, d'autant plus grand que le pendage (Θ) du plan de section est faible (par rapport au plan horizontal relatif aux ménisques). Or, si α_{95} est grand, la méthode stéréographique introduit des discontinuités qui modifient la forme du lieu des pôles considérés. La valeur exacte de l'imprécision sur la verticale est difficilement accessible. Elle est, toutefois, supérieure à 15° dans la plupart des cas.

Le fait que la distribution des valeurs de l'inclinaison trouvée ne tient pas compte de la variabilité de l'incertitude contribue à accentuer probablement l'asymétrie de la courbe. Cependant, la moyenne des résultats est beaucoup plus faible que l'inclinaison du champ du dipole axial à cette latitude (37° environ). Cette moyenne devrait en principe approcher $+ 56^\circ$.

Hypothèse qui semble confirmée par l'étude de roches orientées par d'autres critères à la même latitude (PREVOT et al., 1976 ; JOHNSON et ATWATER, 1977) et à d'autres latitudes (JOHNSON, 1978 ; JOHNSON et MERRILL, 1978).

Notons, pourtant, qu'un certain nombre d'inclinaisons moyennes trop faibles ont été signalées dans la littérature (IRVING, 1968 ; BROOKE et al., 1970 ; IRVING et al., 1970 ; DE BOER et al., 1969 ; ADE HALL et al., 1973 ; LOWRIE, 1974 ; HALL et RYALL, 1977 ; PREVOT et al., 1979 ; RYALL et al., 1977 ; JOHNSON, 1979 ; PETERSEN, 1979 ; HALL, 1976 ; HARRISON et WATKINS, 1977 ; MACDONALD, 1976). Lorsqu'une explication est donnée à ce phénomène, c'est souvent celle d'un "tilt" d'axe de rotation sensiblement N-S. Cette explication est peu vraisemblable dans le cas des roches prélevées dans la vallée interne du rift (MC GREGOR et al., 1977).

Puisque une erreur orientée sur la verticale n'est pas une explication satisfaisante pour les faibles inclinaisons, nous nous sommes demandés si l'effet cumulé de l'imprécision sur la verticale et de la variation de la direction d'aimantation pouvait, à certaines latitudes, expliquer la faible moyenne des inclinaisons trouvées. En effet, nous savons que l'inclinaison maximale est limitée à 90° , quelque soit l'écart entre la verticale et le vecteur aimantation trouvés.

. Soit un repère orthonormé $(\vec{N}, \vec{W}, \vec{V})$, \vec{V} étant le vecteur unitaire vertical vrai dirigé vers le haut, (\vec{N}, \vec{W}) étant le plan horizontal vrai, \vec{N} le vecteur unitaire dirigé vers le pôle magnétique (fig. 52, 53).

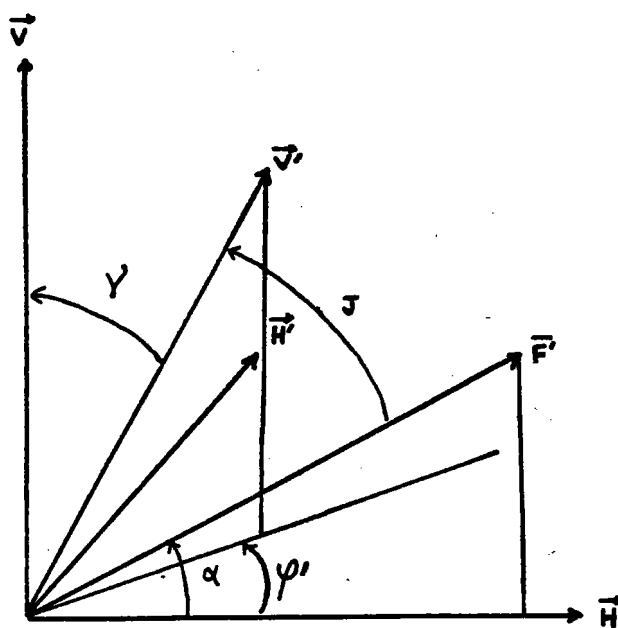
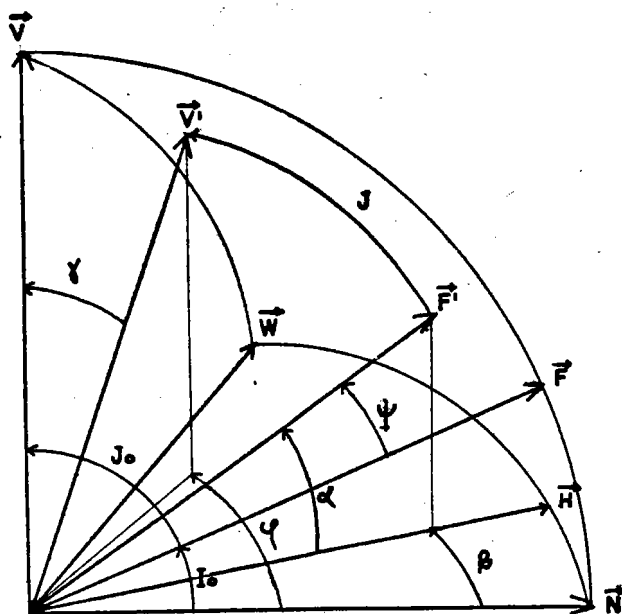


Fig. 52 : A) (N,W,V) forme un repère orthonormé , V représente la verticale vraie dirigée vers le haut , F est le vecteur champ du dipole géocentrique , V' est la verticale trouvée , F' est le vecteur aimantation de l'échantillon , (N,W) est le plan horizontal vrai .

B) (H,H',V) forme un repère orthonormé , V est la verticale vraie, dirigé vers le haut , (H,H') est le plan horizontal vrai .

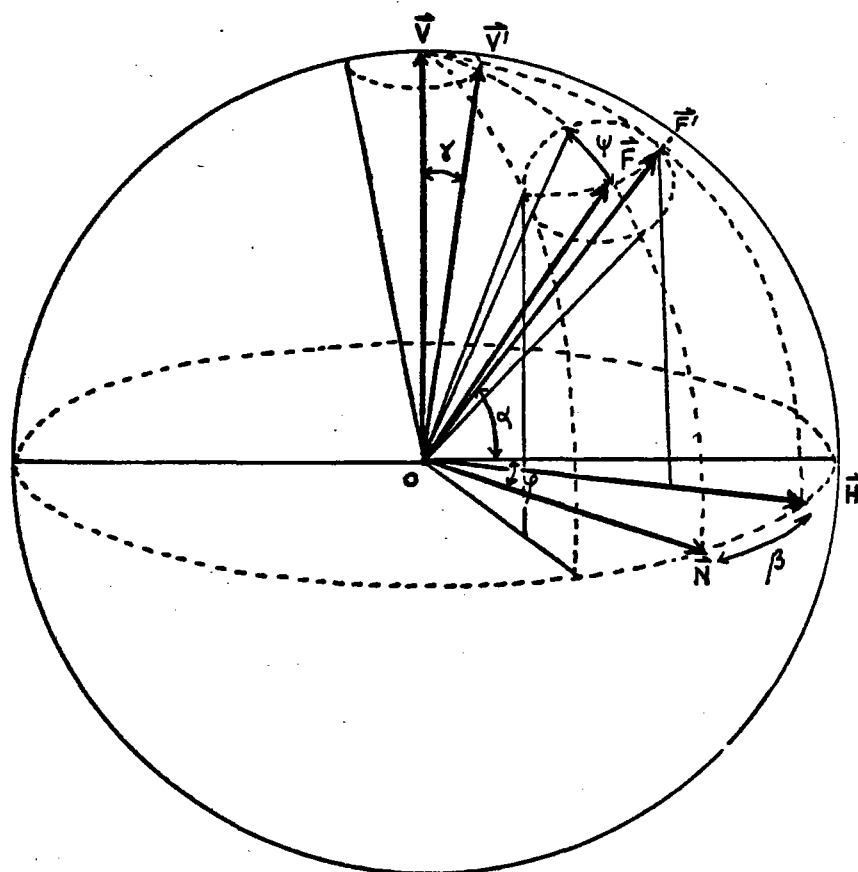


Fig. 53 : représentation des vecteurs de la figure 52 dans la sphère de référence .

. Soit \vec{V}' un vecteur vertical estimé par une méthode quelconque de réorientation d'un échantillon, \vec{V}' fait un angle γ avec \vec{V} . et sa projection dans (\vec{N}, \vec{W}) fait un angle φ avec \vec{N} .

. Soit \vec{F} le vecteur champ magnétique terrestre coïncidant avec le champ du dipole géocentrique. \vec{F} appartient alors au plan (\vec{V}, \vec{N}) et son inclinaison par rapport à \vec{N} est I_0 , J_0 est le complément de I_0 et représente l'angle par rapport à \vec{V} . I_0 dépend de la latitude du lieu considéré. ($\text{tg}(I_0) = 2 \text{tg}(\text{lat})$).

. Soit \vec{F}' le vecteur aimantation de l'échantillon qui fait un angle ψ avec \vec{F} , un angle α avec (\vec{N}, \vec{W}) et sa projection sur (\vec{N}, \vec{W}) fait un angle β avec \vec{N} . \vec{F}' fait un angle J avec \vec{V}' , J est le complémentaire de I qui représente l'inclinaison trouvée.

. L'angle ψ entre les vecteurs \vec{F} ($\cos I_0, 0, \sin I_0$) et \vec{F}' ($\cos \beta \cos \alpha, \sin \beta \cos \alpha, \sin \alpha$) est obtenue par l'équation :

$$\cos \psi = \frac{\langle \vec{F}, \vec{F}' \rangle}{\|\vec{F}\| \cdot \|\vec{F}'\|}$$

$$41) \quad \boxed{\cos \psi = \cos \alpha \cos \beta \cos I_0 + \sin \alpha \sin I_0}$$

. l'angle J entre les vecteurs \vec{V}' ($\cos \varphi \sin \gamma, \sin \varphi \sin \gamma, \cos \gamma$) et \vec{F}' ($\cos \beta \cos \alpha, \sin \beta \cos \alpha, \sin \alpha$) est obtenu par l'équation :

$$\cos J = \frac{\langle \vec{V}', \vec{F}' \rangle}{\|\vec{V}'\| \cdot \|\vec{F}'\|}$$

$$\begin{aligned} \cos J &= \cos \alpha \cos \beta \sin \gamma \cos \varphi + \cos \alpha \sin \beta \sin \gamma \sin \varphi + \sin \alpha \cos \gamma \\ &= \cos \alpha \sin \gamma (\cos \beta \cos \varphi + \sin \beta \sin \varphi) + \sin \alpha \cos \gamma \end{aligned}$$

$$42) \quad \boxed{\cos J = \cos \alpha \sin \gamma \cos (\beta - \varphi) + \sin \alpha \cos \gamma}$$

de l'équation n° 41, on tire :

$$43) \quad \boxed{\cos \beta = \frac{\cos \psi - \sin \alpha \sin I_0}{\cos \alpha \cos I_0}}$$

valable si $I_0 \neq \frac{\pi}{2}$ et $\alpha \neq \frac{\pi}{2}$.

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{si } \alpha = \frac{\pi}{2} \text{ et } I_0 \neq \frac{\pi}{2} \\ \text{si } \alpha \neq \frac{\pi}{2} \text{ et } I_0 = \frac{\pi}{2} \\ \text{si } \alpha = \frac{\pi}{2} \text{ et } I_0 = \frac{\pi}{2} \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} \cos \psi = \sin \alpha \quad \forall \beta \\ \cos \psi = \sin I_0 \quad \forall \beta \\ \cos \psi = 1 \end{array} \right.$$

Si pour ψ et α donnée la projection de \vec{F}' sur (\vec{N}, \vec{W}) est \vec{H} et \vec{H}' sa perpendiculaire (fig. 52) dans le repère $(\vec{H}, \vec{H}', \vec{V})$ orthonormé, J est tel que :

$$44) \quad \boxed{\cos J = \cos \alpha \sin \gamma \cos \varphi' + \sin \alpha \cos \gamma}$$

avec $\varphi' = \pm (\varphi - \beta)$

La probabilité que \vec{V}' fasse un angle γ avec \vec{V} est déterminée par la méthode utilisée pour réorienter, la probabilité que \vec{F}' fasse un angle ψ avec \vec{F} dépend de variations du champ terrestre principalement. On peut considérer que ces probabilités sont indépendantes et écrire :

$$45) \quad \boxed{P(\gamma \cap \psi) = P(\gamma) \times P(\psi)}$$

si $P(\gamma) = P(\gamma_0 \leq \gamma < \gamma_1)$ par approximation, on peut écrire pour $k_\gamma > 3$ et $k_\psi > 3$:

$$46) \quad P(\gamma) = e^{k\gamma (\cos \gamma_0 - 1)} - e^{k\gamma (\cos \gamma_1 - 1)} \quad (\text{Chap. X})$$

et de la même façon :

$$47) \quad P(\psi) = e^{k\psi (\cos \psi_0 - 1)} - e^{k\psi (\cos \psi_1 - 1)} \quad (\text{chap. X})$$

J dépend de γ et de ψ et par conséquent la probabilité d'avoir J est :

$$48) \quad P(J \cap (\gamma \cap \psi)) = P(\gamma \cap \psi) \times P(J / (\gamma \cap \psi))$$

(théorème des probabilités composées)

$$49) \quad P(J / (\gamma \cap \psi)) = f(\varphi, \beta, \alpha) = g(\varphi, \psi)$$

pour γ_j et ψ_m , lorsqu'on fait varier φ de $[0, 2\pi[$ et (α, β) dans les limites autorisées par la valeur de ψ_m , J prend n_i valeurs J_i qui dépendent de ψ_m et γ_j et que l'on note $n_{i,j,m}$. Le nombre total des valeurs de J trouvées pour γ_j et ψ_m est $n_{j,m}$.

La fréquence relative des valeurs J_i pour γ_j et ψ_m est donc :

$$50) \quad P(J_i / (\gamma_j, \psi_m)) = \frac{n_{i,j,m}}{n_{j,m}}$$

on peut donc écrire l'approximation suivante :

$$51) \quad P(J_i \cap (\gamma_j, \psi_m)) = P(\gamma_j) \times P(\psi_m) \times \frac{n_{i,j,m}}{n_{j,m}}$$

par extension lorsque γ_j prend les valeurs γ_1 à γ_p et ψ_m les valeurs ψ_1 à ψ_t :

$$52) \quad P(J_i \cap (\gamma_1 \leq \gamma_j \leq \gamma_p) \cap (\psi_1 \leq \psi_m \leq \psi_t)) = \sum_{j=1}^p \sum_{m=1}^t \left(P(\gamma_j) \times P(\psi_m) \times \frac{n_{i,j,m}}{n_{j,m}} \right)$$

Le calcul de la fréquence relative de J, pour différentes précisions (k_γ) sur la verticale et plusieurs exemples de la latitude ont été effectués sur ordinateur. La valeur de k_ψ a été choisie égale à 30 (PREVOT, communication personnelle) dans tous les cas.

γ_j est incrémenté de 10° en 10° , la probabilité $P(\gamma_j)$ associée est celle de l'intervalle de 10° centré sur γ_j . Le processus est le même pour l'incrémentation de ψ_m .

Pour chaque couple (γ_j, ψ_m) , on incrémente successivement φ' et α afin de calculer J par l'équation 44. φ' varie dans l'intervalle $[0, 2\pi]$ par pas de 10° . α varie par pas de 5° et son intervalle de variation est fixé par la valeur de ψ_m . En principe, $\alpha_{\max} = I_0 + \psi$ et $\alpha_{\min} = I_0 - \psi$, mais une série de test est nécessaire pour corriger α qui doit varier au maximum entre -90° et $+90^\circ$ alors que $(I_0 - \psi)$ peut varier de I_0 à $(I_0 - 180^\circ)$ et $(I_0 + \psi)$ de I_0 à $(I_0 + 180^\circ)$.

J_i est la valeur du centre des classes de 10° de J et la fréquence $P(J_i)$ associée est la somme de toutes les possibilités trouvées pour les valeurs de J appartenant à la classe considérée lorsque γ et ψ varient séparément de 0 à 180° .

Pour chaque latitude et chaque valeur de k la somme de $P(J_i)$ est calculée ainsi que la moyenne des J_i . En théorie, cette somme devrait être égale à 1. Mais la méthode utilisée est une intégration assez grossière (une intégration utilisant les surfaces sur la sphère, serait meilleure). Cependant, les résultats obtenus sont satisfaisants pour des latitudes supérieures à 25° et inférieures à 65° (fig. 54) et pour $k > 10$. La méthode présente aussi l'avantage de ne pas nécessiter un temps de calcul trop long.

Les résultats montrent (fig. 55) que la distribution des inclinaisons tend à devenir asymétrique lorsque la latitude augmente ($> 70^\circ$) avec l'imprécision sur la verticale. Mais le fait le plus intéressant est que même si l'asymétrie n'est pas marquée, la valeur de la moyenne arithmétique tend à s'écarter de la valeur attendue pour l'inclinaison (dipole axial) et ceci d'autant plus que la latitude du site est élevée et que la précision sur la verticale est faible (fig. 55, 56, 57).

La dispersion des valeurs de I trouvée à la latitude de FAMOUS admet des valeurs avoisinant 0° pour $k = 10$, et des valeurs même faiblement négatives pour $k < 5$. L'allure de la distribution n'explique toutefois pas l'asymétrie de la courbe obtenue par la méthode de réorientation utilisée, ni l'existence de valeurs fortement négatives (fig. 58).

XII.3. DISCUSSION ET CONCLUSION.

La première conclusion est que la méthode de réorientation par les vésicules de ségrégation ne permet pas actuellement une étude systématique de la polarité magnétique des basaltes sous-marins. Si 55% des 20 échantillons orientés ont une polarité magnétique franchement positive, comme on peut s'y attendre pendant la période BRUNHES, les 10% négatifs et les 35% intermédiaires indiquent que la valeur des inclinaisons ne peut être considérée comme significative.

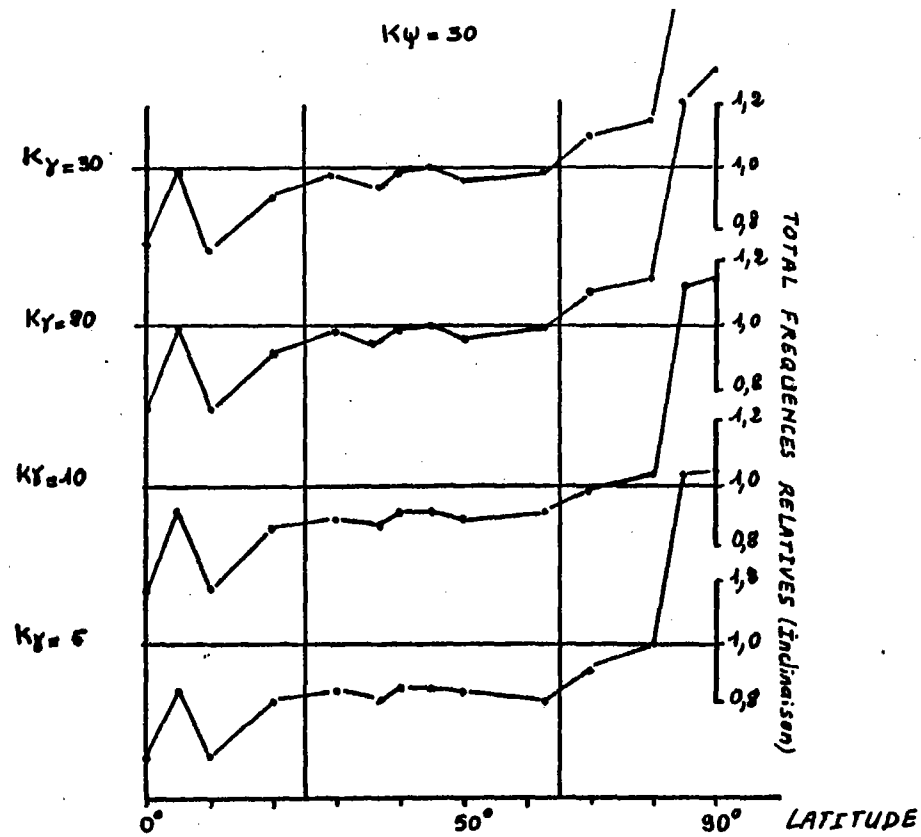


Fig. 54 : Evolution de la somme des fréquences relatives des inclinaisons calculées lorsque la distribution des vecteurs aimantation suit une loi fisherienne de précision $K\psi=30$, pour différentes valeurs de $K\gamma$ (précision sur la verticale trouvée) , et lorsque la latitude du lieu varie . La méthode de calcul n'est pas appropriée pour des latitudes $< 25^\circ$ ou $> 65^\circ$.

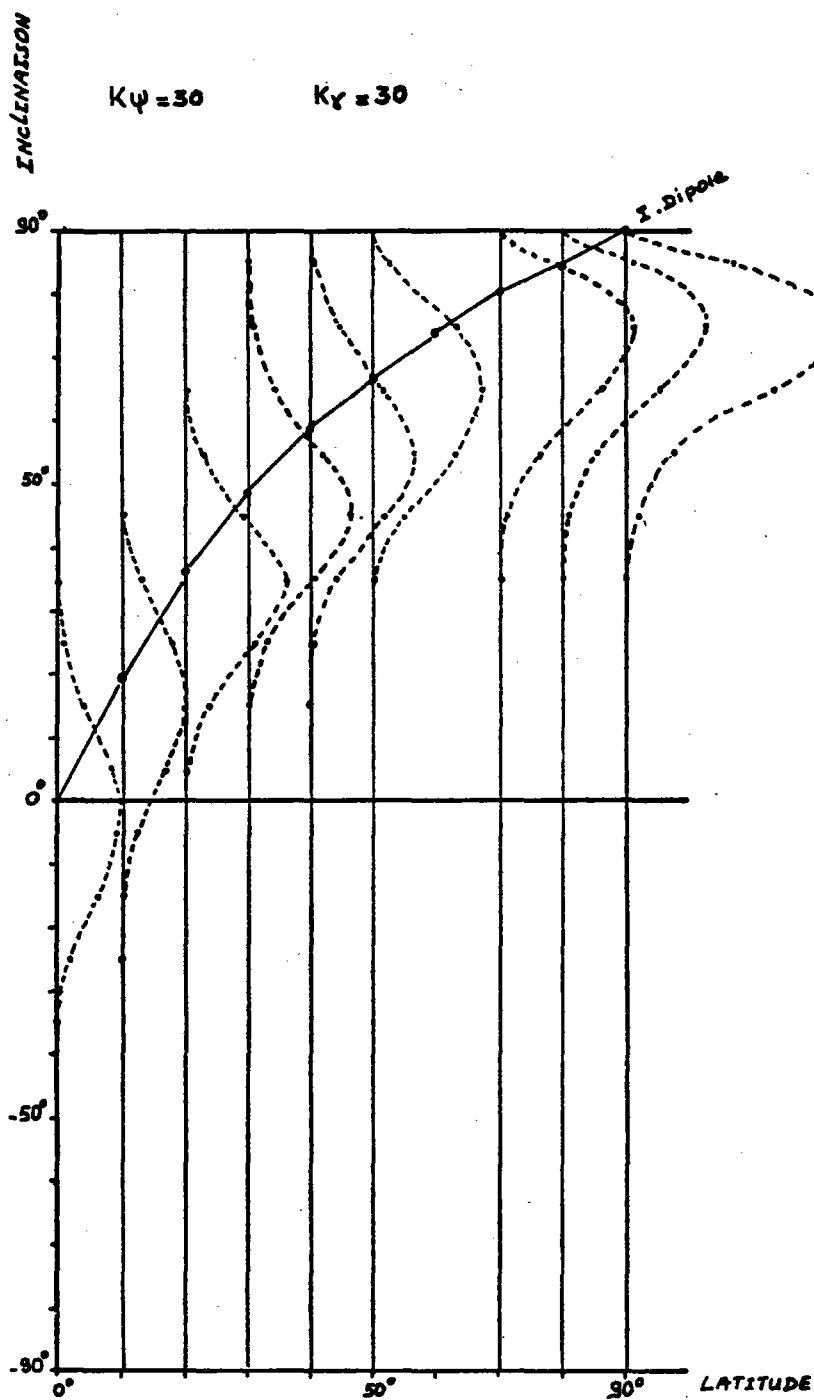


Fig. 55 : Forme de la distribution des inclinaisons calculées lorsque la précision $K\psi$ du vecteur aimantation est 30° et la précision $K\gamma$ du vecteur vertical trouvé est 30° également . Evolution en fonction de la latitude .

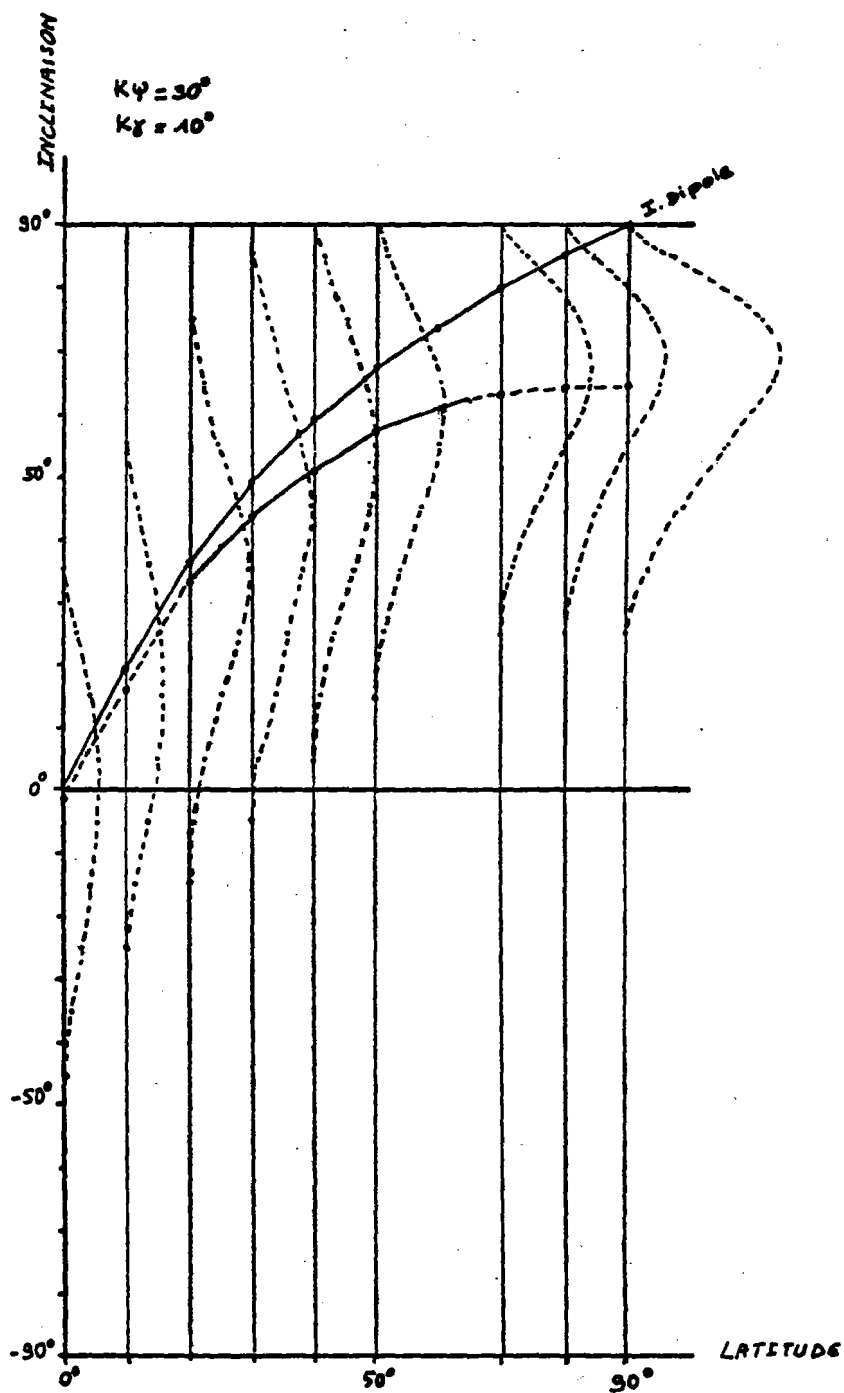


Fig. 56 : Forme de la distribution des inclinaisons calculées lorsque la précision $K\psi$ du vecteur aimantation est 30 et la précision du vecteur vertical trouvé est 10 . Evolution en fonction de la latitude .

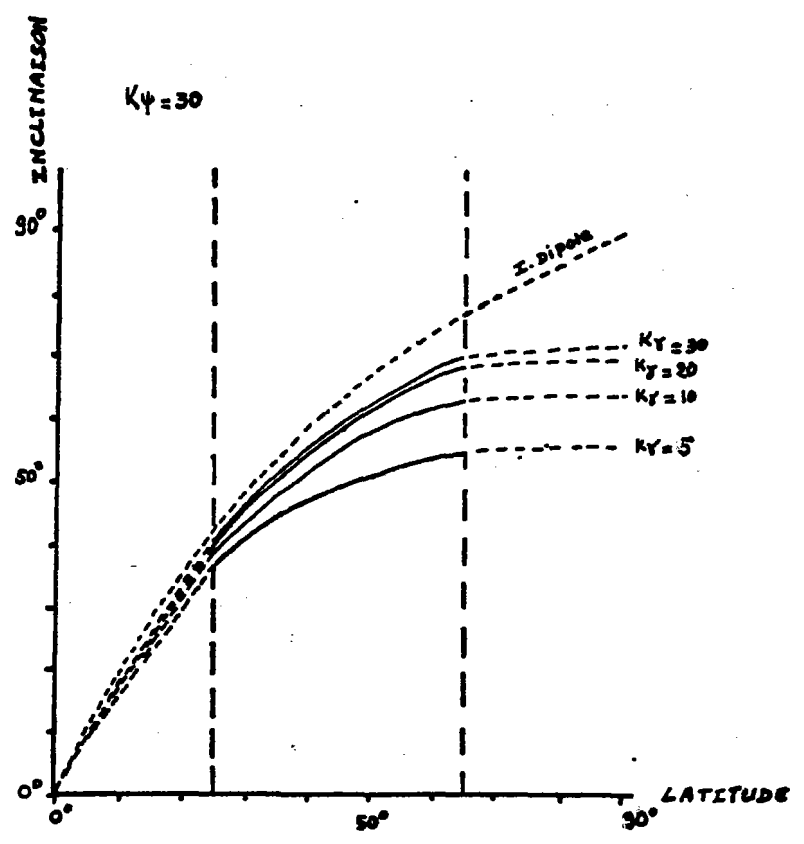


Fig. 57 : Evolution de la moyenne des inclinaisons calculées , pour une précision $K_\Psi = 30$ de la direction d'aimantation , lorsque la précision K_Y de la verticale et la latitude varient.

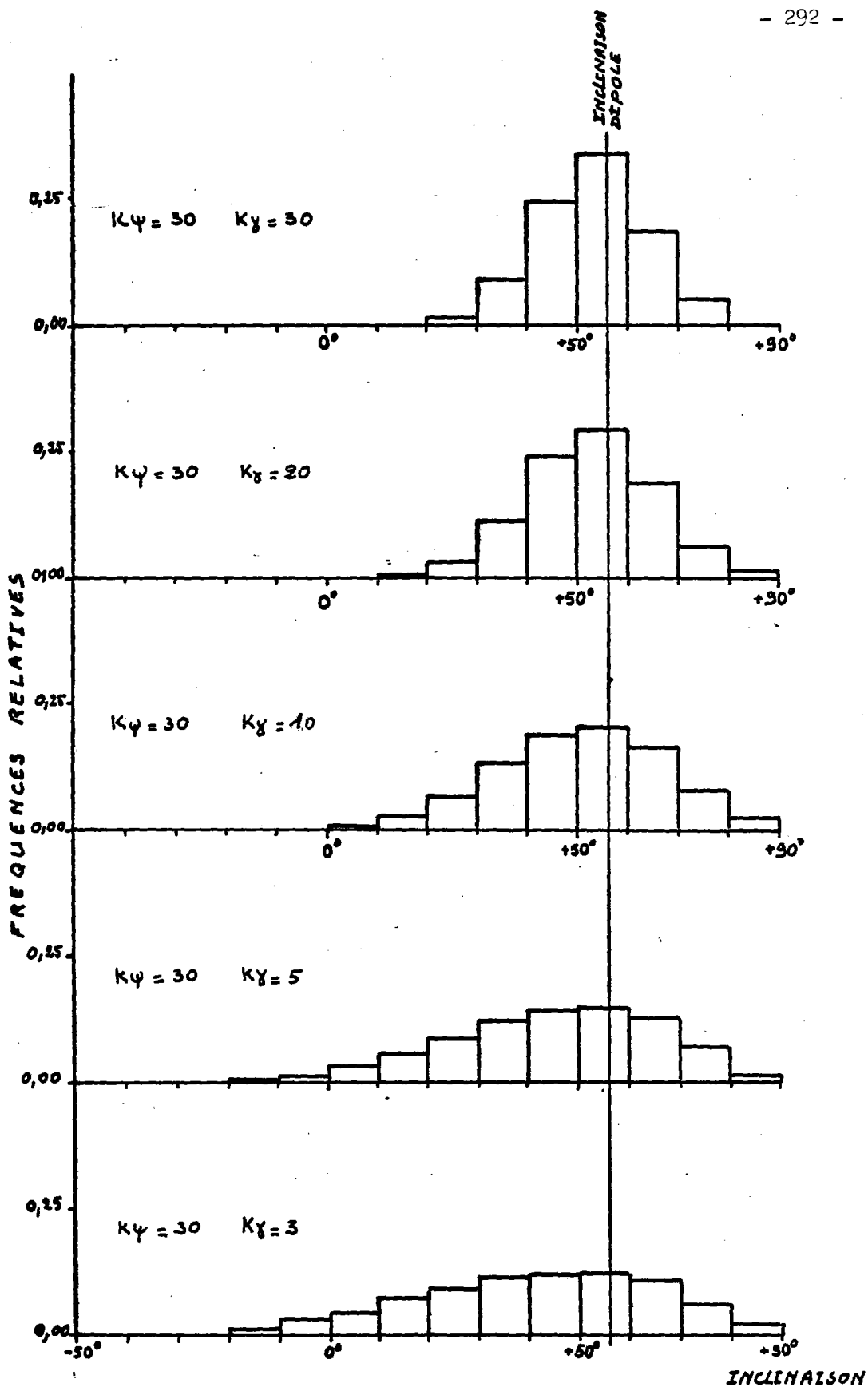


Fig. 58 : Distribution des inclinaisons calculées pour une précision $K_\psi=30$ sur la direction d'aimantation, lorsque la précision K_γ sur la verticale varie, à la latitude $37^\circ N$. L'inclinaison du dipole axial est $+56^\circ$.

La seconde conclusion immédiate est que l'incertitude sur l'existence d'échantillons de polarité-inverse ou la fréquence possible de rotation d'échantillons entre le moment de la solidification et le moment de l'aimantation ne peut pas actuellement être levée. Elle pourrait l'être toutefois dans les conditions suivantes pour un nombre d'échantillons assez élevé (> 50 au moins).

- 1) Les échantillons seront choisis suivant des critères pétrologiques sévères (proposés plus haut) afin d'éliminer les roches dont l'orientation préférentielle des ménisques n'est pas la verticale au moment de la solidification (structures hétérogènes ou orientées) et les roches dont la dispersion des croissants serait trop élevée (refroidissement rapide). Pour cela, on utilisera uniquement la zone 4 des pillows définie au chapitre V.
- 2) Les échantillons seront assez gros pour que le nombre des mesures soit important (au moins $\gg 30$) car plusieurs lames pourront être nécessaires dans chaque plan. On évitera, peut être aussi, l'effet de rotations pendant le refroidissement.
- 3) Afin de limiter l'influence du pendage du plan de section sur la distribution des mesures de croissants (influence sur α_{95}), une réorientation grossière sera effectuée avant la réorientation définitive. Soit en utilisant des critères morphologiques, soit par une orientation rapide utilisant la méthode des vésicules de ségrégation. Les plans d'observation définitifs seront choisis parmi les plans parallèles à la direction verticale approximative.

4) Les erreurs introduites lors de la préparation des échantillons seront éliminées par l'utilisation d'une technique de précision : les moules de plâtres auront des faces rigoureusement parallélogramme. La table de la scie sera horizontale et le plan de la scie rigoureusement vertical. Le guide de l'échantillon sera parallèle (ou perpendiculaire), strictement, à l'une des arêtes de la table. L'échantillon sera maintenu solidement contre ce guide pendant le sciage (les échantillons légèrement détériorés (facturation) ou désolidarisés de leur moule ne seront pas reconstitués). Une attention particulière sera apportée à la confection de la lame qui devra rigoureusement être parallèle aux axes de référence du plan de section et aux bords de la lame de verre.

5) Les erreurs introduites par la méthode de traitement des mesures seront évitées de cette manière : La grille placée dans l'oculaire sera très fine, strictement parallèle aux fils du réticule et solidaire de l'oculaire. La surplatine sera neuve et orientée correctement par rapport aux axes du microscope. Les valeurs angulaires de l'orientation des croissants dans tous les plans d'observation seront intégrés dans un programme permettant de calculer directement l'orientation de la verticale relative aux ménisques et son incertitude. Ceci évite des défauts de la méthode stéréographique mais nécessite une uniformisation de la présentation des données : les trièdres doivent tous être identiques (inverses ou directs), l'axe \vec{Z} sera choisi parallèle à l'axe vertical approximatif. Seuls les plans (\vec{X}, \vec{Z}) et (\vec{Y}, \vec{Z}) seront utilisés. Le grand côté des lames sera toujours parallèle à \vec{Z} , la position zéro du croissant et le sens de lecture des angles sera toujours le même.

Si toutes ces conditions peuvent être réunies, deux choses peuvent se produire :

- ou bien nous n'assisterons pas à la disparition des valeurs faibles d'inclinaison. Il faudra alors admettre que la rotation d'échantillons, à l'état solide, et avant aimantation, est un phénomène courant. La méthode de réorientation serait alors inutilisable pour obtenir la polarité magnétique. Toutefois, elle permettrait peut-être de confirmer la stabilité de la verticale d'échantillons carottés puisque le moment de l'aimantation est intermédiaire entre le moment de la solidification et celui du carottage. S'il n'y a pas compatibilité, il est impossible alors de trancher. Il faudrait également admettre que les échantillons possédant des cavités se sont refroidis dans des conditions particulièrement stables, jusqu'à preuve du contraire.

- ou bien les valeurs faibles disparaîtront et s'il subsiste plusieurs valeurs négatives, celles-ci pourront être attribuées à des échantillons d'aimantation inverse. Dans ce cas, la méthode de réorientation par les vésicules de ségrégation ne serait pas une méthode générale comme le pensaient BIDEAU et al., (1977) mais une méthode complémentaire d'autres méthodes dans le cadre de l'étude systématique de la polarité magnétique d'une région. De plus, elle permettrait de confirmer ou infirmer le fait que la verticalité d'un carottage peut être assimilée à la verticalité de la roche au moment de son aimantation.

B I B L I O G R A P H I E

- ADE HALL, J.M. (1964) : The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 9, 85 - 92.
- ADE HALL, J.M. ; PALMER, H.C. ; HUBBARD, T.P. (1971) : The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 24, 137 - 174.
- ADE HALL, J.M. ; AUMENTO, F. ; RYALL, J.C.P. ; GERSTEIN, R.E. ; BROOKE, J. ; MCKEOWN, D. (1973) : The Mid-Atlantic Ridge near 45° N., 21, Magnetic Results from Basalt Drill Cores from the median Valley. Can. J. Earth Sci., 10, 679 - 696.
- ANDREWS, A.J. (1976) : Low temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalt, DSDP leg 37. Can. J. Earth Sci., 14, 911 - 926.
- ARCYANA (1975) : Transform fault and rift valley from bathyscaphe and diving saucer. Science 199. 108 - 116.
- ARCYANA (1977) : Rocks collected by bathyscaphe and diving saucer in the "FAMOUS" area of the Mid Atlantic Rift valley : petrological diversity and structural setting. Deep-sea res., 24, 565 - 589.
- AUMENTO, F. (1968) : The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, 2. Basalts from the area of confederation peak. Can. J. Sci. 5, pp. 1 - 21.

- AUMENTO, F. (1969) : The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, 5,
Fission track and ferro-manganese chronology.
Can. J. Earth sci., 6, 1431 - 1440.
- BALLARD, R.D. (1975 : Project FAMOUS II. Dive into the great
rift. National geographic 147, 5, 604 - 615.
- BALLARD, R.D. ; BRYAN, W.B. ; HEIRTZLER, J.R. ; KELLER, G. ;
MOORE, J.G. ; VAN ANDEL, (1975) : Manned submersible
observations in the FAMOUS area : Mid Atlantic Ridge.
Science, 190, 4210, 103 - 108.
- BALLARD, R.D. ; VAN ANDEL, R.DH. (1977 a) : Morphology and
tectonics of the Inner Rift Valley at 36° 50' N on
the Mid-Atlantic Ridge.
- BARAGAR, W.R.A., PLANT, A.G. ; PRENGLE, G.J. ; SCHAU, M. (1977) :
Pétrology and alteration of selected units of Mid-
Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and
335, DSDP - Can. J. Earth sci., 14, 837 - 874.
- BELLAICHE, G. ; CHEMINEE, J.L. ; FRANCHETEAU, J. ; HEKINIAN, R. ;
LE PICHON, X. ; NEEDHAM, H.D. ; BALLARD, R.D. (1974) :
Inner Rift Valley : first submersible study. Nature,
250, 558 - 560.
- BIDEAU, D. ; HEKINIAN, R. ; FRANCHETEAU, J. (1977) : Orientation
of ocean floor basaltic rocks at time of cooling :
A general method. Contrid. Mineral. Petrol. 65, 19 - 28.
- BOER (de) ; SCHILLING , J.G. ; KRAUSE, D.C. (1969) : Magnetic
polarity of pillow basalts from Reykjanes Ridge.
Science, 166, 3908, 996 - 998.

- BONATTI, E. (1965) : Palagonite, hyaloscistite, and alteration of volcanic glass in the ocean.
Bull. Volcanol. 28 , 3 - 15.
- BONATTI, E. (1967) : Mechanisms of deep-sea volcanism in the south pacific. In researches in geochemistry (p.M. Adelson. Ed). Vol. 2 - pp. 453 - 491.
- BOUGAULT H. (1977) : Major elements : Analytical chemistry on board and preliminary results. Initial reports of the Deep-sea Drilling projects - Vol. 37, Washington.
- BOUGAULT, H. ; HEKINIAN, R. (1974) : Rift valley in the Atlantic ocean near 36° 50' N : Petrology and geochemistry. Earth and Planetary. Sci. Lett., 24 (2), 249 - 261.
- BRYAN, W.B. (1972) : Morphology of quench crystals in submarine basalts. J. of Geophys. Res. 77, 29, 5812 - 5819.
- BRYAN, W.B. et MOORE, J.G. (1977) : Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat. 36° 50' N. Geol. Soc. American Bull., V.88, p. 556 - 570.
- BROOKE, J. ; GILBERT, R.L.G. (1968) : The development of the bedford Institute Deep-sea Drill.
Deep-sea Res., 15, 483 - 490.
- BROOKE, J. ; IRVING, E. ; PARK, J.K. (1970) : The Mid-Atlantic Ridge at 45° N, 13. Magnetic properties of basalt bore-core. Can. J. Earth sci. 7, 1528.

- BULLARD, E.C. ; MASON, R.G. (1963) : The magnetic field over the oceans. The sea, 3, M.N. HILL (Editor), John Wiley, New York, N.Y., 175 - 217.
- CANN, J.R. (1968) : Geological processes and Mid-Ocean Ridge Crests. Geophys. J., 15, 331 - 341.
- CANN, G.R. (1971) : Major elements variation in ocean floor basalts, philos. Trans. of Royal Soc. A, V 268, p. 495 - 505.
- CARMICHAEL, I.S.E., et NICHOLLS, J. (1967) : Iron titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks, J. Geophys. Res., 72, 4665.
- CARMICHAEL, C.M. (1968) : An outline of the intensity of the paleomagnetic field of the earth. Earth planetary. Sci. Lett. 3, 354.
- CARMICHAEL, C.M. (1970) : The Mid-Atlantic ridge near 45° N, 7 Magnetic properties and opaque mineralogy of dredged samples. Can. J. Earth sci.. 7. 239 - 256.
- CHAIGNEAU, M. (1975) : Essai sur la composition des gaz magmatiques profonds, Bull. Volc. 39, 1-13.
- COX, A (1969) : Geomagnetic reversals, science, 163, 247 - 245.
- COX, A. ; DOELL, R.R. (1962) : Magnetic properties of the basalt in hole EM7, Mohole project. J. Geophys. Res. 67, 3997 - 4004.
- COX, A. ; DOELL, R.R. ; DALRYMPHE, G.B. (1964) : Reversals of the earth's magnetic field. Science, 144, 1537 - 1543.
- CZAMANSKE, G.K. et MOORE, J.G. (1977) : Composition and phase chemistry of sulfides globules in basalt from the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley near 37° N Lat. Geol. soc. Am. Bull., V88, 587 - 599.

- DOELL, R.R. (1969) : Paleomagnetism of the Kau volcanic series, Hawaii, J. Geophys. Research, vol. 74, N° 20, 4857 - 4868.
- FEHN, U. ; SIEGEL, M.D. ; ROBINSON, G.R. ; HOLLAND, H.D. ; WILLIAMS, D.L. ; ERIKSON, A.J. ; GREEN, K.E. (1977) ; Deep water temperatures in the FAMOUS area. Geol. Soc. of Am. Bull. V 88, p. 488 - 454, 8 fig.
- FISCHER, J.F. (1976) : Smectite distribution, leg 37 basalts. DSDP initial reports.
- FISHER, (1953) : Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. (London), Serie A, 217, p. 295 - 305.
- FOX, P.J. ; OPDYKE, N.D. (1973) : Geology of the oceanic crust : Magnetic properties of oceanic rocks. J. of Geophys. Res., 78, 23, 5139 - 5153.
- FRANCHETEAU, J. ; CHOUKROUNE, P. ; HEKINIAN, R. ; LE PICHON, X. ; NEEDHAM, H.D. (1976) : Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. Canadian Journ. of Earth sci. 13, 9, 1223 - 1235.
- FURNES, H. (1973) : Variolitic structure in ordovician pillow-lava and its possible significance as an environmental indicator. Geology, 27 - 30.
- GARNER, D.M. ; FORD, W.L. (1969) : The Mid-Atlantic Ridge at 45° N. 4, water properties in the median valley. Can. J. Earth sci. 6, 1359 - 1362.
- GASS, J.G., SMEWING, J.D. (1973) : Intrusion, Extrusion and Metamorphism at constructive margin : Evidence from the Troodos MASSIF, Cyprus. Nature, 242, 26 - 29.

- GROMME, C.S. ; WRIGHT, J.L. ; PECK, D.L. (1969) : Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi Lava lakes, Hawaii. J. Geophys. Res. 74, 5277 - 5294.
- HALL, J.M. (1976) : Major problems regarding the magnetization of oceanic crustal layer 2, J. Geophys. Res. 81, 4223 - 4231.
- HALL, J.M. ; RYALL, P.J.C. (1977) : Paleomagnetism of basement rocks, leg 37 , Initial Rep. DSDP, 37, 425 - 448.
- HARRISSON, C.G.A. ; WATKINS, B.D. (1977) : Shallow inclinations of remanent magnetism in Deep-sea Drilling Project igneous core : geomagnetic field behavior or postemplacement effects ? - Journ. Geophys. Res., 82, 4869 - 4877.
- HEIRTZLER, J.R. (1975) : Project FAMOUS first voyages down to the Mid-Atlantic Ridge : where the Earth turns inside out. National geographic. 147, 5, 586 - 603.
- HEIRTZLER, J.R. ; BRYAN, W.B. (1975) : the Floor of the Mid-Atlantic Rift. Scientific American. 233 (2), 79 - 90.
- HEIRTZLER, J.R. ; LE PICHON, X. (1965) : Crustal structure of Mid-ocean Ridges, 3, Magnetic Anomalies over the mid-Atlantic Ridge. J. Of Geophys. Res. 70, 16, 4013 - 4033.
- HEIRTZLER, J.R. ; VAN ANDEL, Tj. H. (1977) : Project FAMOUS : Its origin, programs, and setting. Geol. Soc. of Am. bull. 88, 481 - 487.

- HEKINIAN, R. ; CHAIGNEAU, M. ; CHEMINEE, J.L. (1973) : Poppings rocks and lava tubes from the Mid-Atlantic Rift Valley at 36° N., *Nature*, 245, 5425, 371 - 373.
- HEKINIAN, R. ; HOFFERT M. (1975) : Rate of palagonitization and manganese coating an basaltic rocks from the Rift Valley in the Atlantic Ocean near 36° 50' N. *Marine Geology*, 19, 91 - 109.
- HEKINIAN, R. ; MOORE, J.G. ; BRYAN, W.B. (1976) : Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley near 36° 49' N. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 83 - 110.
- HESS, H.H. (1955) : Serpentine, orogeny and epeirogeny, in crust of the Earth, spec. pap. 62, edited by A. Poldervaart. *Geol. Soc. of Am. Boulder, cdo.* 391 - 407.
- HESS, H.H. (1962) : History of the ocean basins. In : *Petrologic studies. Buddington memorial volume.* *Geol. Soc. Am. New York, N.Y.* pp. 599 - 620.
- HESS, H.H. (1965) : Mid-Oceanic Ridges and tectonics of sea-floor. In : W.F. Whittard and R. BRADSHAW (Editors), *submarine Geology and Geophysics.* Butterworth, London, pp. 313 - 334.
- IRVING, E. (1964) : *Paleomagnetism.* John Wiley and sons, Inc. 399 pp.
- IRVING, E. (1968) : Measurements of polarity in oceanic basalt. *Can. J. Earth sci.*, 5, 1319 - 1321.

- IRVING, E. (1970) : The Mid-Atlantic Ridge at 45° N. XIV. Oxidation and magnetic properties of basalt, review and discussion. Can. J. of Earth sci. 7, 1528 - 1538.
- IRVING, E. ; PARK, J.K. ; HAGGERTY, S.E. ; AUMENTO, F. ; LONCAVERIC, B. (1970 a) : Magnetism and opaque mineralogy of basalts from the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. Nature, 228, 974 - 976.
- IRVING, E. ; ROBERTSON, W.A.; et AUMENTO, F. (1970 b). The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. VI remanent intensity susceptibility and iron content of dredge samples. Can. J. Earth Sci. 7, pp 226 - 238.
- IRVING, E. ; ROY, J.L. (1968) : Intensité et stabilité d'aimantation des basaltes de l'Oregon et Washington et leurs applications à l'expansion du fond de l'océan et à d'autres problèmes géophysiques. Can. J. Earth sci., 5, 907 -
- JAKOBSON, J.P. (1972) : On the consolidation and palagonitization of the tephra of Surtsey volcanic island, Iceland. Surtsey Progress Rept. 6, 1 - 8.
- JONES, J.E. (1969) : Pillow as depth indicators? Am. J. Sci, 267, 181 - 195.
- JOHNSON, H.P. (1979) : Paleomagnetism of igneous rock samples, DSDP leg 45, Initial Rep. DSDP, 45 edited by W.E. MELSON, P.D. ; RABINOWITZ V et al., , pp 387 - 396 U.S. Geot. Ptg. ofc. Washington, D.C.
- JOHNSON, H.P. ; ATWATER, T. (1977) : Magnetic study of basalts from the Mid-Atlantic Ridge, lat. 37° N. Geol. Soc. of Am. Bull., 88, 637 - 647.

- JOHNSON, H.P. ; HALL, J.M. (1978) : A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nazca plate, Geophys. J.R. astr. soc. 52, 45 - 64.
- JOHNSON, H.P. ; MERRILL, R.T. (1978) : A direct test of the vine-Matthews hypothesis, Earth planet. Sci Lett. 40, 263 - 269.
- JORON, J.L. ; BOUGAULT, H. ; TREUIL, M. ; ALLEGRE, C.J. (1976) : Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores, Bull. soc. Geol. France, (7), XVIII, N° 4, p. 811 - 818.
- LANGMUIR, C.H. ; BENDER, J.F. ; BENCE, A.E. ; HANSON, G.N. (1977) ; Petrogenesis of basalts from the FAMOUS AREA : Mid-Atlantic Ridge, Earth planet. sci. let., 36, 133 - 156.
- LAURENT, R. : HEBERT, Y. (1976) : Features of submarine volcanism in ophiolites from the Quebec Appalachians. Department de Geologie et minéralogie. The geological association of Canada Special paper Number 16.
- LECAILLE, A.M. ; PREVOT, J.C. ; TANGUY, J.C. ; FRANCHETEAU, J. (1974) : Intensité d'aimantation de basaltes dragués dans le Rift médio-atlantique vers 36° 50' N. C.R. Acad. Sci. Paris, 279 B, 617 - 620.
- LE PICHON, X. ; FRANCHETEAU, J. ; BONNIN, J. (1973) : Plate tectonics. Developments in Geotectonics, Elsevier, 6, pp 300.
- LOESCHKE, J. (1973) : Zur Petrogenese Paläozoischen Spilitite aus den Ost-Alpen. Neu. Jb. Mineral. Abh., 119, 20 - 56.
- LOFGREN G. (1974) : An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization. An. J. Sci., 274, 243 - 273.

- LONCAREVIC, B.D. ; MASON, C.S. ; et MATTHEWS, D.M. (1966) :
The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. I The median
valley. Can. J. Earth Sci., 3, pp 327 - 349.
- LOWRIE, W. (1974) : Oceanic basalt magnetic properties and
the vine and Matthews hypothesis. J. Geophys., 40,
513 - 536.
- LUDWIG, W.J., Nate, J.E. et DRAKE, C.L. (1971) : Seismic
refraction, in the sea, vol. 4, edited by MAXWELL A.E.,
pp 53 - 84. John Wiley, New York, 1971.
- LUYENDICK, B.P. ; MELSON, W.G. (1967) : Magnetic properties
and petrology of rocks near the crest of the mid-
Atlantic Ridge. Nature, 215, 147.
- MACDONALD, K.C. (1977) : Near-bottom magnetic anomalies,
asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics
of the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° N : Geol.
Soc. Am. Bull., 88, 541 - 555.
- MACDONALD, K.C. ; LUYENDICK, B.P. (1977) : Deep-tow studies
of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest
near 37° N (FAMOUS) ; Geol. Soc. American Bull., 88,
621 - 636.
- MARSHALL, M. ; COX, A (1970) : Effect of oxidation on the natural
remanent magnetization of titanomagnetite in suboceanic
basalt . Nature, 230, 28.
- MARSHALL, M. ; COX, A. (1971) : Magnetism of pillow basalts and
their petrology. Bull. Geol. Soc. Amer. 82, 537.
- MARSHALL, M. ; COX, A. (1972) : Magnetic changes in pillow
basalt due to sea floor weathering. J. of Geophys.
Res., 77, 32, 6459 - 6469.

- MASON, R.G. (1958) : A magnetic survey off the west coast of the united states between latitudes 32° and 36° N. And 121° and 128° W., Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1, 320 - 329..
- MATHEZ, E.A. (1976) : Sulfur solubility and magmatic sulfide in submarine basalt glass. J. Geophys. Res. 81, 23, 4269 - 4275.
- MATTHEWS, D.H. (1961) : Lavas from an Abyssal Hill on the floor of the North Atlantic ocean. Nature 190, 158 - 159.
- MACDONALD, K.C. (1976) : Geomagnetic Reversals and the deep drill hole at site 332, J. Geophys. Res. 81, 4183 - 4164.
- MC GREGOR, B.A. ; HARRIS ON, C.G.A. ; LAVELLE, J.W., RONA, A.P. (1977) : Magnetic anomaly patterns on Mid-Atlantic Ridge crest at 26° N, J. Geophys. Res. 82, 231 - 238.
- MELSON, W.G. et THOMPSON, G. (1973) : Glassy abyssal basalts, Atlantic sea float near St-Paul's rocks : pétrography and composition of secondary clay minerals; Geol. Soc. Am. Bull. 84, 703 - 716.
- MEVEL, C. ; (1975 : Les zonations chimiques dans les pillow-lavas spilitiques du chenaillet et des Gets (Alpes Françaises). Pétrologie, t.c, n° 4, 312 - 333.
- MIYASHIRO, A. (1968) : Métamorphism of mafic rocks. In basalts ed. H.H. HESS and A. POLDERVAART, vol. 2, pp 799-834 N.Y. Inter. Science.
- MIYACHIRO, A. ; SHIDO, F. : EWING, M. (1969) : Diversity and origin of abyssal tholeites from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30° N latitude., contrib. Mineral. Petrol. 23, 38 - 52.

- MOORE, J.G. (1965) : petrology of deep sea basalt near Hawaii.
Am. J. Sci., vol. 263, 40 - 52.
- MOORE, J.G. (1966) : Rate palagonitization of submarine basalt
adjacent to Hawaii. Us. Geol. Surv. profess. papers
550. D, D 163 - D 171.
- MOORE, J.G. (1970) : water content of basalt emptied on the
ocean floor, contrib. Mineral petrol. 28, 272.
- MOORE, J.G. (1975) : Mechanisme of formation of pillow lava.
American Scientist. 63 (3), 269 - 277.
- MOORE, J.G. ; BATCHELDER, J.N. et CUNNINGHAM, C.G. (1977) :
CO₂ filled vesicles in Mid-Ocean Basalt. J. of
volcanology and Geothermal Res., 2, 309 - 327.
- MOORE, J.G. et BRYAN, W.B. (1975) : compositionnal zoning in
rift valley basalts at 35° 50' N, FAMOUS area - EOS,
Trans. Am. Geophys. Union, 56, 375.
- MOORE, J.G. et CALK, L. (1971) : Sulfide spherules in vesicules of
dredged pillow basalt., American Mineralogist, 56,
476 - 488.
- MOORE, J. ; CRISTOFOLINI, R. ; GIUDICE A. (1971) : Development
of pillows on the submarine extension of recent lava
flows, Mount EINA, Sicily. Geol. Survey Res. paper
750 C, C89 - C 97

- MOORE, J.G. ; FISKE, R.S. (1969) : volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean bottom photographs, Hawaii. Geol. Soc. America Bull. 80, 1191 - 1202.
- MOORE, J.G. ; PHILLIPS, R.L. ; GRIGG, R.W. ; PETERSON, D.W. ; SWANSON, D.A. (1973) : Flow of lava into the sea 1969 - 1971, Kilanea volcano, Hawaii. Geol. Soc. America Bull., 84, 537 - 546.
- MOORE J.G. ; SCHILLING, J.G. (1973) : vesicles, water, and sulfur in Reykjanes ridge basalts. Contr. Mineral. and petrol., 41, 105 - 118.
- MOORES, E.M. ; JACKSON, E.D. (1974) : ophiolites and oceanic crust. Nature, 250, 136 - 138.
- MOORES, E.M. et VINE, F.J. (1971) : The troodos Massif, cyprus and other ophiolites as oceanic crust : evaluation and implications pil. Trans. Roy. Soc. London, A, 268, 433 - 466.
- MUIR, J.D. ; TILLEY, C.E. (1966). Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic Ridge. II. The Atlantis collections near 30° N. Petrology, 7, 193 - 201.
- NAREBSKI, W. (1964) : Petrochemistry of pillow-lavas of the Kaczawa Mountains and some general petrological problems of spilites. Pr. Muz. Zeimi, Pr, Petrogr. 7, 69 - 205.

- NEEDHAM, H.D., FRANCHETEAU, J. (1974) : some characteristics of the Rift Valley in the Atlantic ocean near 36° 48' N. Earth and Planet. Sci. Lett., 22, 29 - 43.
- NISBET, E.G. ; FOWLER, C.M.R. (1978) : The mid-Atlantic Ridge at 37 and 45° N. Some geophysical and petrological constraints, geophys. J.R. astr. soc., 54, 631 - 660.
- OPDYKE, N.D. ; HEKINIAN, R. (1967) : Magnetic properties of some igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res., 72, 2257 - 2260.
- OPDYKE, N.D. ; HENRY, K.W. (1969) : A test of the dipole hypothesis. Earth planet. sci. Lett. 6, 139 - 151.
- OZIMA, M. ; LARSON, E.E. (1967) : Study of self-reversal of TRM some sub-marine basalts, J. Geomag. Geoelect. 20, 337 - 351.
- PARK, J.K. ; IRVING, E. (1970) : The Mid-Atlantic Ridge near 45° N, 12, Coercivity, secondary magnetization, polarity and thermal stability of dredge samples. Can. J. Earth. Sci., 7, 1499 -
- PECK, D.L. ; WRIGHT, T.L. and MOORE, J.G. (1966) : Crystallization of tholeiitic basalt in Alae lava Lake, Hawaii., Bull. Volcano, vol. XXIX, p. 629 - 655.
- PECK, D.L. ; WRIGHT, T.L. ; DECKER, R.W. (1979) : The lava lakes of Kilanea, Scientific. An. vol. 241, N° 4, 114 - 122 B.
- PETERSEN, M. (1979) : Rock and paleomagnetism of basalts from site 396 B, leg 46, Initial Report DSDP, 46, édité par L. DMITRIEV, J. HEIRTZLER et al., 357 - 362, U.S. Govt. print. off., Washington, D.C.

- PETERSON, J.J. ; FOX, P.J. ; SCHREIBER, E. (1974) : Newfoundland ophiolites and the geology of the oceanic layer. Nature, 247 - 194 - 196.
- PINEAU, F. ; JAVOY, M. ; BOTTINGER, Y. (1976) : $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of rock and inclusions in popping rocks of the mid-Atlantic Ridge and their bearing on the probleme of isotopic composition of deep-seated carbon. Earth and planet. sci. Lett., 29, 2, 413 - 421.
- PITMAN III, W.C. ; HEIRTZLER, J.R. (1966) : Magnetic anomalies over the Pacific-Atlantic Ridge. Science, 154, 1164 - 1171.
- PREVOT, M. ; LECAILLE, A. ; FRANCHETEAU, J. ; HEKINIAN, R. (1976) Magnetic inclination of basaltic lavas from the Mid-Atlantic Ridge near 37° N. Nature, 259, 5545, 649 - 653.
- PREVOT, M. ; LECAILLE, A. ; HEKINIAN, R. (1979) : Magnetism of the Mid-Atlantic Ridge crest near 37° N from FAMOUS and DSDP results : A review, Ewing symposium volum, 1979 (in press).
- RAITT, R.W. (1963) : the crustal rocks, in the sea, 3, edited by M.N. Hill, 85 - 100, John Wiley, New York.
- RAMBERG, I.B. ; VAN ANDEL, T.H. (1977) : Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat. $36^\circ 30'$ N. Mid-Atlantic Ridge. Geol. Soc. of. An. Bull. 88, 577 - 586.
- ROBINSON, P.T. ; FLOWER, M.F.J. (1976) low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP LEG 37. DSDP Initial Reports.
- RYALL, P.J.C. ; ADE HALL, J.M. (1975) : Laboratory-induced self reversal of thermoremanent magnetization in pillow basalts, Nature, 257, 117 - 118.

- RYALL, P.J.C. ; HALL, J.M. ; CLARK, J. ; MILLIGAN, T. (1977) :
Magnetization of oceanic crustal layer 2 : results
and thoughts after DSDP leg 37, can. J. Earth, Sci.,
14, 684 - 706.
- SCARFE, C.M., SMITH, D.G.W. (1976) : Mineralogy and chemistry
of secondary phases in some basaltic rocks from
DSDP leg 37. DSDP Initial Reports.
- SCARFE, C.M., SMITH, D.G. (1977) : Secondary minerals in some
basaltic rocks from DSDP leg 37. Can. J. Earth. Sci.
14, 903 - 910.
- SCHAEFFER, R.M. ; SCHWARZ, E.J. (1970) : The Mid-Atlantic Ridge
at 45° N, 9. Thermomagnetism of dredge samples of
igneous rocks. Can. J. Earth Sci., 7, 268 - 273.
- SHIBATA, T. ; DELONG, S.E. ; WALKER, D. (1979) : Abyssal tholeiites
from the oceanographic. Fracture zone. Contrib. Miner.
Petrol. 70, 89 - 102.
- SHIDO, F. ; MIYASHIRO, A. et EWING, M. (1971) : crystallization
of abyssal tholeiites, contrib. Mineral. Petrol., 31
251 - 226
- SHREIBER, E. ; FOX, P.J. (1973) : Density and P. Wave velocity
of rocks from the FAMOUS region and their implication
to the structure of the oceanic crust. Geol. Soc. of
Am. Bull. 88, 600 - 608.
- SHROCK, R.R. (1948) : Sequence inlayered Rocks (Mc GRAW - HILL,
New York, 1948).
- SMITH, R.E. (1967) : Segregation vesicles in basaltic lava
Am. Journ. Sci. Vol. 265, P 696 - 713.

- STORZER, D. ; SELO, M. (1974) : ages par la méthode des traces de fission de basaltes prélevés dans la vallée axiale de la dorsale médio-atlantique aux environs de 37° N. Comptes-Rendus de l'Ac. Sci. Paris, 279 D, 1649 - 1651.
- STROZER, D. ; SELO, M. (1976) : Uranium contents and fission track ages of some basalts from the FAMOUS area. Soc. Geol. de France, Bull., 18, 807 - 810.
- TALWANI, M. ; WINDISCH, C.C. ; LANGSETH, M.G. (1971) : Reykjaner ridge crest : A detailed geophysical study. J. Geophys. Res., 76, 473.
- TALWANI, M. ; LE PICHON, X. et EWING, M. (1965) : Crustal structure of the Mid-ocean Ridges, 2. Computed model from gravity and seismic refraction data. J. Geophys. Res. 70, 341 - 352.
- VALLANCE, T.G. (1965) : On the chemistry of pillow-lavas and the origin of spilites. Mineral. Mag., 34, 471 - 481.
- VINE, F.J. (1966) : Spreading of the ocean floor : New evidence : Science, 154, 1405 - 1415.
- VINE, F. (1968) : Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. History of the Earth's crust. Editor R.A. phinney, princeton Univ. Press. Princeton, New Jersey. 73 - 89.
- VINE, F.J. ; MATTHEWS, D.H. (1963) : Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199, 947 - 949.

- VOGT, P.R. ; OSTENSO, N.A. (1966) : Magnetic survey over the Mid-Atlantic Ridge between 42° N and 46° N. J. Geophys. Res., 71 (18), 4389 - 4411.
- VUAGNAT M. (1946) sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et pillow-lavas. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 26, 116 - 283.
1949 - Variolites et spilites. Comparaisons entre quelques pillow-lavas britanniques et alpines Arch. Sci. Genève, 2, 224 - 236.
- WASILEWSKI, P.J. (1968) : Magnetization of ocean basalts, J. of Geomagnetism and Geoelectricity, vol. 20, N° 3, 129 - 154.
- WATKINS, N.D. ; PASTER, T. ; ADE HALL, J. (1970) : variation of magnetic properties in a single deep-sea pillow basalt. Earth planet. Sci. Lett. 8, 322 - 328.
- WELLS, G. ; BRYAN, W.B. ; PEARCE, T.H. (1979) : Comparative morphology of ancient and modern pillow-lavas. J. of Geol., vol. 87, 427 - 440.
- WILSON, J.I. (1970) : permanent aspects of the earth's non-dipole magnetic field over Upper Tertiary times. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 19, p. 417 - 438.
- YEATS, R.S. et MATHEZ, E.A. (1976) : Decorated vesicules in deep-sea basalt glass, eastern pacific, J. Geophys. Res., 81, 23, 4277 - 4284.
- YODER, H.S. et TILLEY, C.E. (1962) : origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. of petrology, 3, 342 - 532.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	p 2
PLAN	p 4
INTRODUCTION	p 6
PREMIERE PARTIE : GENERALITE	p 8
CHAPITRE I : AIMANTATION DE LA CROUTE OCEANIQUE	p 9
I.1. LE CHAMP MAGNETIQUE ET LES ANOMALIES	p 9
I.2. NATURE ET EPAISSEUR DE LA COUCHE AIMANTEE	p 11
I.3. AIMANTATION DES BASALTES	p 12
I.3.1. Les minéraux magnétiques	p 12
I.3.2. L'aimantation des basaltes océaniques	p 13
I.3.3. Variation de l'aimantation dans l'espace/temps	p 14
CHAPITRE II : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	p 16
II.1. MORPHOLOGIE DE LA VALLEE DU RIFT	p 16
II.2. ACTIVITE VOLCANIQUE ET TECTONIQUE	p 16
II.3. AGE DE LA VALLEE DU RIFT	p 18
II.4. PETROLOGIE DE LA VALLEE DU RIFT	p 19
II.5. LA VALLEE TRANSFORMANTE	p 19
CHAPITRE III : PRELEVEMENTS ORIENTES ET CRITERES DE POLARITE	p 21
III.1. LES PRELEVEMENTS ORIENTES	p 21
III.1.1. Carottage en mer profonde	p 21
III.1.2. Prélèvements en submersibles autonome	p 23
III.2. METHODE INDIRECTE (AIMANTATION REMANENTE VISQUEUSE)	p 26
III.3. CRITERES DE POLARITE	p 28
III.3.1. Les critères morphologiques externes	p 28
III.3.2. Les critères structuraux internes	p 30
DEUXIEME PARTIE : CONTEXTE PETROGRAPHIQUE ET ORIGINE DES VESICULES DE SEGREGATION	p 42
CHAPITRE IV : PRESENTATION DES ECHANTILLONS	p 43
IV.1. REPARTITION SPATIALE DES ECHANTILLONS	p 43
IV.1.1. Dans la vallée du rift	p 46
IV.1.2. Sur les murs adjacents de la vallée du rift	p 48
IV.1.3. Dans la vallée transformante A	p 50
IV.2. DESCRIPTION MACROSCOPIQUE	p 52
IV.2.1. Les fragments de pillows	p 52
IV.2.2. Les fragments de tubes de lave	p 52
IV.2.3. Les fragments anguleux	p 53
IV.3. REPARTITION TEMPORELLE	p 54

CHAPITRE V : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS	p 60
V.1. CLASSIFICATION DES ROCHES	p 61
V.1.1. La série à olivine	p 61
V.1.2. La série à plagioclase	p 63
V.2. COMPOSITION MINERALOGIQUE ET INFLUENCE DE LA VITESSE DE REFROIDISSEMENT SUR LA FORME DES CRISTAUX	p 65
V.2.1. L'olivine.....	p 65
V.2.2. Le plagioclase	p 67
V.2.3. Le pyroxène	p 69
V.2.4. Les minéraux accessoires	p 69
V.3. TAUX DE CRISTALLISATION ET ZONATIONS STRUCTURALES DANS LES PILLOW-LAVAS DE LA ZONE FAMOUS	p 71
V.3.1. Association structurale de type "rayonnant"	p 73
V.3.2. Association structurale de type "intergranulaire"	p 76
V.3.3. Les autres structures	p 77
CHAPITRE VI : ETUDE DES VESICULES DE SEGREGATION ET PRODUITS DE SEGREGATION	p 94
VI.1. LES VESICULES DES BASALTES SOUS-MARINS	p 95
VI.1.1. Vésicularité des basaltes sous-marins	p 95
VI.1.2. Formation des vésicules	p 96
VI.2. LES VESICULES DE SEGREGATION	p 99
VI.2.1. Localisation des vésicules de ségrégation	p 99
VI.2.2. Les matériaux de remplissage	p 99
VI.3. ETUDE DES PRODUITS DE SEGREGATION A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE.....	p 103
VI.3.1. Difficultés de l'étude	p 104
VI.3.2. Interprétation des résultats	p 108
CHAPITRE VII : ORIGINE DES VESICULES DE SEGREGATION	p 164
VII.1. FORME ET COMPORTEMENT DES PRODUITS DE SEGREGATION	p 164
VII.1.1. Variation du taux de remplissage et des formes observées, p 164	
VII.1.2. Orientation préférentielle des croissants de liquide résiduel	p 165
VII.1.3. Relations entre les figures de remplissage	p 167
VII.2. ORIGINE DES VESICULES DE SEGREGATION	p 169
VII.2.1. Rétraction du gaz pendant le refroidissement à pression constante	p 169
VII.2.2. Solubilité croissante du gaz dans le magma pendant le refroidissement	p 169
VII.2.3. Changement de la pression externe pendant le refroidis- sement.....	p 170
VII.2.4 Echappement de gaz durant le refroidissement	p 172

TROISIEME PARTIE : REORIENTATION DES BASALTES SOUS-MARINS

PAR LA METHODE DES VESICULES DE SEGREGATION p 183

CHAPITRE VIII : ETUDE D'UNE VESICULE DE SEGREGATION THEORIQUE p 184

VIII.1. DEFINITION D'UNE VESICULE DE SEGREGATION THEORIQUE
ORIENTEE VERTICALEMENT p 185

VIII.2. DEFINITION D'UN PLAN DE SECTION D'UNE VESICULE DE
SEGREGATION THEORIQUE p 185

VIII.3. FORME DES "FIGURES DE REMPLISSAGE"..... p 187

VIII.4. DEFINITION DES PLANS "FRONTIERES" LIMITANT LE DOMAINE D'AP-
PARTIEN "DES FIGURES DE REMPLISSAGE"..... p 192

VIII.5. PROBABILITE Q'UN PLAN DE SECTION PASSE ENTRE DEUX PLANS
"FRONTIERE" p 194

VIII.6. PROBABILITE D'OBSERVER LES DIVERS TYPES DE "FIGURES DE
REPLISSAGE" p 195

VIII.7. EXEMPLE DE VESICULES DE SEGREGATION THEORIQUES p 201

CHAPITRE IX : METHODE DE REORIENTATION PAR LES VESICULES DE
SEGREGATION . APPLICATION A DES ECHANTILLONS DE POLARITE CONNUE .. p 207

IX.1. TRAITEMENT DES ECHANTILLONS p 208

IX.2. PRINCIPE DES MESURES p 210

IX.3. PRESENTATION DES RESULTATS p 212

CHAPITRE X : APPLICATION DE LA METHODE DE REORIENTATION PAR LES
VESICULES DE SEGREGATION A L'ETUDE DE LA POLARITE MAGNETIQUE DES
BASALTES p 221

X.1. MESURE DE L'ORIENTATION p 222

X.2. TRAITEMENT DES MESURES D'ORIENTATION p 222

X.2.1. Distribution théorique ;..... p 224

X.2.2. Distribution expérimentale ;..... p 225

X.3. INCLINAISON MAGNETIQUE p 227

X.3.1. Méthode mathématique p 227

X.3.2. Méthode graphique ; ; ; ; p 227

X.3.3. Présentation des résultats p 237

CHAPITRE XI : ETUDE DES FACTEURS DE DISPERSION DE LA DIRECTION
HORIZONTALE RELATIVE AUX MENISQUES . RECHERCHE DE CRITERES
D'ECHANTILLONNAGE p 240

XI.1. LES FACTEURS DE DISPERSION LIES A L'ORIENTATION DU PLAN
DE SECTION p 241

XI.2. LES FACTEURS DE DISPERSION LIES AU CHOIX DES ECHANTILLONS .. p 255

XI.2.1. Effet de la durée de refroidissement p 257

XI.2.2. La taille des vésicules p 258

XI.2.3. Les perturbations de surface p 258

XI.3. CRITERES D'ECHANTILLONAGE	p: 263
XI.3.1. Sélection pétrographique	p 263
XI.3.2. Discussion.....	p 266
CHAPITRE XII : ETUDE DES FACTEURS DE DISPERSION DE L'INCLINAISON	
MAGNETIQUE TROUVEE	p 274
XII.1. FACTEURS INFLUANT SUR LA DIRECTION D'AIMANTATION DES ECHANTILLONS	p 274
XII.2. FACTEURS AGISSANTS SUR LA DISPERSION DE LA VERTICALE TROUVEE	p 275
XII.2.1. Les facteurs naturels	p 276
XII.2.2. Les facteurs artificiels	p 277
XII.3. INFLUENCE DE LA PRECISION DE LA VERTICALE TROUVEE ET DE LA LATITUDE DU SITE SUR LA DISTRIBUTION DES INCLINAISONS TROUVEES	p 279
XII.4. DISCUSSION ET CONCLUSION	p 287
BIBLIOGRAPHIE	p 297