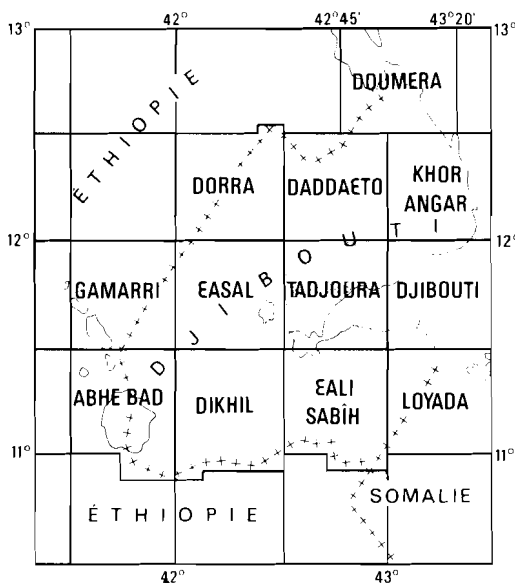


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI à 1:100 000

TADJOURA



Coordinateur : F. GASSE

Formations sédimentaires : M. FOURNIER* et F. GASSE

Formations éruptives : O. RICHARD

Géophysique : J.C. RUEGG

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

PARIS

1985

« La loi du 11 Mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, fait sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal ».

PRÉFACE

La République de Djibouti a créé le 1^{er} janvier 1979 un Institut Supérieur d'Études et de Recherches Scientifiques et Techniques pour encourager la recherche dans différents domaines, et en particulier celui de l'évaluation des ressources naturelles du pays.

Dans ce cadre, s'inscrit le projet de cartographie géologique au 1:100 000 qui, nous l'espérons, nous permettra de faire un tour d'horizon des ressources possibles. En fonction de ces données, nous procéderons, dans les cas favorables, à des études détaillées pour l'évaluation de leurs potentialités.

La formation et l'information constituent le second objectif de cette carte. En effet, nous voulons constituer un document de base pour les générations futures de géologues djiboutiens et un outil de travail pour les différentes tâches qu'ils auront à accomplir.

Enfin, par ce projet, nous avons voulu souligner l'intérêt géologique majeur de la République de Djibouti, point de rencontre de trois rifts (Golfe d'Aden, Mer Rouge-Afar, Rift Africain). De plus, la zone du Ghoubbet-Asal est, avec l'Islande, l'une des deux zones du globe où une dorsale océanique apparaît en surface alors que le phénomène d'expansion se manifeste généralement au fond des océans.

Pour toutes ces raisons, nous renouvelons le souhait de voir se maintenir l'intérêt scientifique suscité par notre région qui a attiré de nombreux chercheurs de disciplines diverses depuis une quinzaine d'années. Nous pensons en particulier aux premières équipes du CNR (italien) CNRS (français) qui ont établi les bases géologiques fondamentales caractérisant cette zone.

Nous remercions tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce projet, et tout d'abord les membres du Comité de la Carte, en particulier son président Monsieur le Professeur ROQUES pour son intégrité et les efforts continus qu'il a apporté à l'organisation de ce projet.

Nous adressons nos encouragements aux géologues auteurs de cette carte pour les soins et applications avec lesquels ils ont mené les tâches pratiques à cette fin.

Enfin, nos remerciements vont au Ministère Français des Relations Extérieures (Coopération et Développement) pour sa contribution financière et l'intérêt qu'il a porté à ce projet.

*Anis Abdallah
Directeur de l'I.S.E.R.S.T.*

SOMMAIRE

Pages

PRÉFACE

INTRODUCTION (F.G. et O.R.)

- 1. La République de Djibouti : présentation générale 1
- 2. Le contexte géodynamique 3

PRESENTATION DE LA FEUILLE IGN A 1:100 000 DE TADJOURA (F.G. et O.R.)

- 1. La cadre géographique 5
- 2. Travaux antérieurs et méthodologie 7

LES FORMATIONS VOLCANIQUES (O.R.)

- 1. Les formations du Miocène 9
- 2. Les formations du Plio-Pléistocène 25
- 3. Discussion pétrologique 33

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRE (F.G. et M.F.)

- 1. Les sédiments lacustres contemporains des séries basaltiques anciennes 39
- 2. Les conglomérats et les sédiments lacustres d'âge Pliocène supérieur, et Pléistocène inférieur et moyen 43
- 3. Les sédiments marins d'âge Pléistocène 57
- 4. Alluvions fluviales et couverture de glacis postérieures à 125 000 ans BP 60
- 5. Les diatomites d'Asal, d'âge Pléistocène supérieur 61
- 6. Les calcaires et les silts lacustres d'Asal, d'âge Holocène inférieur et moyen 65
- 7. Les dépôts marins d'âge Holocène 75
- 8. Les limons et argiles roses d'âge Holocène supérieur 79
- 9. Les alluvions fluviales récentes 80
- 10. Les alluvions fluviales actuelles 80
- 11. Les dunes d'âge Holocène supérieur à Actuel 81

LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES (J.C. R.)

- 1. Introduction 83
- 2. Structure profonde 84
- 3. Sismicité 87
- 4. Bathymétrie 91
- 5. Géodésie et déformations 99

CONCLUSIONS (F.G. et O.R.) 101

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET GÉOTHERMIE

1. Géothermie 107

2. Substances utiles 108

3. Ressources en eau 109

BIBLIOGRAPHIE 111

ANNEXES 117

INTRODUCTION

1. — La république de Djibouti : présentation générale

1.1. — LES GRANDS ENSEMBLES TOPOGRAPHIQUES

Située entre 11° et 12°30' de latitude nord et 41°45' et 43°15' de longitude est, la République de Djibouti est entourée par sa grande voisine l'Éthiopie, alors que seuls quelques dizaines de kilomètres confinent à la Somalie, au sud-est. Au nord-est, elle est limitée par la Mer Rouge et le détroit de Bab-el-Mandeb ; à l'est, le golfe d'Aden qui se prolonge profondément dans le territoire de la République de Djibouti par le golfe de Tadjoura, jusqu'au Ghoubbet-al-Kharâb.

La République de Djibouti se divise en cinq grandes zones géographiques :

1. Au nord-est et au sud-est : des plaines côtières formées des fines coulées basaltiques et d'anciens récifs coralliens exondés.

2. Au nord-ouest et à l'ouest : de vastes plateaux de nature basaltique (Mak'Arasou, Dalha, Manda Inakir, alt. 1000-1500 m). Les régions intermédiaires entre les plaines côtières du nord-est et les plateaux du nord sont d'immenses massifs rhyolitiques, très chaotiques, et dont l'altitude passe progressivement de 200 à 1500 m (Mabla, Goda, Ado'Ale...).

3. Au sud-ouest : une mosaïque de horsts basaltiques et de grabens remplis de sédiments, de direction NW-SE et limités par des escarpements atteignant parfois 1000 m de dénivellation (Asal, Gaggadé, Hanlé, Abhé...). L'altitude du fond de ces grabens diminue du SW au NE, passant de + 240 m dans le bassin du Lac Abhé à - 150 m pour le bassin d'Asal.

4. Au sud : la région d'Ali Sabîh et le massif du Bour Ougoul, limité à l'ouest par la dépression des Bada Weyn et Bada Yar.

5. Enfin, le golfe de Tadjoura, qui coupe la République en deux parties Nord et Sud, depuis le golfe d'Aden à l'est jusqu'au Ghoubbet-al-Kharâb à l'ouest. La profondeur du fond de sa vallée axiale va en diminuant d'est (1500 m) en ouest (200 m).

1.2. — DONNÉES CLIMATIQUES

Le climat est tropical aride sur l'ensemble de la République de Djibouti, qui se situe dans les zones BWh et BSh selon la classification de Köppen, et dans les zones EA'd et DA'w d'après la classification de Thornwaites. En hiver, la République de Djibouti est soumise aux alizés du nord-est, très secs. En été, elle se trouve dans la zone des vents équatoriaux d'ouest, mais l'essentiel des pluies apportées par ces vents humides tombent sur les montagnes éthiopiennes. Les précipitations annuelles sont donc très faibles. Aux données climatiques anciennes de LAPEYRE (1939), BESAIRIE (1949), BOULAIN (1942) et GRIFFITHS (1972), s'ajoute le travail de la Coopération Hydrologique Allemande (1982) dans lequel, après une description du schéma de circulation atmosphérique générale, les données actuellement disponibles sont présentées de façon détaillée, et synthétisées.

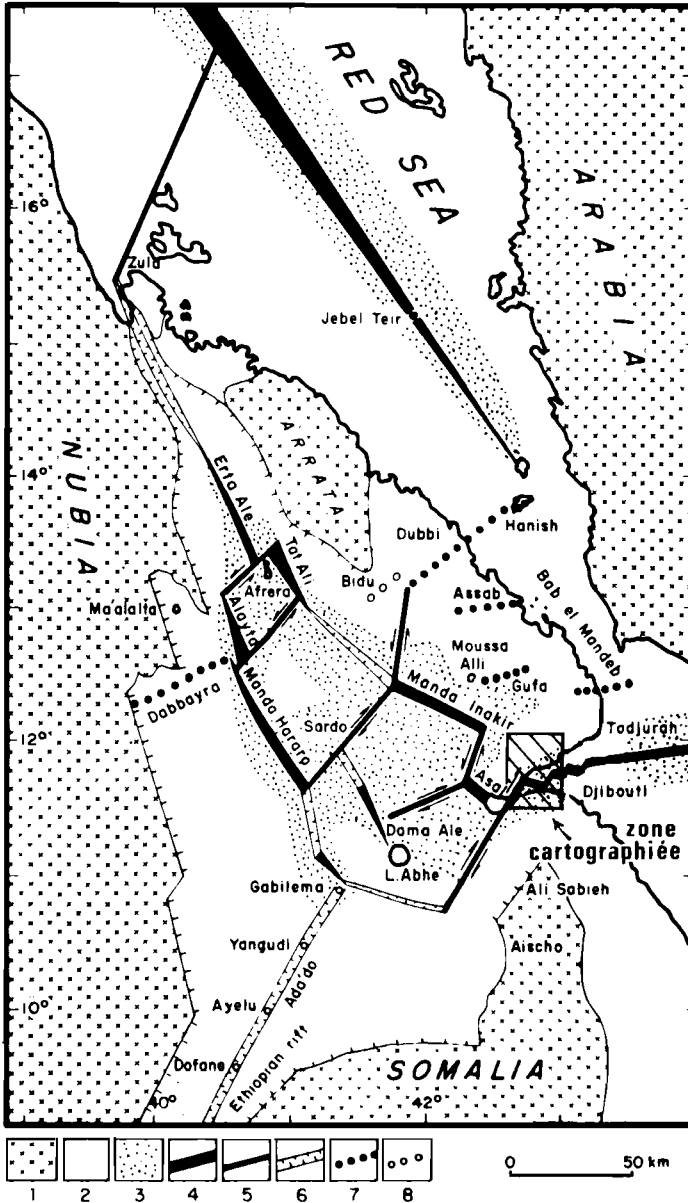


Fig. 1 : Carte structurale schématique de l'Afar (BARBERI et VARET, 1977).

Situation de la zone cartographiée.

1. socle continental ; 2. volcanisme de type rift continental ; 3. croûte de type océanique ; 4. axes d'expansion et chaînes axiales en Afar ; 5. mouvements relatifs le long des zones transformantes ; 6. manifestations de tectonique extensive ; 7. structures volcaniques transverses ; 8. volcans centraux.

Des différences climatiques existent en fonction de l'altitude et de la distance à la mer.

A Djibouti, station représentative de la zone côtière, la pluviosité annuelle moyenne est de 129 mm/an et 70 % des pluies tombent entre octobre et mars. Comme dans tout le territoire, les variations interannuelles sont très importantes (max.: 300 mm/an, min.: 10 mm/an). La température moyenne journalière est de 32 °C et l'évaporation est élevée (6,4 mm/jour en moyenne). L'humidité de l'air est en moyenne de 75 % à 6 h 30 et de 63 % à 12 h.

En raison de la topographie, la pluviosité est plus forte au nord, dans la région des massifs du Mabla. Elle est en moyenne de 271 mm/an à Randa. Vers les sommets, l'humidité de l'air très élevée a permis le maintien de forêts relictuelles (forêt du Day).

La pluviosité moyenne annuelle est inférieure à 200 mm/an sur une grande partie de la République. La zone recevant le minimum de précipitations (< 100 mm/an) est celle des plaines côtières du NE. L'évapotranspiration potentielle atteint son maximum (2750 mm/an) à l'intérieur du territoire.

En raison de ce régime climatique sévère, la plupart des cours d'eau sont temporaires et ne coulent que quelques heures après les orages. Les milieux aquatiques permanents, tels que le Lac Asal et l'oued Kalou, sont alimentés par des sources thermales et leurs eaux sont fortement minéralisées.

2. — Le contexte géodynamique

D'un point de vue géologique, la République de Djibouti représente l'extrémité sud-est de la dépression Afar qui s'étend en Ethiopie jusqu'à 15 °N. Cette région a été l'objet de nombreuses études géologiques et géophysiques qui ont mis en lumière son rôle dans les mécanismes de mouvements des plaques dans cette partie du globe.

La théorie de la tectonique des plaques, dans son application stricte, conduit, à la fin des années soixante, quelques auteurs à proposer un modèle de point triple qui n'inclut que les trois structures en extension de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et du rift Africain (MAC KENZIE, et al, 1970). Cependant, nombreux sont ceux qui s'accordent à penser que la région Afar, essentiellement volcanique, a accompagné les mouvements de séparation des continents africain et arabique (LAUGHTON, 1966 ; FREUND, 1970 ; MOHR, 1970 ; TAZIEFF et al., 1969...).

Au fil des années, depuis 1966, les frontières de plaques en Afar se précisent : les premières structures à être mises en évidence sont les chaînes volcaniques axiales qui jalonnent la dépression de l'Afar du nord au sud. BARBERI et al., (1970 ; 1972) et STIELTJES (1973) considèrent ces édifices volcaniques comme les équivalents émergés des segments de dorsale océanique.

Il faut attendre 1974 pour que TAPPONNIER et VARET, puis LEPINE et al. (1976) décrivent des structures tectoniques équivalentes aux zones transformantes océaniques reliant les chaînes axiales entre elles.

Plus précisément, en République de Djibouti, les études géologiques (MARINELLI et VARET, 1973 ; BARBERI et al., 1975 ; ARTHAUD et al., 1977 ; STIELTJES, 1973 ; NEE-DHAM et al., 1976 ; RICHARD, 1979...) ont montré que le golfe de Tadjoura est la zone de transition entre la dorsale de Carlsberg (océan Indien et golfe d'Aden) et le rift d'Asal (premier segment axial émergé d'Afar).

Les travaux géophysiques sur la structure de la croûte (BERKHEMER et al., 1975 ; LEPINE et al., 1972 ; RUEGG, 1975...) ont montré que celle-ci, en Afar comme en République de Djibouti, n'est pas continentale (même atténuée) mais est clairement de type océanique. La sismicité, étudiée par LEPINE et RUEGG (1973, 1976), RUEGG et al. (1980) et RUEGG et LEPINE (1983) autour du golfe de Tadjoura, montre une série d'épicentres

des séismes répartie le long d'une bande de quelques kilomètres de large dans le golfe, soulignant ainsi les zones axiales et les zones de failles transformantes, déjà mises en évidence par les données bathymétriques dans les golfes de Tadjoura et d'Aden. De même, les travaux d'aéromagnétisme (LAUGHTON, et al, 1970) ; COURTILLOT et al., 1980 ; TISSEAU, 1978) montrent une bonne corrélation tant dans le golfe de Tadjoura qu'en Afar avec les données précédentes.

L'évolution géodynamique est déterminante pour la sédimentation : la formation des bassins sédimentaires est d'origine tectonique. Une fois mis en place, leur sédimentation est principalement régie par les facteurs climatiques.

L'état actuel des frontières de plaques est schématisé sur la figure 1.

PRESENTATION DE LA FEUILLE IGN A 1:100 000 DE TADJOURA

1. — Le cadre géographique

Les terres émergées de la feuille IGN à 1:100 000 de Tadjoura se répartissent de part et d'autre du golfe de Tadjoura, mis à part dans la partie occidentale, où le rift d'Asal se referme sur le Ghoubbet-al-Kharâb (fig. 2).

Le nord du golfe : le NO de la carte est occupé par un grand plateau dont l'altitude passe progressivement de 700 à 1500 m du nord vers le sud, pour culminer dans la région du Day à 1783 m (Egercaleyta). Des oueds coulant vers le NO entaillent profondément ce plateau.

Vers la mer, une zone de reliefs mouvementés, s'étendant en diagonale NE-SO, correspond aux affleurements de rhyolites miocènes (Monts Goda, Daddar...). Le long de la côte, à l'est, le plateau basaltique du Rouéli (altitude moyenne de 350 m) plonge vers le Golfe par de hautes falaises de direction ONO-ESE. Plus à l'ouest, la côte est essentiellement formée d'alluvions détritiques que recourent les larges cônes des oueds actuels.

Au SO, le plateau basaltique du « nord-Ghoubbet », traversé par un réseau losangique de failles, est légèrement basculé vers le SE, à la passe d'Abou Mâya. Enfin, à l'extrême SO, le graben d'Asal est bordé de hautes falaises de direction N 130.

Le golfe de Tadjoura : Les données bathymétriques dans le Golfe (BÄKER et al., 1973 ; RUEGG et al., 1980) font apparaître, à l'est, une fosse de 700 m de profondeur, à fond plat, bordée au nord par des falaises abruptes (prolongeant les falaises du massif du Rouéli) et au sud par des pentes plus douces. Cette fosse, dite « fosse de Tadjoura », est la dernière des trois fosses qui se succèdent dans le Golfe et dont la profondeur est décroissante d'est en ouest. Ces fosses sont progressivement décalées vers le sud. Une zone de transition, dite « zone transformante d'Arta » s'étend entre le Rouéli au nord et la pointe de Daba Libâh au sud. Elle est jalonnée de monts sous-marins de 200 à 400 m de hauteur.

Au SO, le Ghoubbet-al-Kharâb, fosse de 200 m de profondeur, est orienté N 130 dans l'alignement du rift d'Asal au NO et du graben dit « Ghoubbet-est » au SE. Il est bordé, au sud, par des falaises abruptes visibles également dans la topographie aérienne.

Le sud du golfe : Le massif ancien du Bour Ougoul, marqué par de petits reliefs émoussés, entaillés par des oueds N-S, affleure à l'extrême SE. Il est limité au nord par la plaine de Djibouti. De hautes falaises (200 m) bordent cette plaine vers la mer.

Dans la partie centrale, une vaste fenêtre d'érosion, dite « zone d'Arta », orientée NNE-SSO, entaille la couverture basaltique récente et laisse apparaître, sur 10 km de large, les séries anciennes.

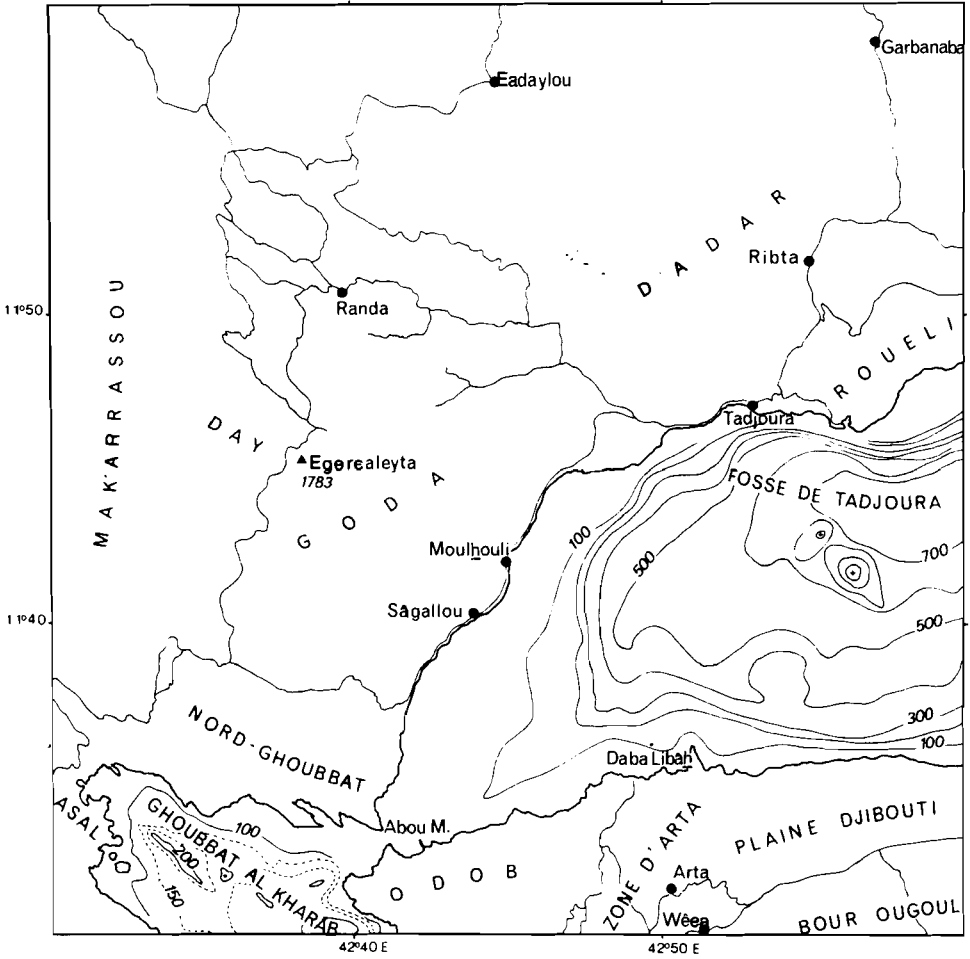


Fig. 2 : Toponymie de la carte de Tadjoura à 1:100 000.

A l'ouest, le plateau d'Odob, caractérisé par une série de falaises que soulignent des oueds orientés N 100 à N 130, passe progressivement de 600 m d'altitude à celle du niveau de la mer.

2. — Travaux antérieurs et méthodologie

Travaux antérieurs

Pour l'élaboration de la carte à 1:100 000 de Tadjoura et de sa notice, nous avons utilisé les données présentées dans :

— la « carte géologique de la Côte française des Somalis » à 1:400 000, avec notice, de BESAIRIE (1949).

— la « carte géologique de l'Afar central et méridional » à 1:500 000, (CNR-CNRS, 1975), avec notice, VARET et GASSE (1975 et 1978).

Pour le volcanisme, les grandes coupures stratigraphiques sont inspirées des travaux de BESAIRIE (1949), de l'équipe CNR-CNRS principalement présentés dans le N° spécial de la *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.* (1973) et dans BARBERI et al., (1975) ainsi que des travaux de FOURNIER et al. (1983 a et b) sur la géologie de la carte de Djibouti.

Pour les formations sédimentaires, nous nous sommes appuyés sur les travaux de FAURE et al. (1973 et 1980) et de HOANG et al. (1974) pour les sédiments marins, et sur ceux de GASSE (1975) pour les formations continentales. Dans la mesure du possible, nous avons utilisé les mêmes découpages stratigraphiques que pour la carte géologique de Djibouti (FOURNIER et al., 1983 a, b).

Les travaux effectués par le CEGD (1974 et 1975), synthétisés dans BOUCARUT et al. (1980), ont également été pris en compte.

Les principales conclusions des études réalisées sur la République de Djibouti ont été présentées lors du Congrès international de Djibouti en février 1980 et publiées dans le N° spécial « Colloque Rift d'Asal » du *Bull. Soc. Géol. Fr.* (1980).

Les données de terrain et les échantillons ont été récoltés pendant les campagnes de : L. STIELTJES et J. VARET (1973-1974), L. CIVETTA, J. VARET et O. RICHARD (1975), H. FAURE et C.T. HOANG (1975), B. ROBINEAU et O. RICHARD (1977), A. GADALIA et O. RICHARD (1978), F. GASSE, M. FOURNIER et O. RICHARD (1981-1982).

De plus, pour les formations volcaniques, on a utilisé les données pétrologiques et géochronologiques de STIELTJES (1973), BARBERI et al. (1975), STIELTJES et al. (1976), RICHARD (1979), GADALIA (1980), BOUCARUT et al. (1981) et GADALIA et al. (1982).

Une campagne de géophysique marine et de dragage en mer (SUDMEROUAD, 1976-77) a permis d'établir une étroite relation entre les structures immergées et la géologie des bordures émergées, ainsi que la récolte de roches volcaniques et de sédiments dans la vallée axiale du golfe de Tadjoura.

Travaux effectués pour la feuille à 1:100 000 de Tadjoura

Les levés de terrain et la minute ont été effectués en 1982.

Les échantillons de roches volcaniques ont été étudiés au microscope ; une vingtaine d'échantillons ont été choisis pour analyse chimique (Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie - Orsay) ; des datations Potassium/Argon ont été effectuées sur 11 de ces roches volcaniques (Laboratoire K/Ar, CEA - Saclay) ; sept datations Uranium/Thorium complètent celles de FAURE et al. (1980) (Laboratoire U/Th, CFR-CEA — Gif-sur-Yvette) ; pour les périodes récentes, 12 échantillons de sédiments ont été datés par la méthode ¹⁴C (Laboratoire d'Hydrologie et Géochimie isotopique - Orsay) ; 136 analyses sédimentologiques aux RX ont été effectuées (Laboratoire de Stratigraphie — Paris VI).

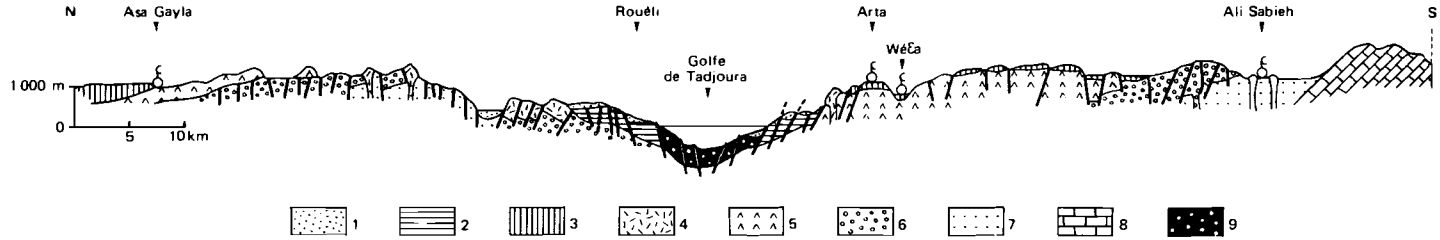


Fig. 3 : Coupe géologique schématique de la République de Djibouti.

1. sédiments quaternaires indifférenciés ; 2. série basaltique initiale ; 3. série stratoïde de l'Afar ; 4. rhyolites de Ribta ; 5. série basaltique du Dalha ; 6. rhyolites de Mabla ; 7. série basaltique d'Adolei ; 8. couverture sédimentaire du socle ; 9. croûte océanique récemment formée dans le golfe de Tadjoura.

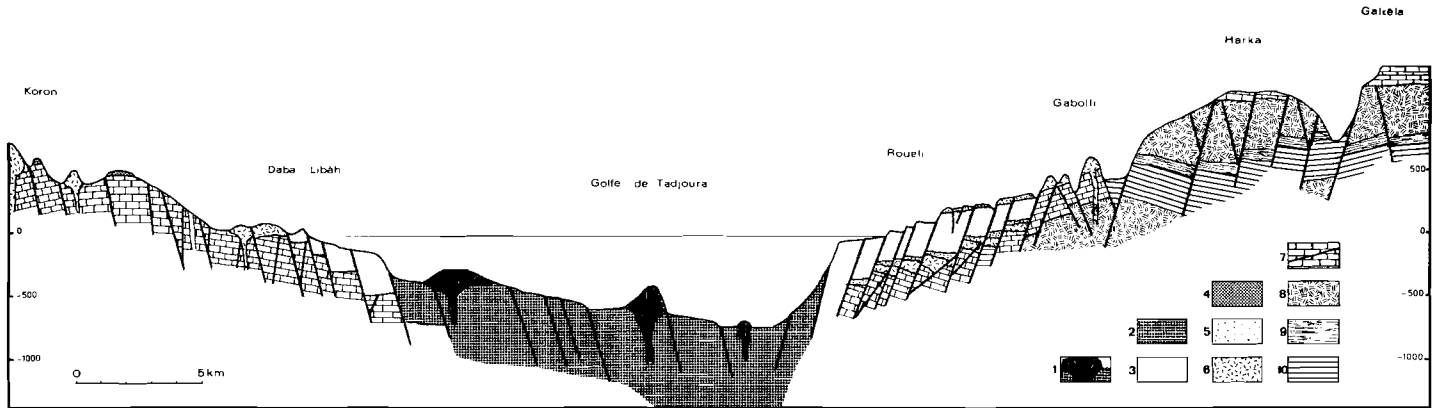


Fig. 3bis : Coupe géologique schématique de la carte de Tadjoura.
(la bathymétrie dans le Golfe, d'après RUEGG et al., 1980).

1. volcan sous-marin ; 2. basaltes de l'axe actif de Tadjoura ; 3. série basaltique initiale ; 4. série basaltique stratoïde de l'Afar ; 5. conglomérats Pa et Qa, anté-et post-basaltes initiaux ; 6. série rhyolitique de Ribta ; 7. série basaltique du Dalha (supérieure et inférieure) ; 8. série rhyolitique de Mabla (coulées massives) ; 9. série rhyolitique de Mabla (produits pyroclastiques) ; 10. série rhyolitique de Mabla (basaltes intercalés).

LES FORMATIONS VOLCANIQUES

En parcourant une coupe depuis le horst d'Ali Sabîh, au sud de la République de Djibouti, jusqu'au bord de mer dans la région de la plage d'Arta, on rencontre en discordance sur le couverture sédimentaire jurassique du socle, toutes les séries volcaniques émises depuis les premiers stades de l'atténuation crustale, c'est-à-dire depuis les basaltes d'Adolei datés de plus de 20 MA, jusqu'aux basaltes très récents bordant le golfe de Tadjoura, dernières émissions visibles en surface du système en expansion Aden-Tadjoura.

Une autre coupe, effectuée au nord du golfe, de la région de Dorra jusqu'au bord de mer au voisinage de Tadjoura par exemple, montre la même succession stratigraphique (excepté le socle) affectée sensiblement des mêmes événements tectoniques (fig. 3 et 3bis).

1. — Les formations du Miocène

1.1. — β_A : LES BASALTES FISSURAUX ANCIENS

Cette unité consiste en une série de coulées basaltiques, verdâtres, grisâtres, complètement altérées, zébrées de joints de calcite ou de silice, remplies de vacuoles zéolithisées et chloritisées. Sa puissance totale est difficile à estimer étant donné la rareté et la médiocrité des affleurements. On ne peut l'identifier que par comparaison avec la série rhyolitique qui lui est supérieure. Au sud du golfe de Tadjoura, cette série, dite « série d'Adolei », apparaît au contact de la couverture sédimentaire d'Ali sabîh, au centre d'une vaste fenêtre d'érosion affectant la couverture stratoïde plus récente.

Sur la feuille à 1:100 000 de Tadjoura, cette unité n'affleure pas. Les séries basaltiques anciennes cartographiées comme β_A sur la carte à 1:500 000 de l'Arfar central et méridional sont, comme on le verra, à rattacher à la série des basaltes intercalés dans la série de Mabla. Il en est de même des affleurements appelés β_A de la carte géologique à 1:100 000 de Djibouti.

1.2. — ρ_M ET $\bar{\rho}_P$: LES RHYOLITES DE MABLA

C'est dans la partie nord de la République de Djibouti que sont le mieux représentées ces rhyolites d'origine miocène. Au sud, elles recouvrent en discordance les sédiments tertiaires et les basaltes d'Adolei du horst d'Ali Sabîh. Il existe des affleurements très importants de ces mêmes rhyolites dans la partie supérieure des trapps yéménites.

N.B. : les parties composées en italique correspondent à des généralités qui concernent l'ensemble de la République de Djibouti.

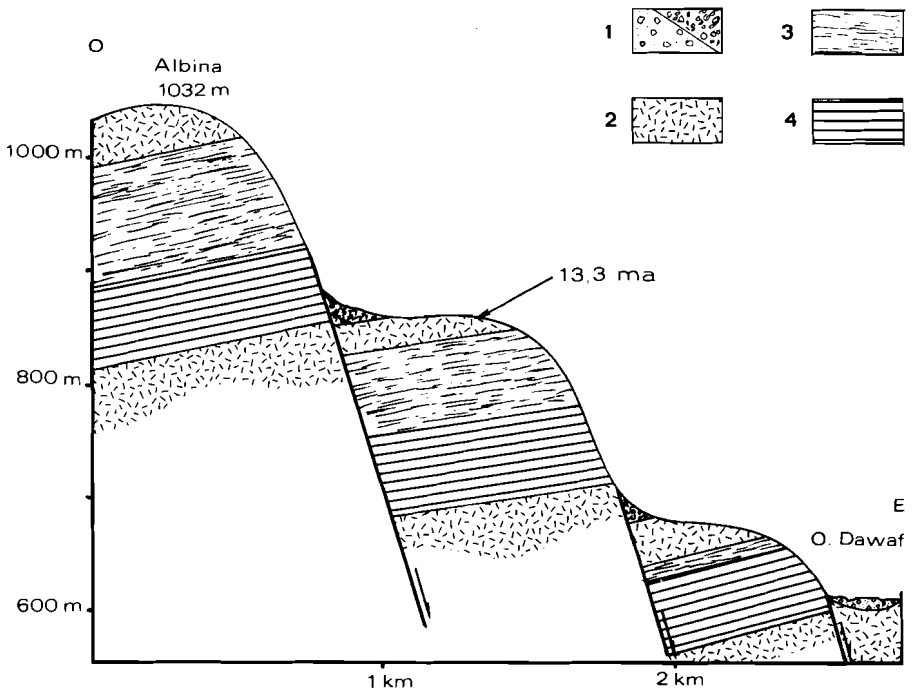


Fig. 4 : Coupe schématique Dawaf-Albina.

1. alluvions d'oued, éboulis ; 2. rhyolites de Mabla (coulées massives) ; 3. rhyolites de Mabla (parties pyroclastiques) ; 4. basaltes de Mabla (intercalés).

Elles ont été les premières à être étudiées : on raconte qu'à la fin du XIXème siècle, des voyageurs avaient signalé de nombreuses veines de charbon dans l'arrière-pays d'Obock ; une telle éventualité avait de quoi exciter les autorités françaises. Malheureusement, cet anthracite se révéla fort peu combustible et finit par être identifié comme verre volcanique de la série de Mabla.

Ce sont ces rhyolites miocènes qui forment le plus grand volume de roches volcaniques affleurant sur la carte de Tadjoura.

— **Au nord du golfe**

Elles affleurent dans la moitié est de la zone cartographiée, c'est-à-dire de la côte du golfe (non compris la bande côtière sédimentaire et basaltique récente) jusqu'à la rupture de pente qui borde au SE le plateau de basaltes du Dalha, suivant une direction SO-NE.

D'une manière générale, la série débute et se termine par un cycle explosif avec mise en place de coulées ignimbritiques, de nappes de ponce, de tufs rhyolitiques blancs ou verts. De nombreuses zones ont été soumises à d'intenses phénomènes d'altérations hydrothermales, souvent contemporains de leur mise en place, et il est parfois difficile de distinguer, sur le terrain, ces coulées presque kaolinisées des niveaux de nappes de ponce. Les coulées massives peuvent atteindre des épaisseurs importantes (70-100 m). L'intensité de la tectonique qui hache cette série rend difficile l'identification de centres émissifs. L'ensemble de la série serait d'origine fissurale (GADALIA, 1980). On peut cependant reconnaître quelques zones pouvant être interprétées comme des zones d'émissions rhyolitiques. Elles sont souvent alignées sur des directions N 160° et N 30°.

Dans la région située au sud des Monts Agôgittou, Kousra (KJ 700 200), on observe, à la base des β_M un ensemble de ponces vert-jaune que l'on peut suivre dans le paysage sur 5 à 6 km². Les niveaux inférieurs de ces nappes sont riches en obsidiennes et perlites.

Une coupe effectuée entre l'oued Dawaf et le sommet d'Albina à 1032 m (KJ 667 165) met en évidence la succession suivante, de bas en haut (fig. 4) :

- 6 à 7 coulées de basaltes intercalés,
- 200 m de nappes de ponces riches en obsidiennes et perlites,
- un niveau ignimbritique, moins meuble,
- une coulée rhyolitique de 40 m.

Tout cet ensemble est affecté par des failles normales N 150-N 160 qui descendent les compartiments découpés bloc à bloc, avec un pendage vers l'O-SO, qui va en s'accroissant vers le bas.

Dans l'oued Debe (KJ 776 222), en aval de Garbanaba, les rhyolites massives de la base de la série sont très altérées et certaines coulées sont entièrement kaolinisées.

A l'est de Ribta (KJ 770 137), au pied du Mont Ommbouyyoukli, il existe un niveau de ponces blanches de 10 m d'épaisseur, intercalé entre la surface d'érosion des basaltes de Mabla β_M et la base des basaltes du Dalha β_D . Plus généralement, le sommet de la série est soumis à une importante érosion précédant l'épanchement des basaltes du Dalha.

Il faut signaler l'existence de rares dykes d'alimentation rhyolitique traversant les basaltes de Mabla (en particulier au SO de Wadde Bouyyi (KJ 676 217). Dans cette région, on peut voir également, sous le point coté 1235 (KJ 702 225), un cratère d'explosion qui pourrait être à l'origine des nappes de ponces rencontrées sous les sommets des Monts Agôgittou et Kousra.

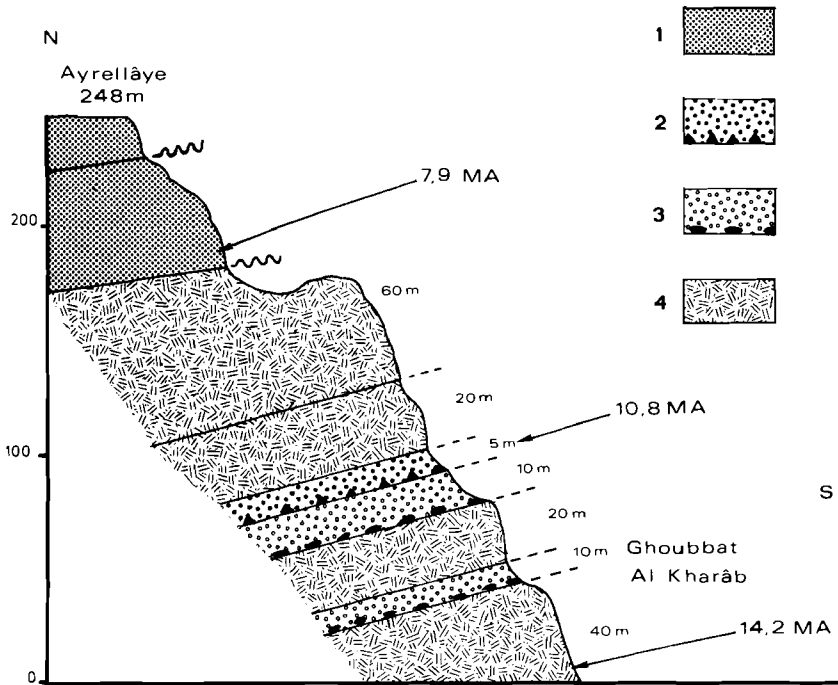


Fig. 5 : Coupe Ghoubbet-est Ayrellâle.

1. basaltes du Dalha et de la série stratoïde
2. rhyolites de Mabla : tufs blancs à semelle d'obsidienne
3. rhyolites de Mabla : tufs blancs à semelle de perlite
4. rhyolites de Mabla : coulées massives

Les dômes traversant d'autres coulées de βM sont fréquents : au nord d'Afdati, sous le point coté 390 (KJ 585 075), on peut voir un dôme de rhyolites massives rouges, à gros phénocristaux de quartz, recoupé par des injections plus tardives de liquides enrichis en quartz.

— **Au sud du golfe**

On les trouve surtout au nord du massif du Bour Ougoul.

GADALIA (1980) décrit une coupe dans le massif de Lângobâle Adde (KH 720 729).

De bas en haut :

- une coulée ignimbritique à matrice perlitique noire et fluidale,
- une coulée rhyolitique rose dont la base est constituée tantôt d'une perlite noire et fluidale, tantôt d'une cinérite blanche et altérée,
- une coulée de rhyolite massive, de couleur rouge brique, silicifiée.

Cet affleurement, d'abord rattaché aux rhyolites de Ribta βR (RICHARD, 1979 : GADALIA, 1980) est daté de 11,9 MA (annexe 3) et intégré aux rhyolites de Mabla.

Dans la zone d'Arta, quelques coulées rhyolitiques sont recouvertes par les basaltes de la série du Dalha. Il s'agit de rhyolites blanches, roses, vertes, très litées, avec des figures plissées de mise en place. On les trouve à l'ouest de l'oued Darrey, dans le petit oued Qâr Djebiyé (KH 612 744) et dans la région de Dourdoura (KH 645 758) au nord d'Arta.

La présence de ces quelques coulées de rhyolites miocènes au cœur de la zone d'Arta s'expliquerait par un bombardement général de cette zone précédant l'effondrement vers le golfe de Tadjoura (ROBINEAU, 1980 ; SANTACROCE, 1982).

La tectonique qui affecte les βM est la même que celle de l'ensemble de la zone d'Arta, c'est-à-dire N 20-N 40 en mouvement cisailant et N 60-N 90 en failles normales basculant cette série vers le sud.

Des affleurements de ces rhyolites apparaissent sous la couverture de basaltes du Dalha et stratoides, à l'ouest de la zone. On en trouve également de part et d'autre du graben Ghoubbet-est. Il faut noter qu'aux trois affleurements très hydrothermalisés du plateau d'Odob sont associées des manifestations fumerolliennes actuelles.

Une coupe pratiquée sous le point coté 248, de la mer vers le plateau d'Ayrellâle (KH 733 672), montre de bas en haut (fig. 5) :

- 40 m de coulées rhyolitiques massives,
- 10 m de tufs blancs à semelle perlitique,
- 20 m de rhyolites massives,
- à nouveau 10 m de tufs blancs à semelle perlitique,
- 5 m d'ignimbrites à obsidienne,
- 2 coulées massives blanches de 20 et 50 m d'épaisseur,
- le tout est recouvert en discordance par les coulées de la série du Dalha et de la série stratoïde.

Géochronologie (annexe 3)

Les âges de cette série varient de 18,8 MA pour une coulée de base dans l'oued Debe, à 11,8 MA pour les rhyolites de Lângobâle Adde, au sud du golfe. Les âges intermédiaires sont nombreux : 12,4 MA, 13,2 MA, 13,3 MA, 14,2 MA. Un âge de 16,6 MA a été obtenu pour une coulée de base, sur la feuille de Djibouti (FOURNIER et al., 1983). Sur la feuille de Daddaeto, le haut de la série est datée à 9,7 MA (BARBERI et al., 1975). Pour notre part, nous avons trouvé des rhyolites reposant sur des basaltes intermédiaires de Mabla βM datés à 10,0 MA (col de Milaglé, KJ 675 197). On peut remarquer que dans leur totalité les âges obtenus dans le nord de la République de Djibouti sont plus récents que ceux obtenus dans le sud, dans la région d'Ali Sabîh (25,2 MA à 17,5 MA - CHESSEX et al., 1975 et BARBERI et al., 1975). Les rhyolites du nord correspondraient donc uniquement à la formation de Damerkadda R_0 définie par CHESSEX et al. (1975), les formations acides antérieures n'affleurant pas dans la région nord.

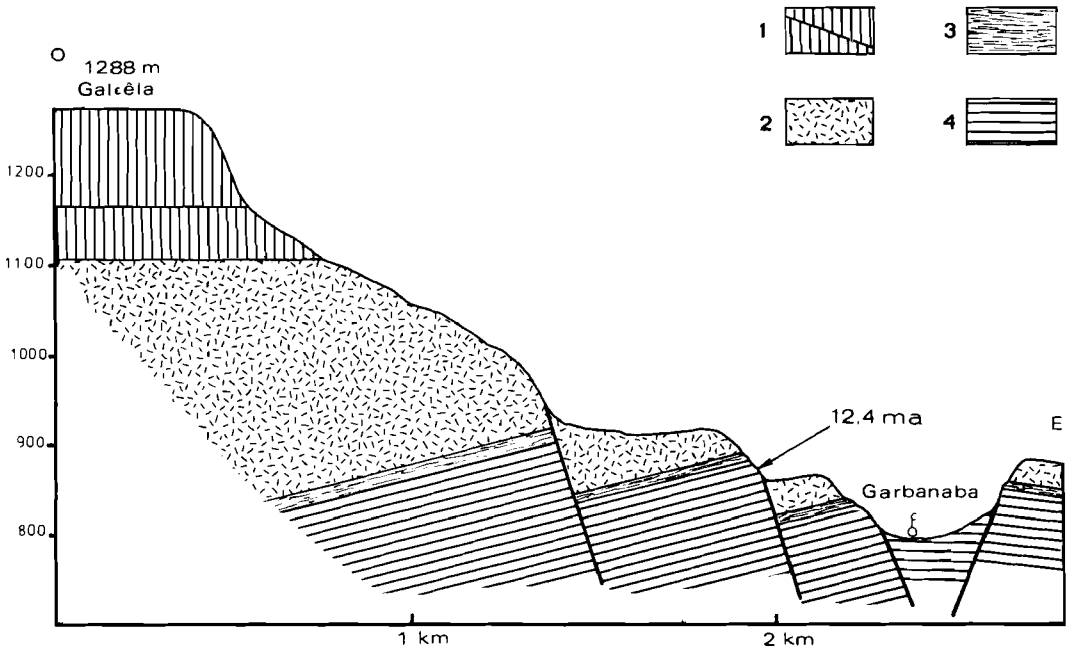


Fig. 6 : Coupe schématique entre Garbanaba et Galeëla.

1. basaltes du Dalha (supérieurs et inférieurs)
2. rhyolites de Mabla (coulées massives)
3. rhyolites de Mabla (tufs, ponces...)
4. basaltes de Mabla (intercalés)

Sur la carte à 1:100 000 d'Ali Sabih, la coupe située en vis-à-vis d'Ayrellâle par rapport au Ghoubbet-est, a été datée par CESSEX et al. (1975) : la base des rhyolitiques indique un âge de $14,2 \pm 0,7$ MA ; une obsidienne de la partie moyenne de la coupe est datée à $10,8 \pm 0,6$ MA. Les basaltes du Dalha recouvrant en discordance l'ensemble rhyolitique sont datés de $7,9 \pm 0,4$ MA.

Tectonique

Les rhyolites de Mabla sont recoupées par une tectonique qui leur est propre et qui n'affecte pas les formations postérieures, à l'exception des basaltes intercalés β_M . Il s'agit de failles normales conjuguées N 160-N 180 et N 40-N 60 qui découpent la série en compartiments à pendage SO parfois fort. Le pendage peut également être à l'est ou au NE (à Garbanaba, par exemple).

Une deuxième famille de failles, plus récente puisque affectant aussi les séries postérieures et ce, jusqu'aux sédiments quaternaires, s'observe dans les rhyolites, à proximité des côtes du Golfe. Ce sont des failles normales avec des rejets verticaux importants (plusieurs centaines de mètres) de direction N 90 à N 120. Le pourcentage de ces failles augmente à l'approche du golfe de Tadjoura et ces failles de même direction que les segments de dorsale définis dans le Golfe semblent donc liées à son ouverture récente.

Pétrographie (annexe 2, tableau 1)

Les minéraux rencontrés dans ces roches dépendent du degré d'alcalinité.

1. Les rhyolites méta-alumineuses ne possèdent pas de quartz ; on y rencontre des feldspaths alcalins et parfois des plagioclases sodiques ; le pyroxène est une augite associée à des minéraux opaques et à du zircon ; certaines roches possèdent de la biotite décolorée ; l'olivine est présente dans la pâte sous forme de petits grains de fayalite.

2. L'évolution magmatique se fait jusqu'aux pantellérites (rhyolites hyper-alcalines) par l'apparition de quartz en phénocristaux ; la sanidine remplace l'anorthose ; apparaissent ensuite des pyroxènes (heddenbergite et aegyrine) ; enfin les amphiboles (aenigmatite puis arfvedsonite) caractérisent les derniers stades de l'évolution.

L'étude pétrographique d'une centaine de rhyolites miocènes échantillonnées sur toute la République de Djibouti montre l'absence de zonation tant dans l'espace que dans le temps. L'étude minéralogique et géochimique prouve l'existence d'un lien de parenté magmatique entre les basaltes d'Adolei (et les intercalations basiques β_M) et les rhyolites de Mabla. Cette série évoluerait à faible profondeur, dans des pièges tectoniques (GADALIA, 1980).

1.3. — β_M : LES BASALTES INTERMÉDIAIRES DE MABLA

Cette série de trapps basaltiques anciens n'affleure pas dans la partie sud de la carte. On les trouve généralement sous les rhyolites de Mabla, mais ils affleurent également en position intercalée dans ces rhyolites. Dans la région nord, ils avaient été cartographiés comme basaltes d'Adolei par VARET (1975).

Leur degré de conservation dépend de la présence de couverture rhyolitique. Ils peuvent être bien conservés, apparaissant en trapps de coulées bien visibles s'ils sont protégés par la partie supérieure de la série de Mabla. En rive droite de l'oued Gafour (KJ 667 175), et plus généralement dans le quart NE de la carte, ils peuvent atteindre 15 à 30 coulées de 5 à 10 m d'épaisseur (fig. 4 et 6).

Par contre, dans la région de l'oued Randa (KJ 560 070), là où les rhyolites miocènes sont fortement érodées, ils se présentent sous forme de reliefs arrondis ; il est alors impossible de distinguer les limites de coulées. Les datations ont alors été effectuées sur le cœur de grosses boules d'altération prélevées en place.

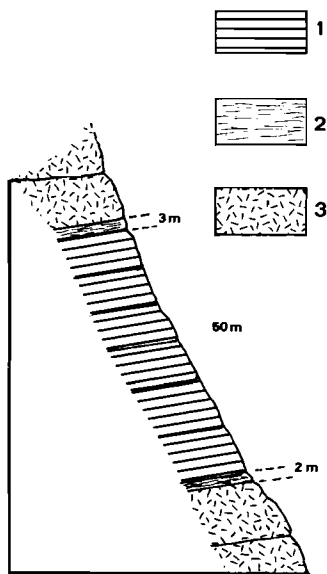


Fig. 7 : Coupe dans l'oued Sabhalto.

1. basaltés de Mabla (6 coulées)
2. niveau d'altération argileux
3. rhyolites de Mabla

Dans la coupe de l'oued Sabhalto (KJ 500 160), on trouve ces basaltes en position intercalée (fig. 7). On observe de bas en haut :

- plusieurs coulées de rhyolites massives,
- 2 m de rhyolites altérées et d'argile,
- sur 50 m, 6 coulées de basaltes,
- 3 m d'altération basaltique argileuse,
- à nouveau des coulées de rhyolites épaisses avec des intercalations de niveaux pyroclastiques.

Cette coupe individualise bien l'épisode basaltique entre deux zones d'altération et démontre l'existence d'un certain intervalle de temps précédant et suivant ces émissions.

Géochronologie (annexe 3)

Cette série est déjà décrite par le CEGD (CHESSEX et al., 1975) sous le nom de « formation de Maryan Ad-Harsa (M_{1-2}) », avec des âges variant de 10,0 MA à 11,2 MA.

BARBERI et al. (1975) ont décrit, dans la série du Mabla, des intercalations basiques dont les âges seraient de 12,1 MA (Goursa) et 12,1 MA (Simbililu), sur la feuille à 1:100 000 de Daddaeto.

Les trois nouveaux résultats obtenus sur cette série sont de 10,0 MA (col de Milaglé, KJ 675 197), 12,4 MA (Tabantab, KJ 780 159) et 13,6 MA (Alaha, à 1 km au nord de la carte, sur la feuille de Daddaeto).

Tectonique

Il est aisé de distinguer cette série de celle du Dalha : elle possède toujours le même pendage (très marqué) que les rhyolites de Mabla, contrairement aux basaltes β_D qui, dans cette région nord, sont souvent sub-horizontaux.

La tectonique N 160 à N 180 bascule bloc à bloc les compartiments de ces basaltes et des rhyolites de Mabla, avec des pendages fréquents au SO. Les β_M apparaissent à la faveur de ces failles, au NE, en bas de chaque bloc. A l'est de Garbanaba, les pendages sont à l'est et les basaltes de Mabla apparaissent alors à l'ouest des compartiments tectoniques.

Ils sont également affectés par des failles de directions N 40 à N 60 mais qui ont des conséquences moindres sur la géométrie des basculements bloc à bloc.

Pétrographie (annexe 2, tableau 2).

Les roches sont des basaltes soit à olivine dominante (OL- β), soit à plagioclase dominant (PL- β), suivant leur degré d'évolution. GADALIA (1980) signale aussi des roches un peu plus évoluées (trachyte et trachy-rhyolite).

L'échantillon le plus primaire (TF 977) a des teneurs élevées en Mg O (8,70 %) pour 0,31 % de K₂ O. Dans les diagrammes d'évolution magmatique, cette série suit les séries transitionnelles (voir p. 33, - Discussion pétrologique).

1.4. - $\beta_{D_{1-11}}$: LA SÉRIE BASALTIQUE DU DALHA

Cette unité a été définie dans le nord de la République de Djibouti, dans la région du Dalha (BARBERI et al., 1975), mais elle affleure aussi au sud, autour du horst d'Ali Sabîh. On la trouve en discordance angulaire plus ou moins prononcée sur les rhyolites de Mabla très érodées. Cet ensemble est formé de coulées basaltiques régulières de 5 à 10 m d'épaisseur, d'une puissance pouvant atteindre 800 m. On y trouve de rares intercalations ignimbritiques et de plus fréquents niveaux détritiques. Des études de terrain permettent de distinguer deux sous-ensembles : une série inférieure (β_{D_1}) qui correspondrait à la formation de Maryan Ad (M_1), et une série supérieure ($\beta_{D_{11}}$) correspondant à la formation de Galemi (B_1), toutes deux définies par le CEGD (1975).

Cette puissante série de trapps basaltiques vient s'épancher en discordance sur les formations sous-jacentes. Les failles normales N 160 et N 40 qui basculent fortement les séries anciennes, sont cachetées par la surface de base des basaltes du Dalha.

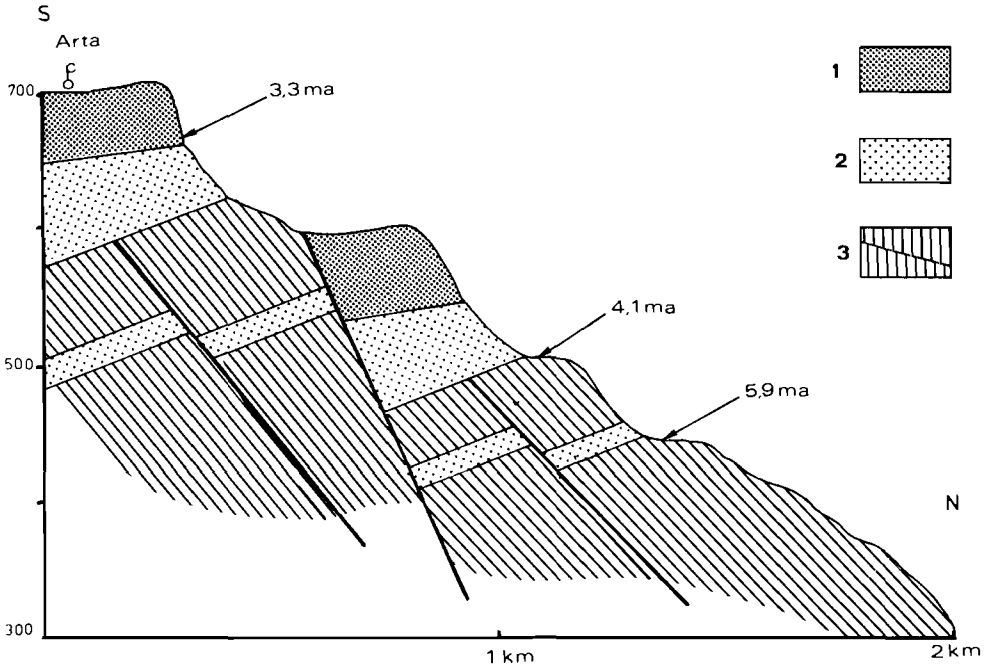


Fig. 8 : Coupe schématique Arta-nord.

1. basaltes de la série stratoïde (15-20 coulées) ; 2. niveau d'altération (basalte altéré, argiles, sables...) ; 3. basaltes de la série du Dalha (inférieure et supérieure).

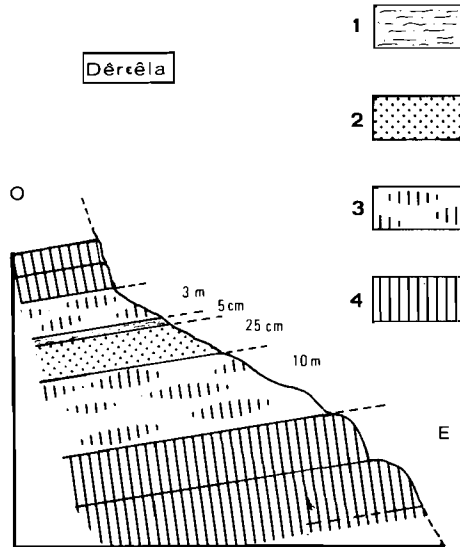


Fig. 9 : Coupe dans l'oued Dêrcêla. Détail de la limite β_0 - β_{0_1} .

1. argile ; 2. sable ; 3. basalte altéré ; 4. basaltes de la série du Dalha, sous et sus-jacents.

L'érosion de ces séries antérieures est très importante comme en témoigne la quasi-horizontalité de la surface de « transgression » du Dalha, au nord de la carte (entre 900 et 1000 m d'altitude).

Les épaisseurs maximales sont observées dans une zone de 15 à 20 km de part et d'autre du golfe de Tadjoura. La série va en s'amincissant vers le nord, au nord, et au sud, vers le sud. Ceci situerait les fissures émissives à l'emplacement actuel du Golfe.

— *La limite* β_{D_1} - β_{D_2}

Les données de terrain mettent en évidence, sur toute la superficie d'émission des basaltes du Dalha, deux sous-séries, séparées par un épisode d'inactivité volcanique marqué par des niveaux d'altération.

Une coupe effectuée au nord d'Arta (KH 654 753) montre l'existence de cette zone d'altération (fig. 8).

Des détails de cette limite sont fournis dans la coupe de l'oued Dêrêêla (KH 600 755). On y observe de bas en haut (fig. 9) :

- les coulées assez altérées de la série inférieure β_{D_1} ,
- 10 m de basaltes argilisés,
- 25 cm de sable et de sédiments moyens,
- 5 cm d'argile fine,
- 3 m de coulées basaltiques altérées,
- les coulées de la série supérieure (β_{D_2}) mieux conservées.

Cette limite se retrouve partout sur la carte de Tadjoura. Il est probable que les niveaux sédimentaires décrits par le CEGD (1975) dans la partie inférieure de la coupe de l'oued Kalou (carte à 1:100 000 d'Asal) soient à rattacher à cette limite. Il en serait de même de ceux décrits dans la coupe de l'oued Afay (KH 340 857).

— *Au nord du golfe*

Ils affleurent entre 900 et 1700 m d'altitude, sur toute la moitié ouest de la carte, excepté à l'extrême ouest où ils sont recouverts par les basaltes de la série stratoïde. Comme l'ont montré MARINELLI et VARET (1973), dans les zones éloignées du golfe de Tadjoura, ces trapps sont très peu tectonisés et sub-horizontaux. A l'extrême ouest, on peut les observer à la base des falaises tectoniques affectant la couverture stratoïde plus récente (β_s), au fond des oueds Malay Dabay, Garsa Aden, Dimo le Bôda...

Autour de Tadjoura, par contre, on les trouve en position plus basse, posés sur des compartiments rhyolitiques affaissés. Ils affleurent également au pied des sommets rhyolitiques pliocènes de Ribta, en discordance sur les basaltes de Mabla. Là, leur épaisseur est moindre (100 à 200 m).

Le découpage et les mouvements tectoniques par panneaux sont très importants autour du Golfe et du rift d'Asal ; il est donc difficile de connaître la puissance totale de la série. Néanmoins, on peut voir, spécialement dans le centre-ouest de la carte, des falaises de 500 à 600 m de haut laissant apparaître plusieurs dizaines de coulées de 10 à 15 m d'épaisseur.

— *Au sud du golfe*

Les basaltes du Dalha affleurent dans la quasi totalité de la zone d'Arta, contrairement à ce qui est cartographié dans la carte à 1:500 000 du CNR - CNRS (1975). Le soulèvement des marges rend visible, à l'extrême sud de la zone, la partie inférieure de la série.

Au SE de la carte, au sud de l'oued Dihda We'ad, ces basaltes forment des empilements d'une dizaine de coulées de 5 à 10 m d'épaisseur et sont surmontés par une mince couverture de basaltes stratoïdes.

Géochronologie (annexe 3)

La base de la série semble avoir environ 9 MA. BOUCARUT et al. (1980) signale un âge de 8,9 MA (MB 272 - en aval de l'oued Magalé). Un âge de 8,7 MA (TF 980) est obtenu dans la région d'Adacli Daba (oued Debné), et un autre de 8,5 MA (TF 698) pour les coulées les plus basses affleurant en amont de l'oued Afay (nord du rift d'Asal). Le bas d'une falaise de la série, à Randa, donne un âge de 7,8 MA (TF R 18).

Les autres âges sont en continuité jusqu'à 3,8 MA (TF 370) au sommet du Day et 3,9 MA (TF 740) dans la zone d'Arta. BARBERI et al. (1975) signalent à Sandère (KH 775 764) une coulée terminale de la série à 3,6 MA (W 2).

L'âge de la limite ($\beta_0 - \beta_{0,1}$) est donné par l'échantillon TF 783, dans la zone d'Arta, avec un âge de 5,9 MA. Une coulée à 4,0 MA (TF R 13), échantillonnée à Randa, est située quelques dizaines de mètres au dessus de cette limite. L'état d'altération de l'ensemble inférieur dans la zone d'Arta, n'a pas permis d'effectuer d'analyse.

Tectonique

Les directions tectoniques dans les basaltes du Dalha varient largement d'une zone à l'autre. Après l'homogénéité des directions observées dans les séries antérieures, traduisant les effets de l'ouverture de la Mer Rouge (directions N 160 à N-S et N 60), cette diversification des directions dans l'espace pour les basaltes du Dalha et les séries suivantes rend compte de la complexité des contraintes et des mouvements après 3,6 MA.

- dans le centre-nord. Les β_0 sont sub-horizontaux et cette relative tranquillité tectonique s'observe sur tout le plateau du Dalha (carte à 1:100 000 de Daddaeto). On trouve cependant quelques rares failles N 160 et N 60 qui jouent en profondeur, sans aucun mouvement visible du plateau.

- en se rapprochant du golfe de Tadjoura. La tectonique en failles normales de direction N 110 descend des panneaux de β_0 de plusieurs centaines de mètres (altitude de la base des basaltes sur le plateau du Dalha : 900 m ; altitude des panneaux au nord de Tadjoura : 150 m). Ils sont basculés au SE et au sud (15°). A l'est de Ribta, les β_0 sont également basculés au SSE par des failles N 110 puis recoupés par les directions N 20-N 40.

- au nord du Ghoubbet-al-Kharâb. Des directions tectoniques N 130 (direction du rift d'Asal) sont visibles dans les basaltes du Dalha, associées à des directions N 160 que l'on retrouve essentiellement dans les basaltes initiaux (β_i) de l'unité du Ghoubbet, en continuité avec les failles affectant la zone de Mak'Arassou, au NO.

- dans l'ouest. En se rapprochant de la bordure ouest de la carte, au voisinage de la zone de Mak'Arassou dont TAPPONNIER et VARET (1974) faisaient un équivalent émergé des failles transformantes océaniques, les directions N 10 à N 160, observées spécialement dans les basaltes de la série stratoïde de l'Afar, basculent peu à peu les basaltes du Dalha en panneaux successifs, avec pendage à l'ouest. Ces directions semblent postérieures à l'émission de la série stratoïde puisqu'il n'existe pas, dans cette région, de discordance entre les deux séries. Cependant, les directions N 110, nombreuses dans la série du Dalha dans l'ouest, sont cachetées par la série stratoïde de Mak'Arassou.

- dans la zone d'Arta. Les β_0 sont affectés par deux familles de failles caractéristiques de la zone. Une direction N 20-N 40, avec quelques failles conjuguées N 150, bascule la série vers l'est à l'est de la zone, et vers l'ouest à l'ouest ; l'autre direction E-O à N 110 que l'on retrouve dans les unités initiales, bascule la série vers le nord au nord de la zone et vers le sud au sud (fig. 8).

On observe donc des pendages radiaux matérialisant un bombement de toute la

zone suivant deux axes N 20 et E-O. Ceci est confirmé par la présence de rhyolites de Mabla au cœur de la zone.

- dans le sud-est. Les basaltes de la série du Dalha, recouverts par une mince couverture stratoïde en concordance, sont affectés par des failles N 20 et N 160 qui les font pendre légèrement vers l'est, et surtout par des failles normales de directions N 110 à N 140 qui les basculent bloc à bloc vers le SSO. Ces directions ne s'inscrivant pas dans la concordance entre β_{D_1} et β_s , commenceraient à jouer après 3,3 MA, âge de la série stratoïde dans cette zone.

Pétrographie (annexe 2, tableau 3)

La majeure partie des roches rencontrées dans cette série est peu différenciée. Les roches les plus primaires sont des basaltes picritiques à olivine, plagioclase calcique et augite ($Fe/Fe + Mg = 40$) ; les plus évoluées sont des trachytes sombres à feldspath potassique, plagioclase sodique, pyroxène et magnétite ($Fe/Fe + Mg = 75$). L'étude d'une section de 21 coulées, échantillonnée à Randa, ne montre aucune évolution cohérente dans le temps (TF R 1 à TF R 21).

On peut trouver quelques rares roches plus différenciées, comme par exemple sur le sommet de la zone d'Arta : quelques dizaines de mètres de coulées de trachyrhyolites (TF 950 - 4,25 MA) et de rhyolites. Ces coulées terminales, vu leur âge, pourraient être rattachées à l'unité des rhyolites de Ribta.

Dans ce même secteur d'Arta, des dykes de basaltes et de trachytes ($Fe/Fe + Mg = 88$) traversent les coulées de la série du Dalha.

1.5. — β_{SO} : LES BASALTES STRATOÏDES DE SOMALIE

Ces trapps basaltiques n'affleurent que dans la partie sud-est de la République de Djibouti (cartes 1:100 000 de Tadjoura, d'Ali Sabih et de Loyada) et sont connus en Somalie, le long de la côte du golfe d'Aden. Leur mise en place semble se faire le long de fissures émissives de direction N 160° (Mer Rouge). Les basaltes de Somalie seraient les dernières émissions du système en extension de direction « Mer Rouge », avant le changement brutal dû à l'ouverture du golfe de Tadjoura il y a 3,5 MA suivant des directions E-O.

Sur la carte de Tadjoura, ces basaltes de Somalie affleurent en discordance sur les empilements de basaltes du Dalha et, par endroits, sur les rhyolites de Mabla également basculées.

Ils sont fréquemment recouverts par les conglomérats Pa et les basaltes de la série initiale (β_i). Les quelques affleurements (moins d'1 km²) cartographiés en β_s , dans le coin sud-ouest de la carte géologique de Djibouti (FOURNIER et al., 1983a) sont à rattacher à cette unité β_{SO} .

Géochronologie

Les seuls âges disponibles sont ceux de CHESSEX et al. (1975) pour la formation de « Lougag Ale » (B_2X), qui semble correspondre aux basaltes de Somalie ($6,3 \pm 1,2$ à $5,0 \pm 0,9$ MA).

1.6. — β_R et β_{R_1} : LES RHYOLITES DE RIBTA

Succédant aux émissions basaltiques du Dalha, qui annoncent l'ouverture du rift de Tadjoura, et précédant la mise en place de la série stratoïde, qui caractérise le début de l'océanisation en Afar central, se place un cycle d'intrusions acides localisées.

On trouve ces rhyolites de Ribta (RICHARD, 1979) dans trois secteurs de la carte.

— *Ribta*

C'est là qu'elles ont été observées par BARBERI et al. (1975) qui les ont intégrées à la partie supérieure de la série du Dalha.

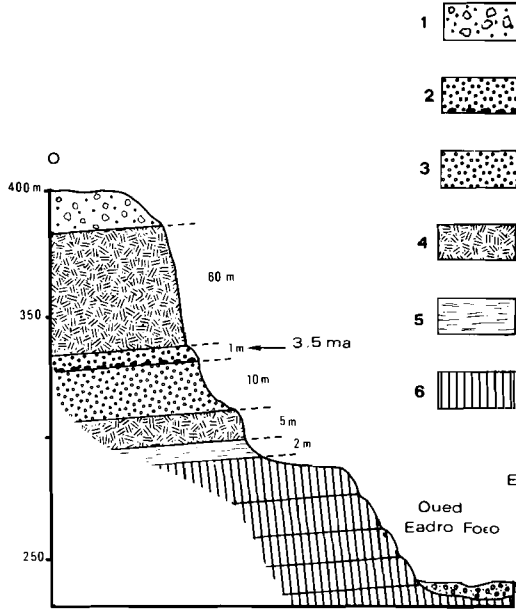


Fig. 10 : Coupe dans l'oued Eadro Foco (sud Ribta).

1. conglomérats Pa et Qa, alluvions d'oued ; 2. ponces, tufs à semelle d'obsidienne, perlite ; 3. ponce blanche ; 4. coulée massive ; 5. niveau d'altération argileux ; 6. basaltes de la série du Dalha (supérieure).

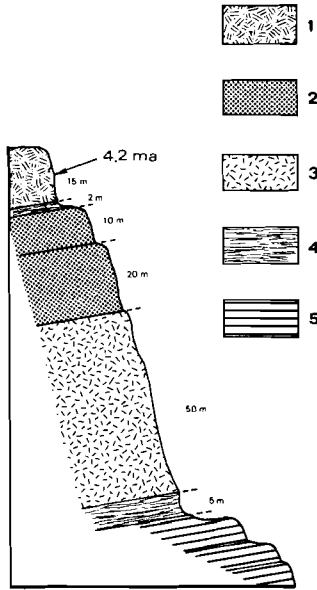


Fig. 11 : Coupe dans l'oued Darrey.

1. rhyolites massives ; 2. trachy-rhyolites massifs ; 3. ignimbrites rhyolitiques ; 4. ponces rhyolitiques ; 5. basaltes de la série du Dalha.

Elles recouvrent avec une faible discordance les basaltes de la série supérieure du Dalha ; elles forment le sommet des Monts Loubatallou, Loubatanlou, Oumbouyyikli, Hedalous et Egta Eale ; elles sont recouvertes avec une forte discordance angulaire par les conglomérats Pa et les basaltes des unités initiales du Rouéli et de Tadjoura.

La base de la série est souvent formée de nappes de ponce blanches avec obsidiennes et niveaux ignimbritiques. Une coulée épaisse vient terminer la série.

Elles ne sont pas touchées par la tectonique de direction N 160, mais elles sont fortement basculées vers le SSO par des failles normales N 110 qui les font affleurer au fond de l'oued Eadro Foëo (KJ 727 114). On peut y observer de bas en haut (fig. 10):

- quelques coulées basaltiques de la partie supérieure de la série du Dalha,
- un niveau d'altération argileux (2 m),
- 5 m de rhyolite massive,
- 10 m de ponce blanche,
- 1 m de ponce à obsidiennes et perlites,
- une coulée de rhyolite massive de 50 à 70 m d'épaisseur,
- le tout est recouvert en discordance par des conglomérats Qa.

On peut également voir, autour du village de Ribta, dans un rayon de 2 km, des copeaux de nappes de ponce posés sur les formations anciennes et présentant des pendages radiaux. Cette nappe a été rattachée à la série de Ribta (PR) ; on sait qu'elle est postérieure aux basaltes du Dalha dont elle moule les reliefs.

Géochronologie (annexe 3)

Deux âges sont obtenus sur la base de cette série par BARBERI et al. (1975) : 3,5 MA (TF 3-I) et 3,2 (TF 3-II).

Tectonique

Deux familles de failles sont observées ici : des failles normales de direction N 110 qui basculent les coulées au SSO (20°) et des failles N 20-N 40 qui semblent n'opérer aucun mouvement vertical.

— Arta

Dans la zone d'Arta, les rhyolites de Ribta affleurent en discordance sur les sommets des compartiments tectoniques de basaltes du Dalha. Elles se présentent sous la forme de coulées massives très altérées, kaolinisées, blanchâtres, à fréquentes semelles perlitiques. Les intrusions, dômes, dykes et dykes-coulées, sont très fréquentes. Elles sont alignées sur des failles de directions N 20-N 40. Elles sont par endroits recouvertes en discordance par les coulées basaltiques de la série stratoïde, ou, dans les secteurs proches des côtes du Golfe, par les coulées de l'unité initiale de la plage d'Arta.

Une coupe effectuée dans l'oued Darrey, sous le point côté 582 (JH 623 738) fait apparaître la succession suivante, de bas en haut (fig. 11) :

- de grosses coulées de la partie supérieure de la série du Dalha.
- 5 m de tufs rhyolitiques violacés,
- 5 m d'ignimbrites rubannées roses,
- une coulée de 20 m de trachyte sombre,
- une coulée de 10 m de trachyte sombre,
- 1 m de ponces rhyolitiques blanches,
- 15 m de rhyolites massives à altération orange.

Géochronologie (annexe 3)

Un âge de 3,6 MA (RICHARD, 1979) confirme l'appartenance de ces rhyolites à la même unité que celles de Ribta. L'âge de l'échantillon TF 950 (4,25 MA) peut rapporter les coulées de trachytes et de trachy-rhyolites de la coupe de l'oued Darrey (fig. 11) soit au sommet de la série du Dalha, soit à la base de la série de Ribta.

Tectonique

Les akitudes de base de ces rhyolites passent de 600 m au sud (Mont Koron) à 20 m près de la mer (oued Qiqle), témoignant de l'affaissement général de la zone

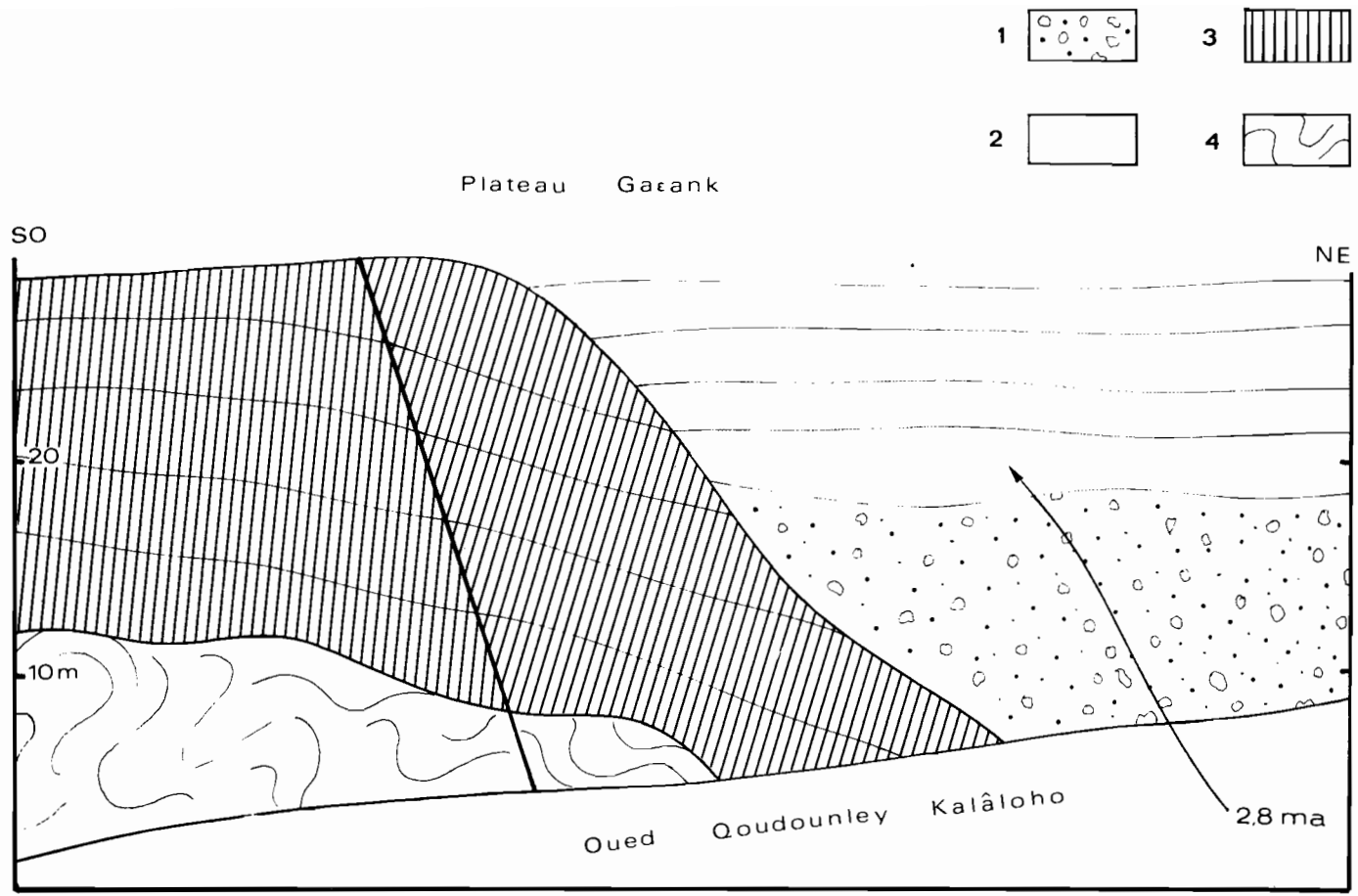


Fig. 12 : Coupe dans l'oued Qoudounley Kalâloho

1. conglomérat Pa, antérieur aux basaltes initiaux ; 2. basaltes initiaux, datés ici à 2,8 MA ; 3. basaltes stratoïdes de Somalie ; 4. série rhyolitique de Ribta.

vers le nord. Les pendages de la série sont les mêmes que ceux observés dans les basaltes du Dalha, avec des angles moins accentués.

— **Autour du rift d'Asal**

Les rhyolites qui affleurent de part et d'autre du rift d'Asal ont été rattachées à la série de Ribta.

- Au sud : elles affleurent au pied de l'escarpement sud du rift, sous les coulées de la série stratoïde datées de 3,3 MA (BAUBRON et STIELTJES, 1975). DEMANGE et STIELTJES (1975) ont décrit des rhyolites dont les caractéristiques correspondent bien à celles des rhyolites de Ribta : base composée essentiellement de produits pyroclastiques altérés (ponces, ignimbrites fiamées, petites coulées de perlites et d'obsidiennes) ; puis coulées épaisses très visqueuses, à débit feuilleté ; présence d'extrusions de dômes à structure concentrique.

- Au nord : elles affleurent dans la même position stratigraphique qu'au sud, avec, cependant, des épaisseurs moindres (20 à 50 m). Le cycle se termine par un niveau de tufs blancs de 5 à 10 m d'épaisseur, très visible dans le paysage (β_{R_1}).

Elles sont affectées par la même tectonique que les basaltes du Dalha : failles normales de direction N 130 à regard NE et failles normales N-S à N 160 à regard NNE.

Il existe, au sud du rift, des épanchements rhyolitiques plus localisés (Karta Sida sur la carte à 1:100 000 d'Ali Sabîh). Ils reposent sur la série stratoïde et sont datés à 1,05 MA (BAUBRON et STIELTJES, 1977).

Pétrographie

La pétrographie et la pétrologie des rhyolites de Ribta présentent les mêmes caractéristiques que les rhyolites de Mabla (GADALIA, 1980) : même répartition entre roches méta-alumineuses et roches hyperalcalines ; même structure et minéralogie identique à quartz, feldspaths alcalins, sans plagioclases ni minéraux ferro-magnésiens ; mêmes minéraux secondaires (apatite, zircon) ; même altération (chlorite, hématite) ; minéralisations identiques (carbonates, silice, oxydes...).

2. — Les formations du Plio-Pleistocène

2.1. — β_{S_1} $\beta_{S_{II}}$ $\beta_{S_{III}}$: LA SÉRIE STRATOÏDE DE L'AFAR

Cette série basaltique est associée au volcanisme de l'Afar central et non à celui de la partie SE. En cela, elle ne représente pas une unité volcanique et structurale caractéristique des événements géologiques présidant à l'ouverture du golfe de Tadjoura.

Elle se développe donc essentiellement en Afar central sous forme d'empilements de coulées fissurales ; à la base de la série, le fort pourcentage de dykes amène BARRERIE et VARET (1977) à conclure que cette formation constitue la totalité de la croûte de l'Afar. Dans l'ouest de la République de Djibouti, l'épaisseur de ces basaltes peut atteindre 1 300 m. Ils ne parviennent autour du golfe de Tadjoura, à l'est, que de façon très pelliculaire ; là, ils forment une couverture tabulaire sur les compartiments découverts par la tectonique.

— **Au nord-ouest**

Sur la carte de Tadjoura, toute la partie ouest, excepté le rift d'Asal, est recouverte par la série stratoïde. La discordance sur les basaltes du Dalha est plus ou moins marquée. Ainsi, au nord de cette zone, ils recouvrent les $\beta_{D_{II}}$ en concordance. C'est ici, dans les oueds Malay Dabay, Kakôma..., que l'on rencontre les épaisseurs les plus importantes (200 à 250 m).

Au centre-nord, la série semble venir se biseauter sur les reliefs construits par les trapps basaltiques du Dalha et sur les pentes nord du bombement précédant l'ouverture du golfe de Tadjoura. On ne trouve plus de traces de cette série à l'est de $42^{\circ} 40'$. Les derniers affleurements, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, se trouvent sur le sommet de petites buttes dans la dépression d'Adaylou. On les reconnaît par la fraîcheur et la finesse des coulées (0,50 à 2 m) témoignant de l'éloignement de la zone d'activité principale.

– *Autour du rift d'Asal*

En se rapprochant d'Asal, les basaltes du Dalha sont progressivement plus basculés et la discordance de la série stratoïde est de plus en plus marquée. Au nord du rift, les épaisseurs sont faibles, parfois 4 à 5 coulées seulement. Au sud, les affleurements recouvrant les rhyolites de Ribta (ρR) sont rattachés à la série stratoïde moyenne ($\beta_{s_{III}}$).

– *Zone d'Arta*

La série stratoïde affleure sur la plateau d'Arta. Il s'agit d'un empilement de 10 à 15 coulées fines (10 m d'épaisseur) qui repose sur une épaisse zone d'altération des βD et des sédiments argileux de 50 m d'épaisseur environ (fig. 8).

Dans la zone d'Arta, on en trouve quelques coulées sur les reliefs des formations antérieures. A l'est, ils sont recouverts par la « transgression » des basaltes initiaux de la plaine de Djibouti qui viennent ennoyer le massif d'Arta et envahir la vallée de Wêca.

– *Le plateau d'Odob*

Les basaltes stratoïdes ont des épaisseurs plus importantes (200 à 300 m).

Il faut noter que, dans la structure en graben du Ghoubbet-est, il n'existe pas de manifestations volcaniques plus récentes que celles de la série stratoïde qui en forment le plancher interne et les falaises bordières.

– *Au sud-est*

A l'est de Wêca, quelques coulées recouvrent en concordance les basaltes du Dalha.

Géochronologie (annexe 3)

Sur la carte de Tadjoura, les âges de la partie inférieure de la série (β_{s_I}) varient depuis 3,3 MA pour la base (plateau d'Arta et zone sud d'Asal) à 2,0 MA. Les âges intermédiaires sont nombreux : 2,4 MA à la base d'une falaise tectonique dans le NO de la carte (oued Easa Bolli), 2,5 et 2,8 MA sur le plateau d'Odob.

Pour la partie moyenne ($\beta_{s_{II}}$), aucun âge n'est disponible : cependant des coulées recouvrent les rhyolites de Ribta (KH 725 275).

La partie supérieure de la série ($\beta_{s_{III}}$) d'âge inférieur à 1 MA n'affleure pas sur la carte.

Tectonique

Dans le NO, la série stratoïde est affectée par une tectonique en failles normales curvilignes de direction N-S à N 160 et N 110 qui bascule des blocs losangiques vers l'O-SO. En se rapprochant du rift d'Asal, les directions passent progressivement à N 130-N 140, en failles normales à pendage au NE faible au nord puis de plus en plus marqué vers le sud. On note également des direction N 110 à regard tantôt nord, tantôt sud et qui semblent être décalées en mouvement cisailant dextre par les failles N-S à N 160.

Dans le sud, sur 1 à 2 km de part et d'autre de la zone d'Arta, on peut observer quelques failles de direction N 20 à N-S, affectant les plateaux d'Arta et d'Odob sans qu'aucun mouvement vertical ne soit visible. Cependant, dans ces régions, les failles principales sont normales de direction N 100 à N 110. Elles peuvent avoir un tracé curviligne également. Près de la passe Abou Mâya, apparaissent progressivement des directions N 130 à N 150 que l'on retrouve surtout dans l'unité initiale de Ghoubbet-nord.

Pétrographie (annexe 2, tableau 5)

Les coulées de β_s sont généralement plus fraîches et plus bulleuses que celles des séries basaltiques antérieures. Les roches les plus fréquentes sont des basaltes à structure doléritique contenant des phénocristaux d'olivine.

BARBERI et SANTACROCE (1980) notent, sur plus de 100 analyses chimiques, la nette prédominance des basaltes transitionnels, moyennement alcalins, avec de rares tholéiites vraies et de rares basaltes alcalins. Comme pour la série du Dalha, ils n'observent aucune évolution logique dans le temps (coupes des escarpements de Dobi et de Gamarri), mais des variations dans l'espace, le degré d'alcalinité décroissant à l'approche des chaînes axiales (voir aussi BARBERI et VARET, 1977).

2.2. – β_i et β_j : LA SÉRIE INITIALE DU GOLFE DE TADJOURA

Cette série possède quelques caractéristiques significatives quelque soit le lieu d'affleurement :

1 – *la série affleure sur la quasi-totalité des deux côtes du golfe (exceptée une lacune entre Tadjoura et le nord du Ghoubbet-al-Kharâb) ;*

2 – *les directions et sens des coulées indiquent une mise en place depuis l'axe actuel du golfe vers les unités anciennes. Aucun centre d'émission n'étant visible (sauf au sud de Djibouti mais ils ont une signification particulière), il est probable que c'est un réseau de fissures est-ouest, repris localement par des failles normales, qui est à l'origine de ces coulées ;*

3 – *la plupart des coulées possèdent un caractère sous-marin (ou du moins sub-aquatique) : pillow-lavas, débit en pavés sur les surfaces visibles ;*

4 – *chaque unité de la série est, sans exception, intercalée ou recouverte par des conglomérats. Leur mise en place est donc antérieure ou synchrone de mouvements verticaux importants : affaissement axial (à l'emplacement actuel du golfe) et/ou surrection marginale.*

Au vu de ces caractéristiques générales, on est conduit à donner à cette série une signification dynamique particulière : ces coulées peuvent être considérées comme les premières émissions basaltiques fissurales de l'axe océanique du golfe de Tadjoura. Ce sont les marqueurs chronologiques de l'ouverture de la dorsale Tadjoura-Asal.

Sur la carte de Tadjoura, cinq de ces unités affleurent : au nord, celles du Rouéli et de Tadjoura ; à l'ouest, celle du Ghoubbet ; au sud, celles de la plage d'Arta et de la plaine de Djibouti-Wêea.

– Unité du Rouéli

Large bande en arc de cercle s'étendant le long de la côte nord du golfe depuis l'oued Iboli sur 25 km vers l'est, c'est l'unité initiale la plus importante par son volume

et par la tectonique distensive qui s'y développe. Il s'agit d'un empilement de coulées basaltiques toujours fines et dont la puissance atteint 350 m au cœur du massif.

Elle vient buter au nord contre les sommets de la série rhyolitique de Ribta ou ses éboulis. Au fond de tous les oueds qui prennent les directions des failles N 110 et N 20-N 40, on peut observer la base de la série reposant sur les conglomérats Pa.

La tectonique distensive est surtout développée dans la partie occidentale du Rouéli avec un réseau très serré de failles normales N 110 parallèles les unes aux autres et à rejet vertical important. Leurs pendages tantôt au nord, tantôt au sud délimitent des mini-structures de rift. Toujours à l'ouest, on observe, soulignées par des oueds profonds, des failles à coulissage senestre horizontal, de failles N 20 à N 40, qui semblent décaler ces structures d'effondrement. Ces mouvements cisailants sont également concrétisés par de fréquentes inflexions N 20-N 40 aux extrémités des failles N 110.

– *Unité de Tadjoura*

Prise en sandwich dans sa plus grande partie par les conglomérats Pa et Qa, cette unité est très peu visible à l'affleurement. Le massif le plus important, sur lequel a été aménagé l'aérodrome de Tadjoura, se situe dans le secteur est. On rencontre d'autres affleurements sur les bords de l'oued Marsaki (KJ 710 958) et, d'une manière générale, partout où l'érosion rapide des terrasses détritiques le permet.

La tectonique en failles normales de direction N 110 affecte aussi bien les terrasses détritiques que l'ensemble volcanique. On commence à voir apparaître des failles N 20-N 40 mais elles sont mieux exprimées dans l'unité du Rouéli.

– *Unité du Ghoubbet*

Cette unité est constituée essentiellement par les coulées basaltiques situées au nord du Ghoubbet-al-Kharâb. On en retrouve quelques affleurements au sud de la passe d'Abou Mâya. Il s'agit d'un empilement de plusieurs dizaines de coulées intensément traversé par un réseau de failles normales en losange N 110 et N 160. Les compartiments ainsi découpés sont basculés au SO avec des pendages pouvant atteindre 30°.

Au nord du rift d'Asal et sur le horst de Moudouéoud, ils recouvrent les basaltes du Dalha supérieur.

Au sud de la passe, on peut observer des failles normales de direction N 60 à E-O, parallèles à la frontière de plaques dans cette zone, frontière matérialisée par les alignements d'épicentres de séisme.

Il faut signaler la présence de 4 appareils volcaniques centraux (β_i) : le cône de l'Inaito (KH 445 855) et ceux situés au SE d'Easdora (KH 388 853), et celui de Moudouéoud (KH 358 855).

– *Unité de Djibouti-Wéca.*

Elle remplit sur plusieurs centaines de kilomètres carrés la plaine qui s'étend au sud et à l'ouest de la ville de Djibouti. Au sud, au contact des séries anciennes du Bour Ougoul, les épaisseurs sont faibles, parfois quelques coulées seulement ; au voisinage des côtes du Golfe, les épaisseurs peuvent atteindre 200 m.

Quand elle n'est pas au contact direct avec les formations anciennes, la première coulée repose sur des alluvions détritiques (Pa) composées de galets de rhyolites et de basaltes, et dans certains cas sur des sols d'altération cuits à son contact (fig. 5).

Dans sa partie ouest, les coulées viennent buter contre le massif d'Arta et remplissent la vallée de Wêea. Au pied de ce village, on peut voir trois coulées reposant sur les conglomérats Pa. Plus en amont, sur la feuille d'Ali Sabîh, il ne subsiste qu'une seule coulée.

Des failles N 80 et N 130 descendent les coulées avec des rejets verticaux faibles au sud mais qui prennent de l'importance vers les côtes du golfe. La densité des failles normales va également en augmentant à l'approche de la mer. Quelques petits cônes de scories avec coulées limitées prennent naissance sur ces failles N 130 (β_i).

– *Unité de la Plage d'Arta*

C'est sur les bordures immédiates du golfe, le long d'une bande de quelques centaines de mètres de large, que l'on trouve ces empilements de coulées basaltiques, entrecoupés par les larges deltas des oueds sud-nord. Ces coulées viennent en contact soit de la série stratoïde, soit de la série du Dalha et des intrusions rhyolitiques de la série du Ribta fortement basculées.

Elles sont intensément faillées, suivant des directions N 110 pouvant aller à N 150, découpées en compartiments allongés, basculés et affaissés les uns par rapport aux autres avec des rejets verticaux atteignant 50 m.

Géochronologie (annexe 3)

Les âges obtenus sur les basaltes initiaux varient d'une unité à l'autre. Cette variation est régulière et les âges vont en se rajeunissant des unités orientales aux unités occidentales.

Ainsi, les coulées les plus basses de Daba Libâh et de la plage d'Arta ont 1,8 MA ; les coulées de Wêea ont 2,8 MA ; celles qui viennent buter contre le massif du Bour Ougoul ont le même âge ; au nord, l'unité de Tadjoura et du Rouéli donne des âges compris entre 2,7 MA et 1,0 MA ; plus à l'ouest, on obtient, sur les basaltes du Ghoubbet, 1,0 et 0,9 MA.

Les résultats, intégrés à ceux obtenus sur les unités initiales les plus orientales d'Obock et de Djibouti-est (FOURNIER et al., 1983b) sont présentés en figure 13, en fonction de leur position longitudinale. On voit que la relation âge/longitude est simple ; elle est sensiblement linéaire : aussi bien au nord qu'au sud de la frontière de plaques, les unités vont en se rajeunissant d'est en ouest, traduisant la progression de la dorsale de Tadjoura vers l'ouest. Le prochain maillon qui doit évoluer de sa structure de rift à celle d'un segment de dorsale océanique est Asal.

Pétrographie (annexe 2, tableau 6)

Les roches sont des basaltes à structure presque toujours doléritique à grains fins, voire microlithique ; les minéraux sont : olivine magnésienne, plagioclases et pyroxènes calciques et minéraux opaques. La série, à tendance tholéiitique, varie depuis de rares basaltes picritiques (S.I. = 35, olivine à spinelle chromifère, rares clinopyroxènes tardifs) à des ferobasaltes très riches en Fer (Fe O total supérieur à 18 %, grand nombre de minéraux opaques automorphes, olivine rare dans la pâte seulement).

La composition chimique des basaltes des unités initiales varie également dans le temps (voir p. 33, Discussion pétrologique).

2.3. - $\rho_{s_{III}}$: LES RHYOLITES D'EGEReALEYTA (SERIE STRATOÏDE SUPERIEURE)

Elles affleurent dans le coin SO de la carte (Data Raguid) ; stratigraphiquement, elles se situent au-dessus de $\beta_{s_{III}}$, dans la partie supérieure de la série stratoïde. STIELTJES (1973) décrit des produits explosifs à la base, tandis que le sommet de la série

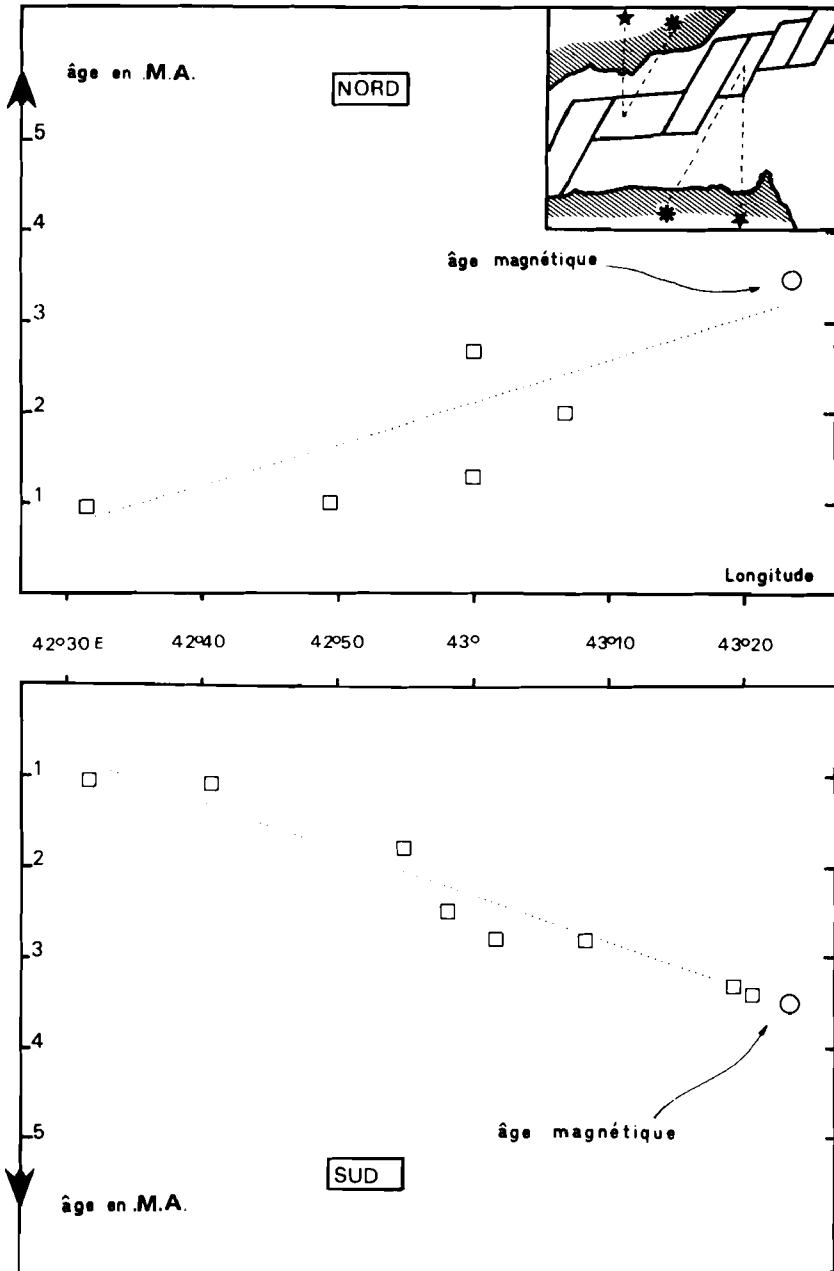


Fig. 13 : Variation de l'âge des coulées les plus anciennes des unités de la série initiale du golfe de Tadjoura en fonction de leur position longitudinale. La ligne entre les deux diagrammes nord et sud représente la frontière de plaques d'âge 0. La projection oblique, parallèle à la direction du mouvement (cartouche en haut, à droite) permet une localisation longitudinale antérieure au mouvement. Age magnétique d'après COURTILLOT et al. (1980)

est constitué d'épaisses coulées de trachytes et de rhyolites à semelle perlitique. La puissance de l'ensemble peut atteindre 200 m. Ces rhyolites sont mieux représentées sur les cartes d'Ali Sabîh (coin NO) et de Dikhil (coin NE).

Géochronologie

Un seul âge de $1,05 \pm 0,20$ MA est donné pour les rhyolites d'Egeraleyta (BAUBRON, 1975). Il s'agit d'une coulée supérieure affleurant à Karta-Sida (carte 1:100 000 d'Ali Sabîh).

2.4. — β_{G_i} , h_i : LA SERIE DES MARGES EXTERNES D'ASAL

Elle affleure de part et d'autre du rift d'Asal et forme l'essentiel des empilements que l'on aperçoit dans ses hautes falaises bordières. Au NE, sur le plateau de Maysat-taka Boyna, ces coulées basaltiques fines, sur une épaisseur totale de 150 à 200 mètres, ont un pendage général identique à celui de l'unité initiale du Ghoubbet : basculement au SE avec pendages locaux au NE. Elles viennent s'appuyer au nord contre les falaises N 130 des failles affectant les basaltes du Dalha et les basaltes initiaux du Ghoubbet.

Des produits d'explosion phréatique (h_i) sont parfois intercalés entre les coulées basaltiques. Les forages géothermiques d'Asal 1 et 2 (B.R.G.M. - 1973) révèlent l'existence de 200 à 300 m de ces hyaloclastites situées sous les empilements de coulées basaltiques du plancher interne ($\beta_{G_{ii}}$).

En se rapprochant de la zone central d'Asal, les basaltes des marges externes, affectés par le champ de failles de Disa le Mallo (appelé « petit rift nord »), ne semblent pas être recouverts par des produits volcaniques récents comparables à ceux de la zone centrale.

GALIBERT et al. (1980) partant d'une étude paléomagnétique montrent que les laves du petit rift nord seraient mises en place sur un bombement préexistant et que les failles fonctionneraient sans basculement.

Géochronologie

Les âges sont rares ; ces basaltes, au sud du rift, recouvrent les rhyolites de Karta Sida datées à 1,05 MA (BAUBRON et STIELTJES, 1977). Au nord, sur le plateau de Dafaré, une coulée terminale de cette série recouvre des dépôts lacustres datés d'environ 30 000 ans BP ; elle est surmontée d'un silt Holocène (KH 297 866).

Pétrographie

Les roches de marges externes sont des basaltes transitionnels à structure porphyrique, doléritique, à gros cristaux de plagioclases (bytownite) et parfois d'olivine. Les émissions du haut de la série sont souvent des basaltes plus aphyriques (STIELTJES et al., 1976).

2.5. — $\beta_{G_{ii}}$, h_{ii} , $\beta_{G_{iii}}$: LA SERIE DE LA ZONE CENTRALE D'ASAL

Le plancher interne du rift, large de 3 à 4 km, est rempli de coulées basaltiques ($\beta_{G_{ii}}$) fines, d'une épaisseur totale estimée à 50-100 m ; elles reposent sur le basalte β_{G_i} et sur les hyaloclastites h_{G_i} (peu visibles en surface). Leur mise en place est contemporaine de mouvements verticaux importants : sur les deux bords du plancher interne, les coulées viennent buter contre les plans de failles normales affectant les marges externes, cependant que cette tectonique continue les recoupe et les bascule dans la partie axiale.

Des épisodes de volcanisme sub-aquatique mettent en place d'importantes masses de hyaloclastites (h_{ii}) sur les basaltes $\beta_{G_{ii}}$. Certaines structures de cratère d'explosion phréatique sont conservées (Ginni Kôma, Baddi Kôma, cratère du « lac de lave...).

Certaines de ces hyaloclastites ont été remaniées ; elles recouvrent fréquemment, sur 20 à 30 cm d'épaisseur, les calcaires lacustres d'Asal. Dans ce cas, nous les avons associés à ces calcaires c.

L'activité volcanique récente à sub-actuelle met en place des coulées (βG_m) qui ne cachètent pas toujours complètement les fissures émissives N 130. Il faut signaler l'existence d'un lac de lave fossile (KH 276 811) qui semble s'être déversé vers le SE en laissant des copeaux de laves accrochés autour du cratère de hyaloclastites.

Le vaste champ de lave de Galaële (KH 300 785) est rempli de laves scoriacées de type AA, traversé par des fentes ouvertes N 130 évoluant en failles normales, mais également par des failles N 170, qui peuvent être attribuées à des directions observées dans le secteur NO de la carte, rejoignant en profondeur.

Les alignements de petits cônes de scories et de petits centres émissifs sur des fissures N 130 sont fréquents dans le champ de Galaële ; il semble que ces fissures émissives soient reprises par des mouvements verticaux après une période d'activité volcanique, comme en témoignent de nombreux cônes, avec coulée peu étendue, recoupés par une faille normale.

Géochronologie

Là encore, il n'existe pas de datations K/Ar sur les laves récentes. On peut signaler qu'au niveau du seuil du rift d'Asal (KH 284 827) une coulée récente recouvre un calcaire lacustre daté à $7\,060 \pm 160$ ans BP (MFT 410, annexe 5).

Pétrographie

Le champ de lave de Galaële, rempli en partie par des fissures émissives N 130 et en partie par le débordement de lac de lave central, est formé de coulées de type AA, porphyriques, riches en phénocristaux de plagioclases. Dans ces fines coulées porphyriques, on peut observer un phénomène particulier : une zonation verticale de chaque coulée par flottation des phénocristaux de bytownite, grâce aux bulles de gaz volcaniques jouant le rôle de flotteurs, vers le sommet de la coulée.

Les coulées fissurales plus récentes sont plus aphyriques.

Les hyaloclastites, de composition basaltique, sont également riches en phénocristaux de plagioclases.

La série évolue de basaltes picritiques à basaltes riches en Fer (STIELTJES, 1973).

2.6. — LE VOLCANISME ACTUEL : L'AXE ACTIF DE TADJOURA ET ARDOUKOBA 78.

1. La campagne ORGON IV de Novembre 78 montre l'existence de sédiments attribués au Pléistocène et à l'Holocène, dans la fosse d'Obock (CLIN et PELISSIER-HERMITTE, 1981). Cependant, les études sur la structure de la croûte (RUEGG et al. 1975), la carte d'activité sismique et les profils bathymétriques réalisés dans le Golfe (RUEGG, 1980) ainsi que la géologie des unités initiales (RICHARD, 1979) suggèrent l'existence d'un plancher interne basaltique mis en place à partir de l'axe océanique du Golfe. La sismicité continue semble liée à l'émission de ces basaltes.

La tectonique qui affecte ces basaltes océaniques est de direction N 100 à N 110 dans les zones de fosses et des alignements de volcans sous-marins jalonnent les zones de transition sur des directions N 20 à N 40.

A ce jour, sur la carte de Tadjoura, un seul échantillon a été dragué au niveau de l'axe actif. Plus à l'est, au fond des fosses d'Obock et de Tadjoura Trench, les récoltes ont été plus fructueuses.

L'échantillon V 60 (annexe 2, tableau 7) est une roche cristallisée, basaltique, à gros cristaux d'olivine contenant des spinelles chromifères, à plagioclases et rares pyroxènes ; c'est la roche la plus évoluée de toutes celles draguées le long de la dorsale.

2. Asal-Ardoukôba. La crise sismo-volcanique de novembre 1978 a vu s'élever quelques petits cônes desquels se sont épanchées des coulées d'importance limitée.

Nous en parlons ici pour mémoire, le lieu d'affleurement étant situé sur la carte à 1:100 000 d'Asal, à 2 km de la limite des deux cartes. Les volcans ont émis uniquement des laves riches en phénocristaux de plagioclases du même type que celles émises précédemment dans la zone axiale (DEMANGE et al., 1980).

3. — Discussion pétrologique

La présence, autour du golfe de Tadjoura, de plusieurs séries basaltiques émises depuis 13 MA jusqu'à la période actuelle permet de les comparer et d'étudier l'évolution des caractères chimiques à mesure que l'on passe d'un volcanisme de type rift à celui, plus tholéitique, de type dorsale océanique.

1. Le diagramme Alcalins-Fer-Magnésium (fig. 14) fait apparaître que :

- les basaltes de Mabla semblent moins alcalins, tout au moins dans les termes les moins différenciés, que les basaltes du Dalha. Les deux séries évoluent jusqu'à des termes trachytiques où l'on voit déjà le Fer et le Titane diminuer.

- la série stratoïde semble suivre la même évolution que celle de Mabla, mais nous possédons peu d'échantillons récoltés sur la carte de Tadjoura.

- les unités initiales montrent un caractère nettement plus tholéitique, encore plus pauvre en alcalins que la ligne d'évolution tholéitique d'Hawaii. Il en est de même des basaltes des marges externes d'Asal qui se situent dans le champ d'évolution de l'unité initiale du Ghoubbet. L'unité initiale de Djibouti, la plus ancienne, possède un caractère évolué : contrairement à la série d'Hawaii, l'enrichissement très prononcé en Fer ne s'accompagne pas d'un enrichissement en Alcalins.

- les analyses des coulées de l'Ardoukôba montrent un caractère transitionnel et semblent les plus alcalines des laves émises. Cependant, CLOCCHIATTI et BIZOUARD (1979) et DEMANGE et al. (1980) montrent qu'il est difficile de raisonner sur ces analyses, les magmas de l'éruption de 78 ayant sans doute subi des mélanges (zonation inverse des plagioclases...).

- le basalte dragué dans la fosse de Tadjoura possède le même degré de tholéïcité que les unités initiales. On peut noter son caractère différencié lié à une zone d'accrétion peu rapide.

2. Si l'on prend le rapport $Fe/Fe + Mg$, qui est un bon indice pour les séries peu différenciées, on met en évidence des tendances distinctes pour toutes les séries basaltiques (fig. 15) :

- l'unité la plus alcaline est l'unité initiale du Ghoubbet. Les coulées de cette unité seraient émises dans un contexte de faille transformante, dont on connaît ailleurs dans le monde les tendances plus alcalines. Les directions tectoniques observées dans le Ghoubbet-nord sont obliques (N 160 à N 140) par rapport à celles des failles des segments de dorsale du Golfe.

- les autres unités initiales, y compris les basaltes des marges externes d'Asal, possèdent le caractère tholéitique le plus marqué.

- la série stratoïde prend une tendance beaucoup plus alcaline, spécialement dans les termes différenciés.

- les séries basaltiques de Mabla et du Dalha, les plus anciennes, sont difficiles à distinguer : leurs évolutions parallèles font apparaître un caractère légèrement plus alcalin (+ 0,1 % Potassium) pour la série du Dalha.

3. A Asal, STIELTJES et al. (1976) notent une évolution dans l'espace et donc dans le temps : les basaltes émis au niveau de l'axe actif sont plus tholéitiques que ceux des marges émis avant le bombement et l'effondrement du rift.

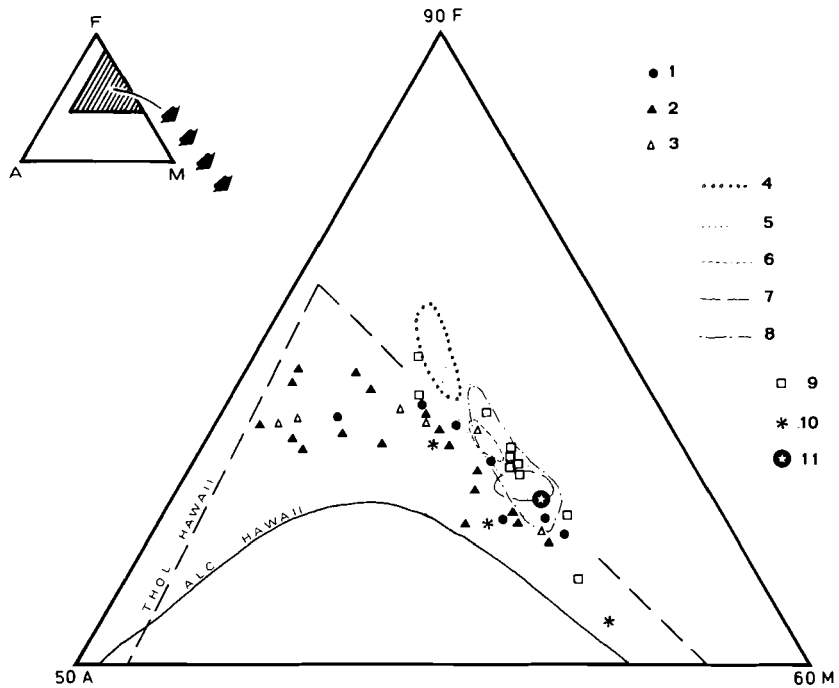


Fig. 14 : Triangle Alcalins-Fer-Magnésium pour les différentes séries basaltiques affleurant sur la carte de Tadjoura.

1. basaltes de Mabla (GADALIA, 1980 et ce volume) ; 2. basaltes du Dalha (RICHARD, 1979 et ce volume) ; 3. série stratoïde de l'Àfar (RICHARD, 1979 ; BARBERI et SANTACROCE, 1980 et ce volume) ; 4. unité initiale de Djibouti-Wéëa ; 5. u.i. de la Plage d'Arta ; 6. u.i. du Rouéli ; 7. u.i. de Tadjoura ; 8. u.i. du Ghoubbet (RICHARD, 1979) ; 9. basaltes des marges externes d'Asal (STIELTJES, 1973) ; 10. coulée de l'Ardoukoba 1978 (DEMANGE, 1980) ; 11. basalte de l'axe actif V 60 (RICHARD, 1979).

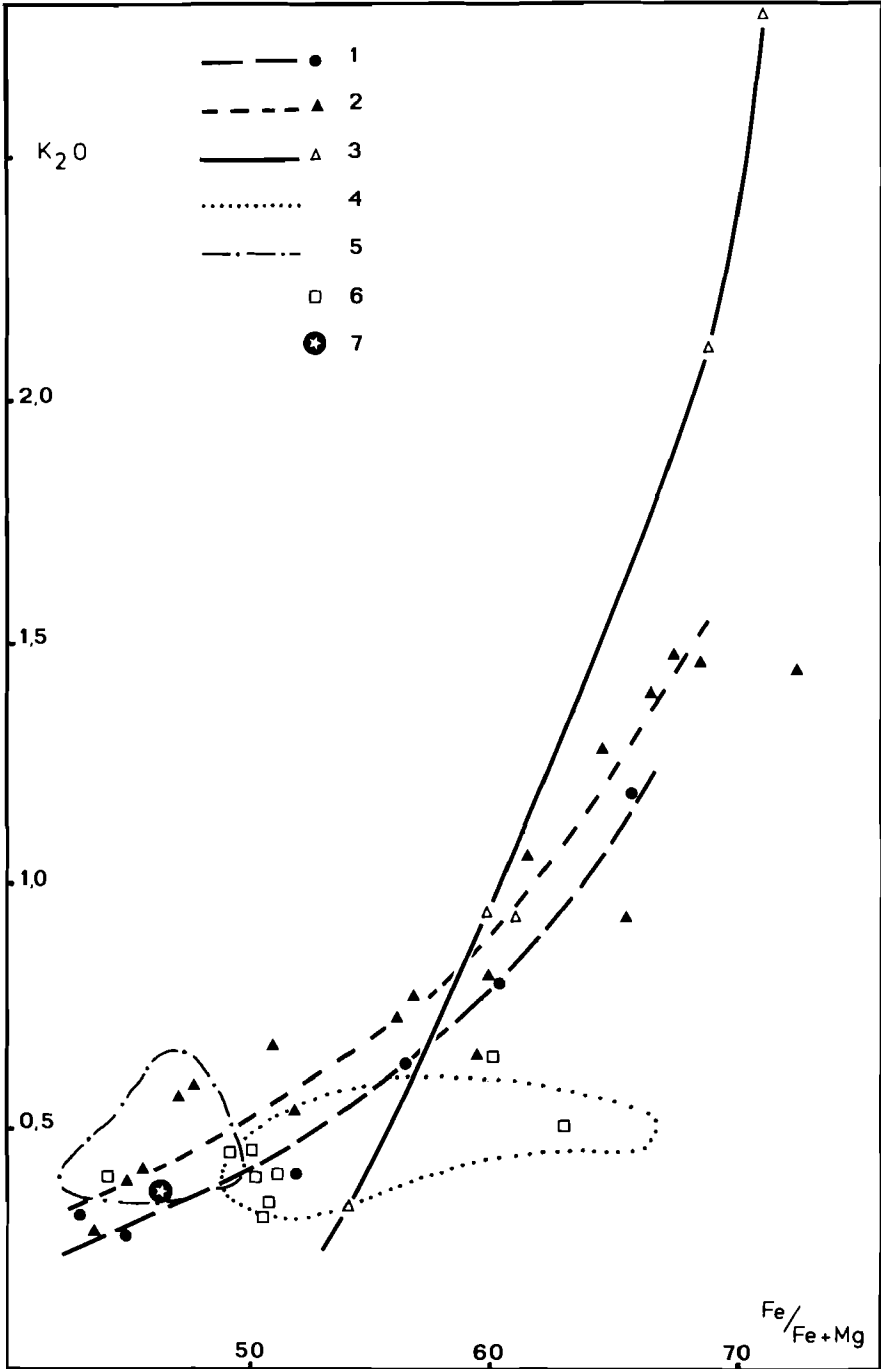


Fig. 15 : Diagramme K_2O en fonction du rapport $Fe/Fe + Mg$ pour les différentes séries basaltiques de la carte de Tadjoura.

1. basaltes de Mabla ; 2. basaltes du Dalha ; 3. basaltes stratoïdes ; 4. basaltes initiaux ; 5. basaltes initiaux (unité du Ghoubbet) ; 6. basaltes des marges externes d'Asal ; 7. basalte de l'axe actif V 60.

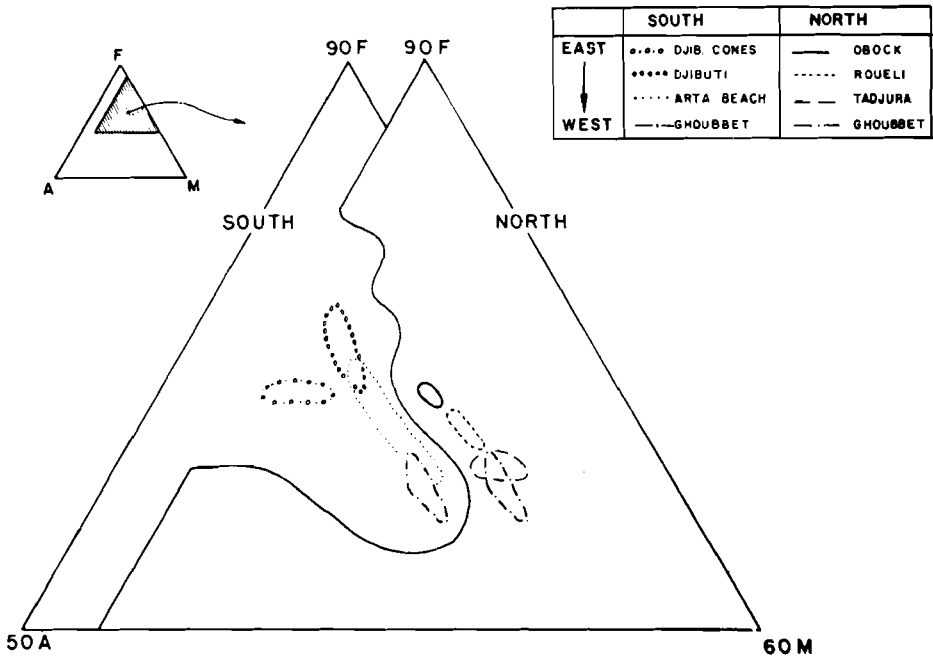















Fig. 16 : Triangle Alcalins-Fer-Magnésium pour les différentes unités initiales. On note l'évolution chimique d'est en ouest, aussi bien au nord qu'au sud (d'après RICHARD, 1979).

4. Les roches des unités initiales montrent des caractères chimiques évoluant également dans le temps et dans l'espace (RICHARD, 1979). La fig. 16 montre que le degré d'évolution varie dans le temps, des unités les plus anciennes aux unités les plus récentes, donc dans l'espace, d'est en ouest.

Les études géochimiques (RICHARD, 1979 et JORON et al., 1980) montrent que cette évolution est la conséquence d'une augmentation dans le temps du taux de fusion d'une source mantellique homogène.

5. Pour le volcanisme acide, GADALIA (1980) prouve la pérennité des caractères chimiques dans le temps (PM,PP,PR).

LÉGENDE DES COUPES DANS LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

	Argile		Débris de coquilles de mollusques
	Marnes, argile silteuse		Madrépore en position de vie
	Limon calcaire		Coquilles d'huîtres en position de vie
	Sable		Diatomite
	Grès calcaire		Basalte
	Calcaire marneux, calcarénite		
	Conglomérat, niveau à galets		
	Graviers		

pour toutes les coupes géologiques, sauf indications contraires, ont été portés (de gauche à droite pour les sections verticales) :

- les hauteurs de coupe en mètres
- les épaisseurs de niveaux en centimètres
- la numérotation des niveaux correspondant à celle des descriptions du texte
- les symboles des unités cartographiées.

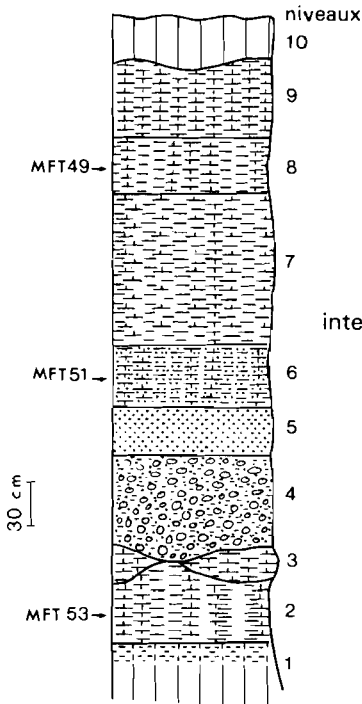


Fig. 17 : Coupe de Garenlé
Sédiments lacustres P
intercalés dans la série basaltique du Dahla

LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires de la feuille de Tadjoura sont représentées par des dépôts d'origine et d'âge variés.

Les sédiments fluviaux sont très développés, en particulier au nord du Golfe où d'énormes cônes de déjection et des glaciaires d'accumulation s'enracinent au pied des reliefs volcaniques. Ils sont d'âge Pliocène supérieur à Actuel. Ils jouent un rôle essentiel dans la topographie de la région côtière autour de Tadjoura.

Des dépôts lacustres lenticulaires s'intercalent dans les séries basaltiques anciennes de Mabla et du Dalha, d'âge Mio-Pliocène. Des sédiments lacustres plus épais sont contemporains des basaltes initiaux (Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur) et des basaltes d'Asal (Pléistocène supérieur et Holocène) ; ils sont recouverts par des coulées, ou affleurent au fond des bassins d'origine tectonique.

Des sédiments marins (récifs coralliens, grès de plage), d'âge Pléistocène moyen à Holocène supérieur, forment une frange très discontinue le long de la côte.

1. — P : les sédiments lacustres contemporains des séries basaltiques anciennes.

Des sédiments lacustres intercalés dans la série basaltique de Mabla (β_M) n'ont été observés que dans la région d'Alay Daba : au point KJ 814 129, un niveau blanc (30 cm), rubéfié et induré dans sa partie supérieure, est intercalé dans les basaltes de Mabla très altérés et datés, dans ce secteur, d'environ 10,0 MA. Ce niveau est principalement constitué de quartz et de tridymite-cristoballite (MFT 76 annexe 6, tableau). Au point KJ 799 137, un niveau comparable, d'origine sédimentaire, se situe en même position stratigraphique. Il est finement laminé en couches claires très indurées (quartz essentiellement) et en couches sombres (montmorillonite) de l'ordre du demi-millimètre d'épaisseur (MFT 77 annexe 6, tableau). Il est probable que ces minéraux siliceux très bien exprimés témoignent d'un dépôt initial de diatomite entièrement recristallisée par diagénèse ; ce phénomène a en effet été observé dans d'autres sédiments plus récents (voir 2.2 p. 45).

Des sédiments interstratifiés dans la série supérieure du Dalha (β_{D_1}) ont été observés en 2 secteurs au nord du Golfe. Il s'agit de dépôts d'origine lacustre associés à des niveaux détritiques.

Coupe de Garenlé KH 397 958 (fig. 17)

Elle se situe à la base de la série supérieure du Dalha. Elle comprend de bas en haut :

1 - un basalte altéré ;

2 - une marne verte (40 cm) (MFT 53 annexe 6, tableau) ;

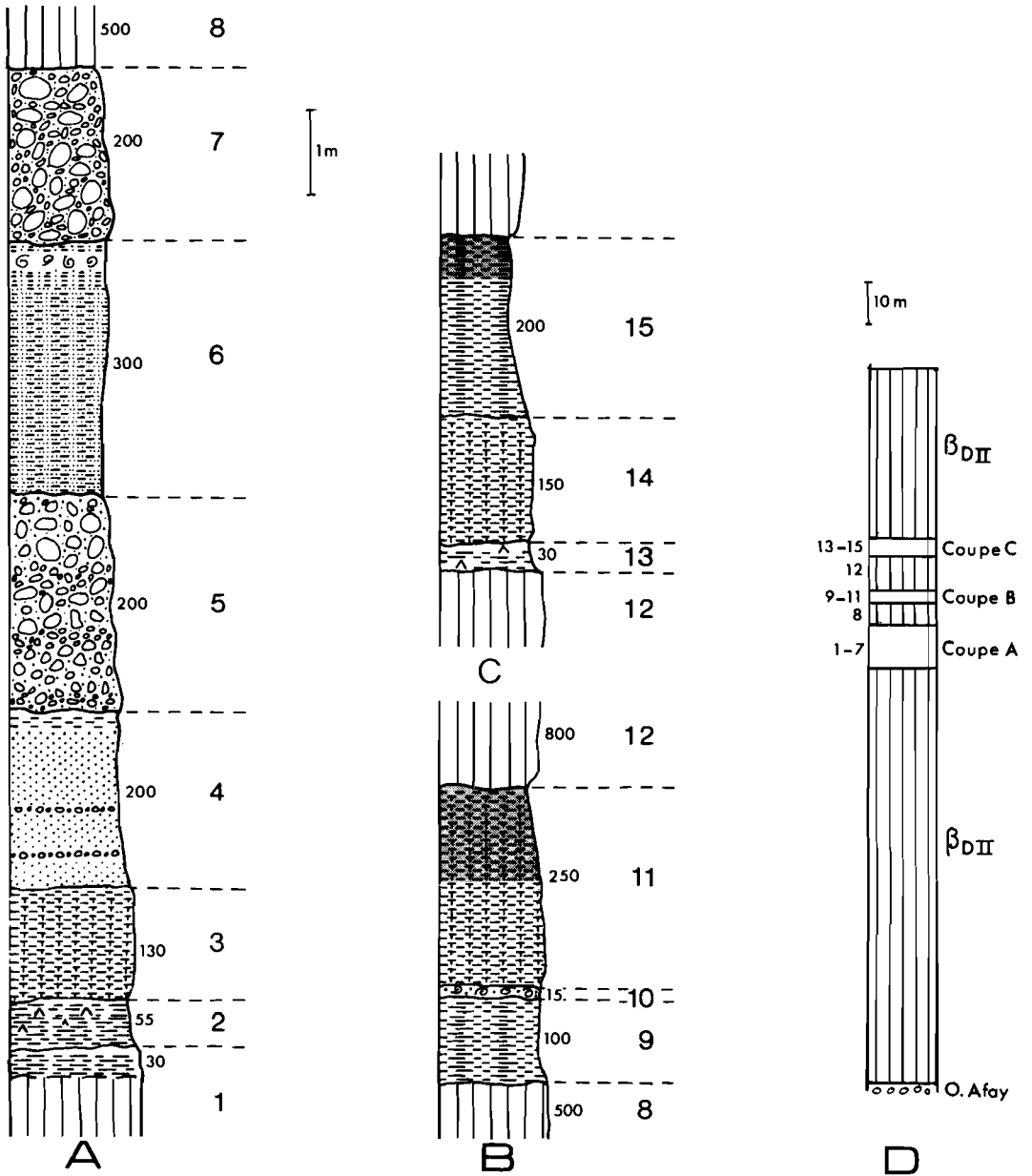


Fig. 18 : Coupe de l'Oued Afay.

Sédiments lacustres intercalés (quatre épisodes) dans la série basaltique du Dahla β_{DII} . Les coupes A, B, et C sont replacées sur le profil de la falaise de l'Oued Afay sur la section D.

- 3 - un niveau calcaire lenticulaire (30 cm) ;
- 4 - un conglomérat fin, hétérométrique, à galets basaltiques et à matrice limoneuse (60 cm) ;
- 5 - un grès beige (30 cm) ;
- 6 - une marne verte, sableuse (40 cm) (MFT 51 annexe 6, tableau). La tridymite-cristoballite présente dans cette marne peut avoir pour origine des frustules de diatomées dissous et recristallisés *in situ*.
- 7 - des calcaires blancs (1 m), à débit en plaquettes, et en lits de 5 cm d'épaisseur alternant avec de minces niveaux de marnes vertes (1 cm) ;
- 8 - une marne vert-clair (35 cm), finement stratifiée, riche en tridymite-cristoballite (MFT 49 annexe 6, tableau) ;
- 9 - des calcaires blancs (40-50 cm) en plaquettes, contenant des nodules d'argiles et cuits sur les 10-15 cm supérieurs ;
- 10 - un basalte.

Des galets de calcaires à coquilles de mollusques lacustres recristallisées ont été trouvés dans le lit des oueds environnants et témoignent de l'existence d'autres affleurements comparables.

Coupe de l'oued Afay KH 341 850 (fig. 18)

L'oued Afay creuse une entaille de 200 m dans les basaltes du Dalha. Ces basaltes bien différenciés représenteraient le stade terminal d'épanchement de la série du Dalha ($\beta_{D_{II}}$).

Au pied de la falaise, un niveau de conglomérat grossier, visible sur 2 m, s'intercale dans les basaltes. Dans les escarpements abrupts, plusieurs niveaux sédimentaires sont visibles. La section décrite ci-dessous, relevée en rive droite, permet de distinguer plusieurs épisodes lacustres. De bas en haut, on observe :

• coupe A (fig. 18 A)

- 1 - un basalte altéré passant progressivement à une argile limoneuse gris-foncé (30 cm). Ce niveau se situe à environ 70 m au dessus du fond de l'oued ;
- 2 - une argile limoneuse ocre (30 cm) puis marron (25 cm) à cassure conchoïdale, riche en gypse ;
- 3 - sur 1,30 m, une alternance de bancs calcaires blancs (1-3 cm) se débitant en plaquettes, et de lits argileux sombres (0,50-1 cm). Ces dépôts représentent le premier épisode lacustre ;
- 4 - un sable limoneux et gypseux, ocre et finement stratifié, sur 1,70 m ; il contient, vers la base, des lits plus grossiers à galets anguleux de basaltes, et de minces lits argileux vers le sommet ;
- 5 - un conglomérat basaltique (2 m), d'abord fin puis de plus en plus grossier, légèrement stratifié, à matrice argilo-sableuse brun-rouge ;
- 6 - des sables limoneux ocres (3 m) dans lesquels s'intercale vers le haut un niveau de lumachelle (15 cm) constitué de coquilles d'*Unio* recristallisées. Ces coquilles témoignent d'une sédimentation lacustre ou palustre (2ème épisode) ;
- 7 - un conglomérat (2 m) à gros blocs basaltiques en bancs irréguliers ;
- 8 - une coulée de basalte très altéré (5 m).

• coupe B (fig. 18 B)

- 9 - une argile limoneuse brune (1 m) ;
- 10 - une lumachelle à coquilles d'*Unio* et de *Melanoides* recristallisées à gravillons basaltiques (15 cm) ;
- 11 - un calcaire argileux (2,50 m) beige sur 1,50 m, rubéfié et induré sur le mètre supérieur. Les niveaux 10 et 11 témoignent d'un 3ème épisode lacustre ;
- 12 - une coulée de basalte non altérée (8 m).

• coupe C (fig. 18 C)

- 13 - une argile brune, gypseuse (30 cm) ;
- 14 - un calcaire argileux (1,50 m) avec lits clairs se débitant en plaquettes (3-5 cm) alternant avec des passées argileuses ;
- 15 - une argile limoneuse (2 m), cuite au sommet. Les niveaux 13 à 15 représentent le 4ème stade de sédimentation lacustre.

Les coupes ci-dessus montrent que plusieurs niveaux d'origine lacustre alternant avec des dépôts fluviaux s'intercalent dans la série du Dalha qui s'est épanchée en milieu continental.

La discontinuité des affleurements sédimentaires ne permet pas de reconstituer l'extension des anciens lacs. Leur écologie est également difficile à définir en

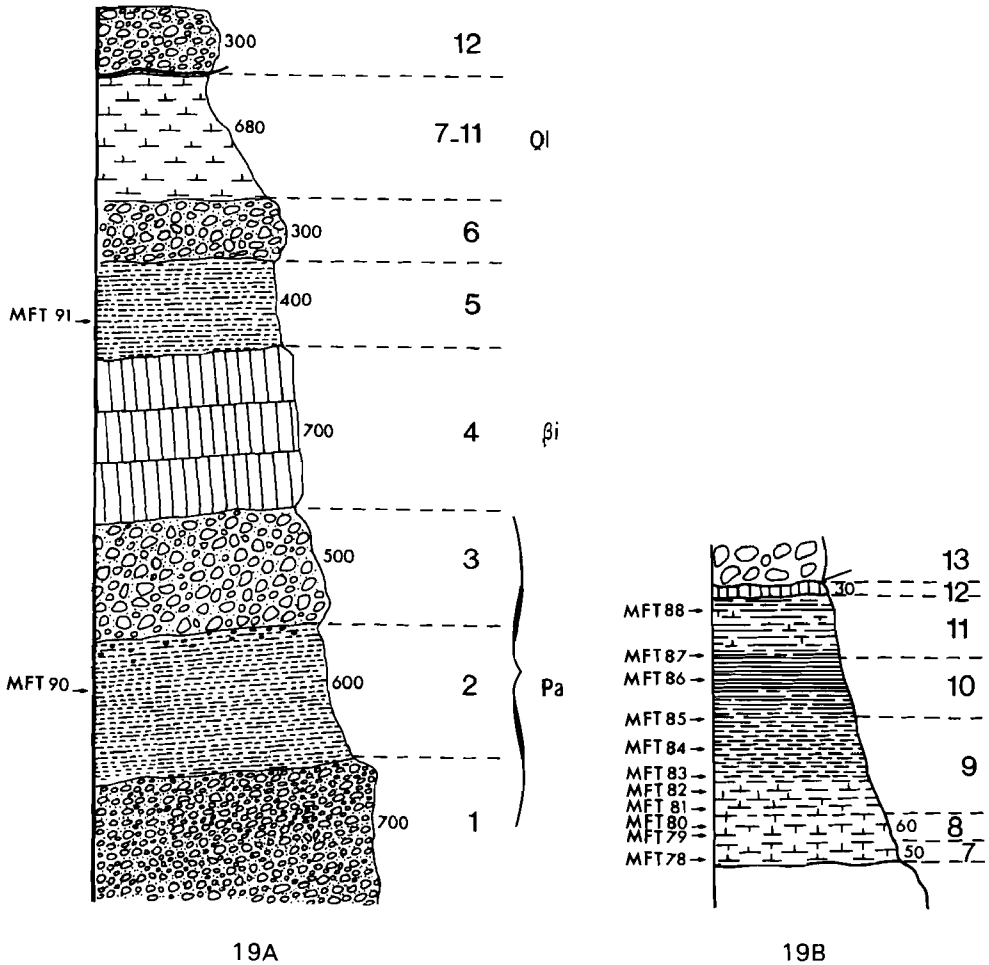


Fig. 19 : Coupe de l'Oued Abâbollay

19A — Coupe générale

19B — Détail de la coupe 19A. Niveaux 7 à 11 (sédiments lacustres Qi)

l'absence, originelle ou secondaire (diagénèse), de microorganisme. La faune de mollusques rencontrée dans les coupes de l'oued Afay reflète un milieu d'eau douce.

2. — Les conglomérats et les sédiments lacustres d'âge Pliocène supérieur, et Pléistocène inférieur et moyen.

Des conglomérats, atteignant souvent plusieurs dizaines de mètres à l'affleurement, jouent un rôle important dans le paysage, en particulier entre l'oued Iboli et le secteur de Bourayta au nord du Golfe. Leur épaisseur considérable s'explique par une tectonique contemporaine de la sédimentation : soulèvement des marges et/ou affaissement de l'axe du Golfe (GASSE et FOURNIER, 1983).

Ces conglomérats sont fortement tectonisés et leur faciès est dans l'ensemble assez homogène. Il est donc très difficile d'en faire une stratigraphie détaillée, bien qu'ils correspondent vraisemblablement à un long laps de temps. Deux ensembles principaux, Pa et Qa, ont cependant été distingués en se basant sur les critères suivants :

- leur position stratigraphique par rapport aux basaltes initiaux (β_i) ;
- leur position relative par rapport aux sédiments lacustres Pl et Ql intercalés dans l'accumulation conglomératique au nord du Golfe.

Dans les secteurs où ces relations stratigraphiques sont visibles, des différences de faciès ont été observées entre les conglomérats Pa antérieurs aux basaltes initiaux et aux sédiments lacustres Pl et Ql, et les conglomérats Qa surmontant les basaltes β_i et les unités Pl-Ql. Ces différences de faciès ont été considérées pour distinguer les unités Pa et Qa dans les autres secteurs.

Les changements de faciès dans ces conglomérats peuvent cependant avoir des causes locales. Par ailleurs, l'épanchement des basaltes initiaux n'est pas synchrone pour l'ensemble de la feuille de Tadjoura. Si cette subdivision est valable pour la région de Tadjoura, elle reste donc critiquable et la stratigraphie demeure relative pour les autres secteurs de la carte.

2.1. — Pa: LES CONGLOMERATS (RHYOLITIQUES ET BASALTIQUES) ET LIMONS ANTERIEURS AUX BASALTES INITIAUX OU CONTEMPORAINS.

— Au nord du golfe

Coupe de l'oued Abâbollay KJ 715 064 (fig. 19)

De bas en haut, on observe :

- 1 - un conglomérat rhyolitique (7 m), à ciment gréseux rosé, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur ;
- 2 - un limon argileux brun (6 m), s'enrichissant en graviers dans le dernier mètre. (MFT 90 annexe 6, tableau) ;
- 3 - un conglomérat rhyolitique à ciment calcaire (5 m) ;
- 4 - une coulée de basalte initial, altérée, de 7 m d'épaisseur. Les unités 1 à 4 ont un pendage d'environ 5° vers le sud ;
- 5 - un limon argilo-calcaire (4 m) ;
- 6 - un conglomérat à ciment gréseux gris riche en sable basaltique (3 m) ;
- 7 à 11 - une tatomite argilo-calcaire claire (couleur 2.5/8.3 à 2.5/5.2) et rattachée à l'unité Pl (fig. 19 B) ;
- 12 - en ravinement, un conglomérat gris rattaché à l'unité Qa (3 m).

Coupe de l'oued Mamradga KJ 744 100

Ces sédiments s'appuient au pied des reliefs rhyolitiques. On distingue de bas en haut :

- 1 - une rhyolite de la série de Ribta (PR) ;
- 2 - des sédiments détritiques grossiers (10 m) : niveaux de graviers alternant avec des bancs

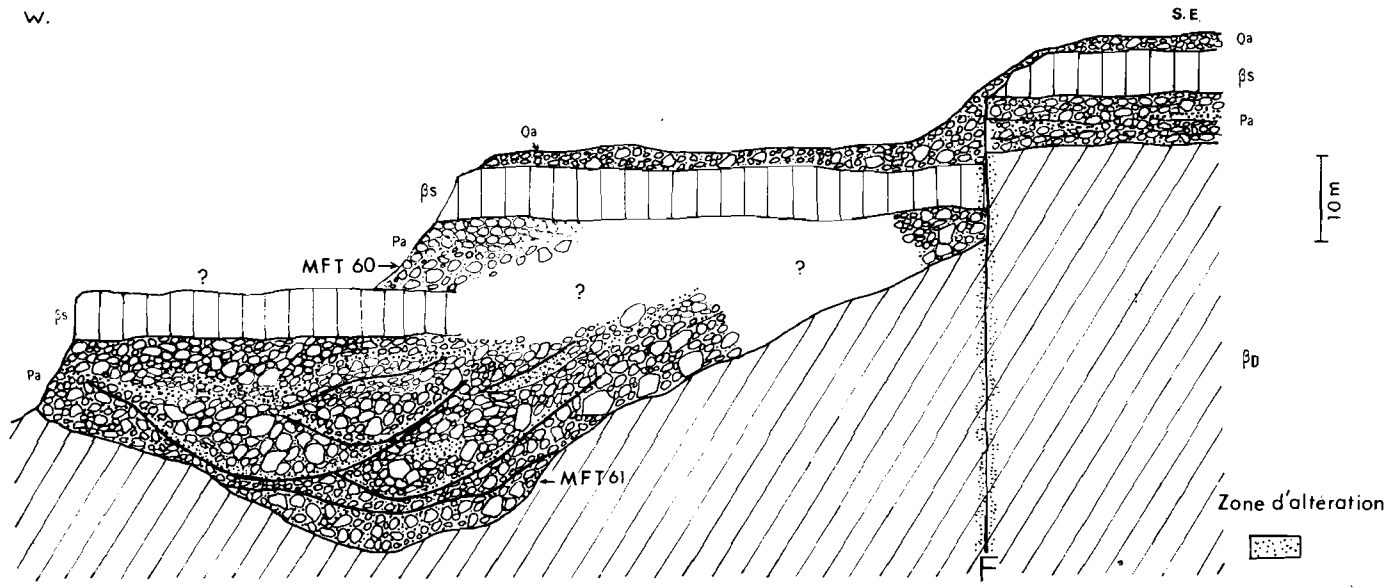


Fig. 20 : Coupe de l'Oued Dârrey

de galets rhyolitiques. Ce conglomérat à ciment calcaire contient d'abondantes lentilles de limons graveleux ou argileux, de 10 à 15 cm d'épaisseur ;

- 3 - un calcaire argileux blanc de 0 à 50 cm d'épaisseur, avec lits de graviers anguleux de rhyolites. Les unités 2 et 3 ont un pendage N 125, SO 11° ;
- 4 - une coulée de basalte initial horizontale.

Les deux coupes ci-dessus montrent des sédiments détritiques antérieurs aux basaltes initiaux. De couleur rosée, leur matériel est principalement rhyolitique, et la fraction fine (silt) est abondante.

Des conglomérats de faciès comparable, rattachés à Pa, affleurent entre l'oued Iboli et l'oued Oyali, vers l'est. Vers l'ouest (KJ 656 057), les conglomérats Pa se retrouvent en sondage entre 92 et 116 m de profondeur, soit entre + 8 m et - 16 m d'altitude (sondage PK 6, Mission hydrogéologique allemande, 1982) (fig. 24).

— *Au sud du golfe*

Des conglomérats antérieurs aux basaltes initiaux sont visibles dans la zone d'Arta.

Coupe de l'oued Dârrey KH 610 768 (fig. 20)

La vallée actuelle de l'oued, de direction NNO-SSE, recoupe une vallée fossile N-S entaillée dans les basaltes du Dalha.

L'ancienne vallée est comblée par 25 m de conglomérat dans lequel s'observent de nombreuses figures de chenaux. Le conglomérat, très grossier à la base, a une stratification typiquement fluviale. Il est constitué de blocs roulés de basaltes et de rhyolites, atteignant 40 à 80 cm de diamètre. Sur les versants de l'ancienne vallée, s'ajoutent d'énormes blocs de basaltes dépassant 1 m de diamètre et qui n'ont pas subi de transport. Ils traduisent des éboulements de l'ancien versant. La matrice de ce conglomérat, indurée, est argilo-calcaire (MFT 61, annexe 6, tableau).

L'ancienne vallée est fossilisée par une coulée de basalte stratoïde (5 à 6 m), disparaissant vers l'est.

Un nouveau conglomérat fluviale (6 m) surmonte cette coulée. Les blocs (rhyolite et basalte), hétérométriques, sont cimentés par une matrice argilo-calcaire (MFT 60, annexe 6, tableau). La fraction argileuse est riche en attapulgite, minéral qui n'a été retrouvé dans aucun autre échantillon. Sa présence ici pourrait être liée à une activité hydrothermale dont témoigne l'altération extrêmement poussée des basaltes du Dalha au niveau des plans de failles (fig. 20).

Vient ensuite une nouvelle coulée de basalte stratoïde, faillée. La faille est scellée par un conglomérat Qa.

Coupe de l'oued Dêrcéla KH 601 765

Un lambeau de haute terrasse (30 m au-dessus de l'oued actuel) s'observe en rive droite de l'oued. C'est une accumulation de conglomérats très grossiers à la base et de faciès comparable à l'accumulation fluviale de la coupe précédente. Ces conglomérats sont affectés de failles à mouvement horizontal cisailant, de direction moyenne N 15-N 30, dextre ; ce mouvement correspondant à la tectonique en extension postérieure à 3,6 MA (LEPINE et al., 1976 ; ROBINEAU, 1979).

Vers l'amont, au point KH 600 752, un lambeau de très haute terrasse (environ 60 m au-dessus de l'oued actuel) s'appuie sur les basaltes du Dalha. Il a été rattaché au même épisode. Ces lambeaux de terrasses perchées traduisent vraisemblablement un affaissement tectonique vers le nord (golfe de Tadjoura) contemporain et/ou postérieur à la sédimentation.

2.2. -Pl et Ql : LES SEDIMENTS LACUSTRES PLIO-PLÉISTOCÈNES

D'épais sédiments lacustres affleurent dans le bassin de Badoli-Tikiblou au nord de Tadjoura. Ils sont intercalés dans l'ensemble conglomératique Pa-Qa. Ils sont affectés par des failles normales de rejet dépassant parfois plusieurs dizaines de mètres. Il est en conséquence difficile de relier les coupes entre elles. Deux unités Pl et Ql ont cependant pu être distinguées.

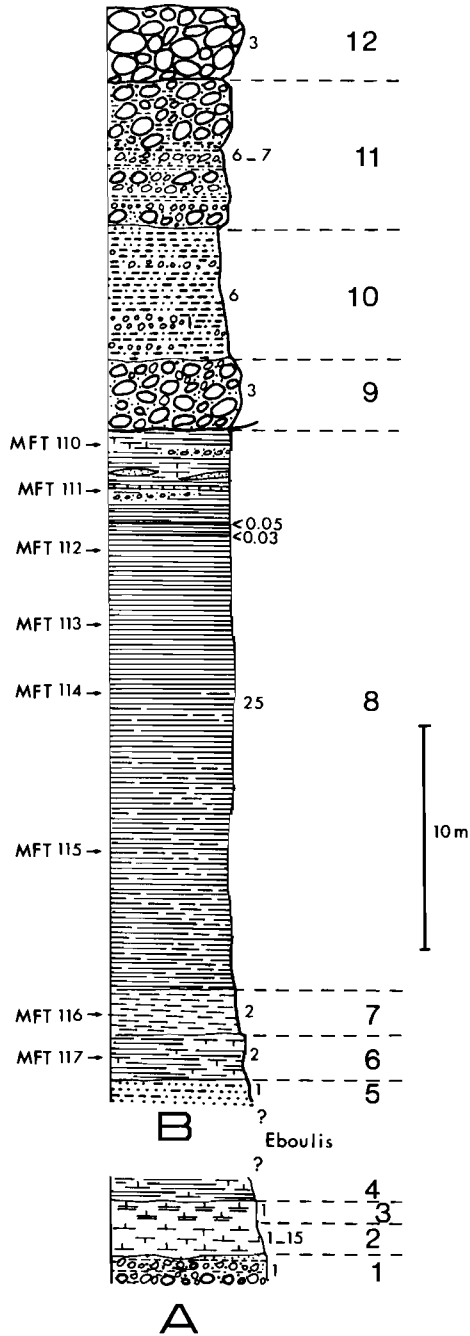


Fig. 21 : Coupe de Badoli

— **Les sédiments lacustres PI**

Coupe de Badoli KJ 701 050 (fig. 21 et 22 D).

Au point KJ 701 057, au fond de l'oued, on observe de bas en haut (fig. 21 A) :

- 1 - un conglomérat fin avec des niveaux limoneux rosés, visibles sur 1 m ;
- 2 - des calcaires et marnes blanches (1,15 m) ;
- 3 - on passe progressivement, sur 20 cm, à une marne noire (1 m) ;
- 4 - vient ensuite, avec passage brutal, un banc de diatomite calcaire recristallisée, à débit en plaquettes, visible sur 1 m.

La partie supérieure de la coupe est recouverte d'éboulis.

Ces mêmes dépôts (1 à 4) se retrouvent au point KJ 698 048. Ils sont, là aussi, recouverts d'éboulis.

Au point KJ 701 050, intermédiaire, la coupe n'est pas observable sur les 8 m inférieures recouverts d'éboulis. Viennent ensuite (fig. 21 B).

- 5 - des sables limoneux ocres (1 m) ;
- 6 - une diatomite calcaire recristallisée, à débit en plaquettes (2 m). Ce niveau est principalement constitué de micro-sphérules de tridymite-cristoballite de 3 μm de diamètre (MFT 117, annexe 6, tableau) ;
- 7 - une argile gris-vert (2 m) pauvre en diatomées fortement recristallisées (MFT 116, annexe 6, tableau) ;
- 8 - une diatomite argileuse (25 m). Vers la base, ce dépôt est stratifié en lits alternativement blancs et gris-ocre de quelques centimètres d'épaisseur. L'opale des diatomées est associée à une abondante smectite, des traces de quartz, de feldspaths et de halite (MFT 115, annexe 6, tableau). Vers le haut, la diatomite devient progressivement plus pure et plus homogène (MFT 114, annexe 6, tableau). Puis, près du sommet, on note l'intercalation d'un lit d'argile (MFT 113, annexe 6, tableau), deux lits de cendre, un niveau calcaire (MFT 110, annexe 6, tableau). La flore de diatomées de ce niveau 8 est principalement constituée de *Melosira granulata*, *Melosira agassizii*, associés à *Stephanodiscus dubius*, *Stephanodiscus carconensis* et *Stephanodiscus niagarae* dans la partie supérieure. Cette flore est de type planctonique d'eau douce.

Dans d'autres bassins de l'Afar central, cette association à *Stephanodiscus niagarae* et *Stephanodiscus carconensis* caractérisent les sédiments antérieurs à 2 MA (GASSE et al., 1980).

Les niveaux 1 à 8 traduisent un épisode lacustre représenté par 30 m de sédiments.

Les diatomites sont recoupées par des dépôts fluvio-lacustres de 16 m d'épaisseur dans lesquels on distingue :

- 9 - un conglomérat grossier (3 m) ;
- 10 - un limon ocre, graveleux (smectite, quartz) légèrement calcaire (6 % de calcite) (MFT 108, annexe 6, tableau) ;
- 11 - un conglomérat (6 à 7 m) à matrice rosée meuble, bien stratifié, avec des lits de petits galets et graviers, et des niveaux limoneux de 10 à 50 cm d'épaisseur ;
- 12 - un conglomérat grossier gris (3 m), fortement cimenté par du calcaire et à rares lentilles limoneuses. Ce conglomérat, sans stratification, représente la couverture du glacis le plus important dans la topographie de ce secteur (haut glacis).

Vers l'est, au point KJ 705 050, des sédiments lacustres (diatomitiques) puis fluviatiles, d'une épaisseur totale de 17 m, sont recouverts par une épaisse coulée de basalte initial (coupe 22 C). D'après les faciès sédimentaires (MFT 96-104 annexe 6, tableau) et les flores de diatomées, cette coupe est corrélable avec celle de Badoli (fig. 22 C et D).

Ces dépôts diatomitiques représentent un premier épisode lacustre PI dont la sédimentation s'épaissit vers le SO. Il est possible que la bordure sud de l'ancien lac soit actuellement effondrée sous le niveau de la mer.

Des sédiments paraissant se rattacher à l'épisode PI se retrouvent en sondage en rive droite de l'oued Walwalle (sondage PK 6, Coopération Hydrologique Allemande, 1982).

Sondage PK 6 KJ 658 057 (fig. 22 F et 23)

Ce sondage a été implanté à 100 m d'altitude et a traversé 116 m de sédiments.

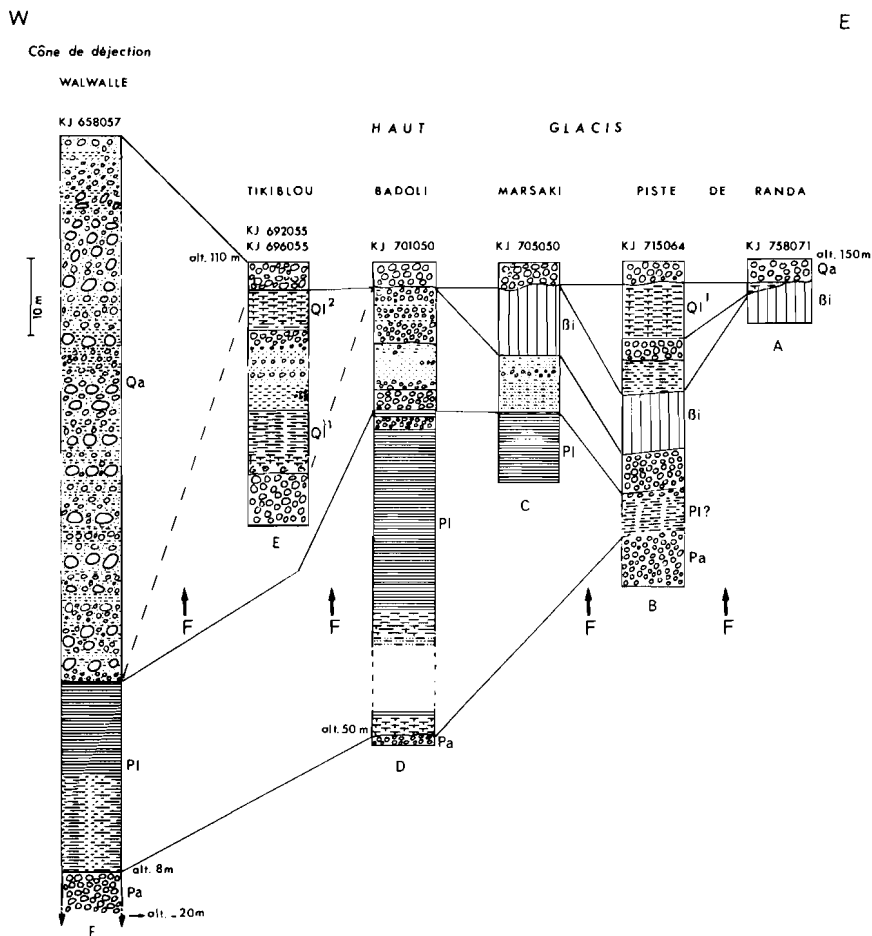


Fig. 22 : Corrélations stratigraphiques entre les coupes du bassin de Badoli-Tikiblou et le sondage de Walwalle (PK 6)

Le profil présenté sur la fig. 23 a été établi par J. MERKT (comm. pers.) après examen macroscopique et microscopique des cuttings.

A l'emplacement du sondage, les sédiments sont principalement constitués de matériels détritiques grossiers. Un niveau de diatomite légèrement calcaire a toutefois été rencontré entre 69 et 92 m de profondeur. Sa flore est comparable à celle de la coupe de Badoli. Le conglomérat antérieur à ces diatomites est attribué à l'unité Pa. Le conglomérat postérieur appartient, au moins en partie, à l'unité Qa.

Les coupes décrites ci-dessus témoignent d'un épisode lacustre antérieur aux coulées des basaltes initiaux situées près de Tadjoura (fig. 21 et 22 C). L'épaisseur maximale visible (30 m) est atteinte à Badoli.

Les sédiments Pl sont fortement tectonisés. Au sondage PK 6, ils se situent entre environ 8 m et 31 m d'altitude, soit plus de 40 m en contrebas de la coupe de Badoli. Cette différence est due à un jeu de failles N-S, dont la principale se situe le long de l'oued Oylali et qui a abaissé le compartiment ouest. Par ailleurs le compartiment est s'est effondré dans son centre ; le bassin de Badoli-Tikiblou est un petit graben rectangulaire où les sédiments Pl n'affleurent plus que sur la bordure sud et sud-ouest. Ils sont en contact par failles avec des sédiments plus récents, Ql, comblant actuellement le graben. Ce fait est illustré par la coupe de Tikiblou décrite ci-dessous.

— Les sédiments lacustres Ql

Coupe de Tikiblou KJ 696 055 (fig. 22 E et 24) ; sédiments Ql¹

A 500 m au SO de la coupe de Badoli, une accumulation de diatomites et d'argiles est recoupée par un conglomérat gris. D'après les faciès sédimentaires (MFT 174-177 annexe 6, tableau) et la flore de diatomées, ces dépôts lacustres peuvent être corrélés avec les niveaux 6 à 8 de la coupe de Badoli (voir fig. 21). Le conglomérat supérieur correspondrait au niveau 9. Ces dépôts sont affectés par une faille normale d'un rejet vertical supérieur à l'épaisseur de la coupe, de direction N 110 à N 125 et de pendage proche de 80°. Le compartiment nord est abaissé. Cette faille met en contact les dépôts Pl avec des sédiments fluviaux et lacustres plus récents.

Au nord de la faille, on observe de bas en haut (fig. 24) :

- 1 - un conglomérat fluvial (4 m) avec une alternance de bancs très grossiers et de niveaux graveleux et sableux. Le tout est emballé dans une matrice limoneuse abondante. Ces dépôts s'enrichissent en limons vers le sommet ;
- 2 - après un conglomérat fin (50 cm) et un niveau de sable gris, (30 cm), moyen à fin, on passe progressivement à des limons beiges (60 cm) à rares coquilles de *Mélanoides* recristallisées ;
- 3 - vient ensuite, avec un passage progressif, une marne diatomitique gris-beige (1,50 m) (MFT 171, annexe 6, tableau). Cette marne contient d'abondants « fantômes » de diatomées (*Melosira granulata*), aux frustules fortement dissous sur lesquels germent des sphérules de tridymite-cristoballite ;
- 4 - une argile gris-clair (3 m) à débit en écailles. Cette argile (smectite) a une teneur en tridymite-cristoballite élevée (MFT 172 annexe 6, tableau). Aucune diatomée n'est visible ;
- 5 - 5 m de dépôt gris-clair à débit finement feuilleté essentiellement constitué de tridymite-cristoballite (MFT 173, annexe 6, tableau). Ce matériel est vraisemblablement une diatomite entièrement recristallisée ;
- 6 - des sables et des limons à niveaux de galets et bancs grésifiés (4 m) ;
- 7 - un conglomérat (7 m) avec lits de sables grésifiés.

Vers le nord, les dépôts lacustres de la coupe de Tikiblou se suivent, avec des passages latéraux de faciès, jusqu'au point KJ 700 060 où ils sont en contact par faille avec des conglomérats Pa (fig. 26).

Vers l'est, des diatomites calcaires, postérieures aux basaltes initiaux et rattachées à l'épisode Ql¹, s'observent au point KJ 715 064 (fig. 19 B et 22 B) (MFT 78-88 annexe 6, tableau). La bordure orientale de l'ancien lac pourrait correspondre à un mince niveau de calcaires lacustres (30 cm) reposant sur une coulée de β i au point KJ 758 071 (fig. 22 A).

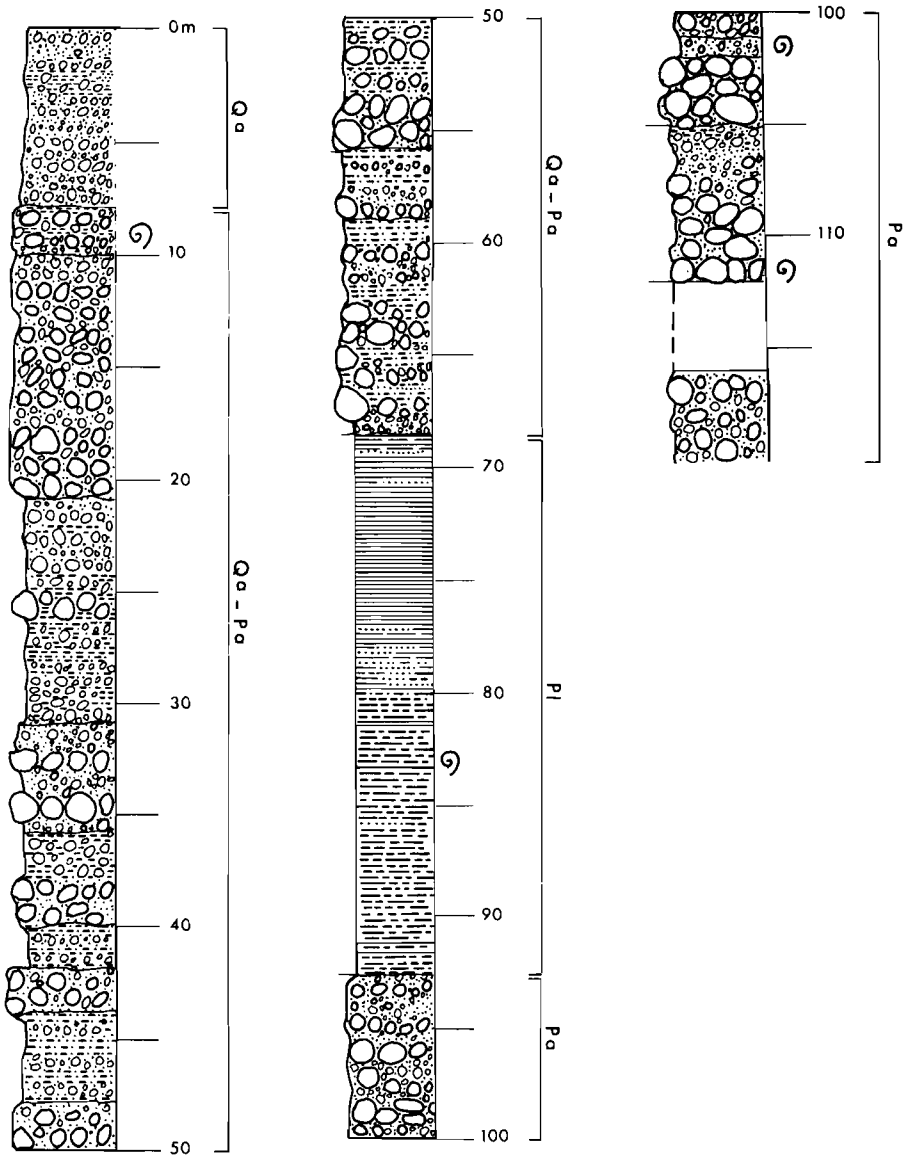


Fig. 23 : Log stratigraphique du sondage PK 6 (oued Walwallé), d'après J. MERKT (comm. pers.)

Coupe des sédiments Ql² au point KJ 692 055 (fig. 22 E et 25).

La succession visible dans la coupe précédente se poursuit, vers le haut, par la coupe représentée sur la fig. 22 E et 25, située à 300 m au NO. Sur le conglomérat du niveau 7 de Tikiblou, qui s'épaissit vers le NO, on trouve :

- 8 - des sables gris limoneux (30 cm) ;
- 9 - des limons calcaires clairs, massifs (30 cm), riches en tridymite-cristoballite (MFT 178, annexe 6, tableau) ;
- 10 - des limons diatomitiques (40 cm) (MFT 179, annexe 6, tableau) ;
- 11 - deux petits lits (5 cm) de calcaire diatomitique (65 % de calcite) (MFT 180, annexe 6, tableau), séparés par un niveau silteux ;
- 12 - des dépôts blancs (4 m) stratifiés en bancs de 2 à 10 cm séparés par des lits argileux. Ces niveaux sont principalement constitués de tridymite-cristoballite (MFT 181, annexe 6, tableau) et contiennent de rares frustules de diatomées très corrodées. Il correspondent vraisemblablement à la diagénèse d'une diatomite.
La flore de diatomées des niveaux 10 à 12 est presque exclusivement constituée de *Melosira granulata*.

Les niveaux 9 à 12 se suivent dans le paysage entre les oueds Oylali et Badoli d'est en ouest, et entre les cotes KJ 065 et KJ 050 du nord au sud.

En conclusion, trois épisodes lacustres peuvent être inventoriés dans le bassin de Badoli-Tikiblou : Pl, Ql¹ et Ql².

Les sédiments Pl sont des diatomites à flore planctonique d'eau douce assez diversifiée, et contenant des espèces à caractère archaïque. Les épisodes Ql¹ et Ql² sont matérialisés par des sédiments riches en éléments détritiques fins, et des niveaux initialement diatomitiques mais fortement diagénisés ; lorsque les diatomées sont identifiables, la flore est presque monospécifique : elle est constituée de *Melosira granulata*, espèce planctonique très banale dans les eaux douces légèrement alcalines des lacs est-africains. L'existence de ces dépôts lacustres implique la création de bassins sédimentaires d'origine tectonique, mais aussi des phases climatiques humides. Pendant les épisodes de sédimentation lacustre, les bassins étaient en effet alimentés par des cours d'eau à faible débit solide. Ces épisodes contrastent avec les phases qui les encadrent, où la sédimentation fluviale grossière reflète un régime de cours d'eau de type torrentiel.

Les sédiments Pl et Ql sont fortement tectonisés par des failles normales dont le rejet atteint parfois plusieurs dizaines de mètres.

Dans le secteur de Tadjoura-Badoli, un haut glacis (glacis principal) recoupe indifféremment les sédiments Pl, Ql et les basaltes initiaux de Tadjoura. Sa couverture conglomératique est rattachée à l'unité Qa (fig. 22).

Coupe de l'oued Anaële

Des sédiments fluvio-lacustres, épais de quelques mètres, ont été observés en aval de l'oued Anaële aux points KH 382 813 et KH 378 815. Ils s'agit de calcaires finement lités et de silts diatomitiques à coquilles de *Melanoïdes*, alternant avec des bancs détritiques (silts sableux et conglomérats). Bien que certains niveaux conglomératiques contiennent des débris de coquilles marines, la faune de Mollusques et la flore de diatomées (*Melosira agassizii*) observées dans les niveaux fins indiquent leur origine lacustre. Ces dépôts sont surmontés d'un calcaire récifal marin m². Le centre de l'ancien bassin lacustre est vraisemblablement effondré dans le golfe de Tadjoura.

Coupe de l'oued Oudouddouya KJ 739 041 (fig. 27)

Cette coupe, principalement constituée de sédiments détritiques fins, est interprétée comme une accumulation deltaïque. Recoupés par le haut glacis, ces dépôts ont été rattachés à l'unité Ql.

De bas en haut, on observe :

- 1 - les basaltes initiaux à surface ondulée ;

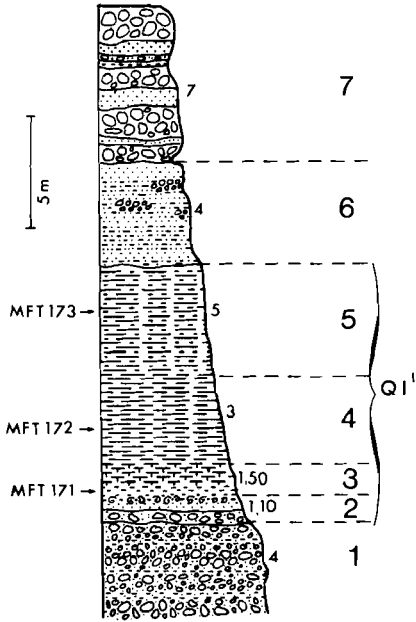


Fig. 24

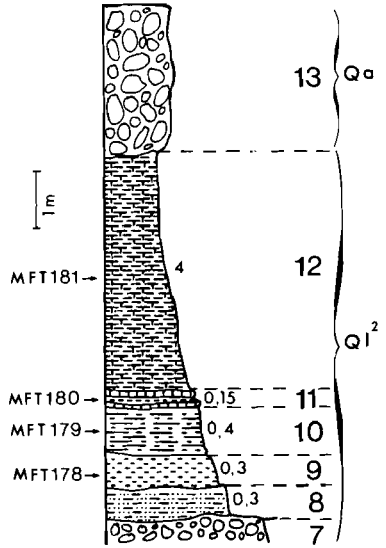


Fig. 25

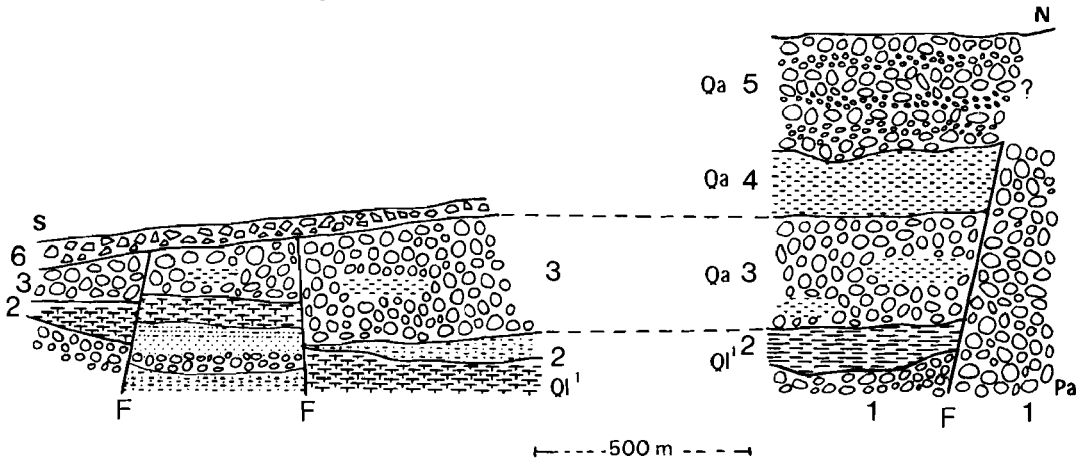


Fig. 26

Fig. 24 : Coupe de Tikiblou, dans les sédiments fluviolacustres Q_1

Fig. 25 : Coupe de Tikiblou, dans les sédiments fluviolacustres Q_1^2

Fig. 26 : Section NS dans le bassin de Tikiblou-Badoli.

1 : conglomérat Pa

2 : argile et silt sableux, ou calcaire argileux Q_1

3-5 : conglomérat et silts Q_a

6 : éboulis de pente.

- 2 - des limons calcaires bruns indurés (7 à 9 m) avec deux passées graveleuses et un banc plus argileux. On note la présence de halite à la base et au sommet (MFT 26 à 28, annexe 6, tableau) ;
- 3 - on passe progressivement à un sable vert (1 m) à quartz et feldspaths (MFT 30 annexe 6, tableau) et à matrice limoneuse et calcaire (MFT 31, annexe 6, tableau) ;
- 4 - un limon argilo-calcaire (1,10 m) riche en quartz (MFT 32 annexe 6, tableau) ;
- 5 - une argile indurée à débit parallélépipédique (2,90 m), calcaire, contenant de la halite, et du gypse vers le sommet (MFT 33 et 34, annexe 6, tableau) ;
- 6 - avec passage progressif, un lit (25 cm) de petits galets de rhyolite cimentés par du calcaire ;
- 7 - des limons calcaires (5,30 m) avec traces de halite (MFT 35 et 36, annexe 6, tableau) et passées sableuses, puis graveleuses dans le mètre supérieur ;
- 8 - un conglomérat fin à matrice sableuse (1 m) ;
- 9 - avec passage progressif, un limon graveleux (2,30 m) ;
- 10 - un conglomérat (4 m), stratifié, à matrice limono-calcaire (MFT 38, annexe 6, tableau), indurée vers le sommet ;
- 11 - en discordance, un conglomérat (2 à 3 m), très grossier, sans matrice. Il représente la couverture du glacis principal de ce secteur et est rattaché à l'unité Qa .

Ces dépôts se poursuivent vers le sud. Ils sont visibles en coupe, au point KJ 739 033, sur les basaltes initiaux. Ils semblent correspondre à la progradation d'un delta vers le sud.

2.3. - Qa : LES CONGLOMERATS D'AGE PLEISTOCENE MOYEN

— *Au nord du golfe*

Les conglomérats Qa recouvrent de vastes surfaces et leur importance volumétrique est considérable. Il s'agit de glacis d'accumulation, de terrasses fluviales et de cônes de déjection postérieurs aux basaltes initiaux et antérieurs aux récifs coralliens dont l'âge se situe vers 125 000 ans BP. Ils sont donc d'âge Pléistocène moyen.

Secteur de l'oued Magalé-Walwallé.

Coupe de l'oued Walwallé KJ 656 052

Les conglomérats représentent un ancien cône de déjection entaillé par l'oued actuel. Ils affleurent sur les deux rives de l'oued où ils forment des falaises subverticales d'une vingtaine de mètres de hauteur. Ces conglomérats, stratifiés et d'une couleur dans l'ensemble gris-beige, présentent de multiples passages de faciès latéraux et verticaux. Ainsi, au point KJ 656 052 :

La base (6 m) est constituée de galets (10-30 cm de diamètre) et de graviers principalement rhyolitiques, à abondante matrice silteuse. L'orientation des galets, aplatis, reflète l'écoulement vers le sud ; la matrice, gris-beige (7,5 YR 5/4), est argilo-calcaire (MFT 62, annexe 6, tableau). On observe ensuite, en alternance, des poches sèches à gros blocs de rhyolite et de basalte, des lentilles limoneuses, des lits de galets et graviers (de 50 cm à 3 m d'épaisseur), des bancs d'énormes blocs roulés atteignant 80 cm à 1 m de diamètre.

Ces dépôts sont très comparables à ceux des oueds actuels. Leur épaisseur totale est très supérieure à la hauteur des coupes visibles, comme l'indique le sondage PK 6.

Sondage PK 6 KJ 658 057 (fig. 22 F et 23)

Le sondage PK 6 a traversé 68 m de sédiments détritiques grossiers avant d'atteindre le niveau diatomitique rattaché à Pl. Il est, pour l'instant, impossible de dire si ces 68 m de dépôts fluviaux représentent uniquement l'unité Qa ou si leur base se rattache à l'unité Pa.

Les conglomérats Qa sont découpés dans ce secteur en trois surfaces principales de direction E-O et d'altitude décroissante du nord au sud. La haute surface est inclinée de quelques degrés vers le nord. La limite entre la haute et la moyenne surface est un talus de 15-20 m de hauteur et de pente douce. Au niveau de ce talus, plusieurs failles sont visibles dans les conglomérats. Ces failles sont subverticales

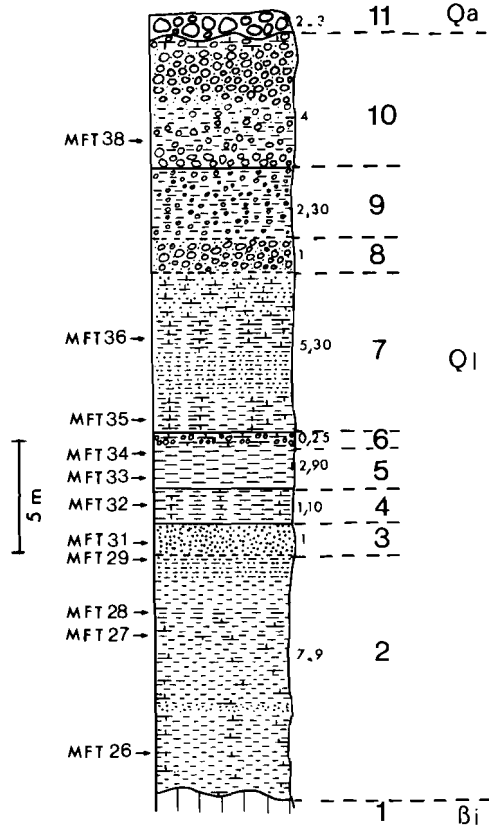


Fig. 27 : Coupe d'Oudouddouya, dans les sédiments détritiques fins rattachés à l'unité Ql.

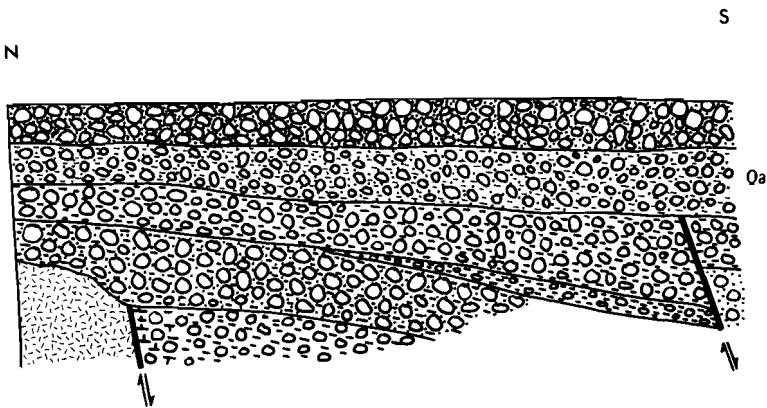


Fig. 28 : Coupe dans le conglomérat Qa à l'aval de l'oued Darriyou.

(pendage S 80-90°), de direction N 100-N 110, et les compartiments nord sont basculés de quelques degrés vers le nord. Elles sont scellées par une nouvelle génération de conglomérats, formée de 1 à 2 m de blocs sur la haute surface, mais s'épaississant vers le sud. Vers l'aval, la basse surface est séparée de la moyenne surface par un talus subrectiligne de 15-20 m de hauteur. Sa couverture recoupe les sédiments marins (ma²) et est rattachée à l'unité a² (fig. 30 - point KJ 674 036).

Coupe de l'oued Darriyou

Les conglomérats correspondent à d'anciens cônes de déjection et à des terrasses fluviatiles.

Des lambeaux d'une haute surface s'observent à l'amont du point KJ 755 058. Ils sont reliés à une haute terrasse (+ 40 m au-dessus de l'oued actuel). Une moyenne surface s'emboîte à 20 m en contrebas, et correspond à une moyenne terrasse (+ 20 m au-dessus de l'oued actuel) qui se suit, en rive gauche, entre les points KJ 555 058 et KJ 587 049, soit sur 5 km. Les conglomérats constituant cette terrasse sont fortement rubéfiés sur les trois mètres supérieurs ; cette rubéfaction est probablement d'origine pédologique. Au point KJ 587 040, un grand cône d'éboulis, à blocs très anguleux et inclinés selon la pente, prend racine sur le relief rhyolitique et s'appuie sur le moyenne terrasse.

Les conglomérats de la moyenne surface sont affectés d'une tectonique synsédimentaire. Au point KJ 594 054 (fig. 28), un conglomérat, peu stratifié et à gros blocs, est en contact par faille avec les rhyolites de Mabla. Les galets sont fortement encrustés de calcaire au niveau de cette fracture, scellée par des nouvelles générations de conglomérats, dont certaines sont également faillées. Une faille affectant la moyenne surface est visible en rive droite de l'oued (KJ 587 049). Vers l'est, ce système de fractures E-O joue un rôle important dans le paysage : il délimite le contact entre les reliefs volcaniques et la formation Qa .

Vers l'aval, une troisième surface s'étend, sur une bande de 4 km de large, à 15-20 m en contrebas de la moyenne surface dont elle est séparée par un talus subrectiligne. La couverture de cette troisième surface repose sur un dépôt marin (voir p. 59, coupe de Mee Dabbâ) et est rattachée à l'unité m² (fig. 30, point KJ 644 050).

Dans le secteur de Tadjoura, l'épaisseur et l'évolution morphologique des conglomérats Qa paraissent liées aux facteurs suivants :

- une tectonique synsédimentaire, avec soulèvement relatif de l'arrière-pays, fracturation des conglomérats Qa en bandes E-O, soulèvement relatif et basculement vers le nord des compartiments nord qui cessent ainsi d'être fonctionnels, déplacement des zones d'accumulation vers le sud, c'est-à-dire vers l'axe du rift ;
- une activité fluviatile intense. L'importance de l'érosion et de l'accumulation fluviatile s'explique par la forte pente des oueds descendant de l'arrière-pays. Elle implique également un climat dans l'ensemble aride, avec des orages suffisamment violents pour que les cours d'eau aient la capacité de transporter d'énormes blocs jusqu'à proximité des côtes.

— Au sud du golfe

Coupe de l'oued Dârrey (fig. 20)

Dans la zone d'Arta, au point KH 610 768, une coulée de basalte stratoïde est recouverte de conglomérat principalement rhyolitique et contenant aussi d'énormes blocs de basaltes. Ces conglomérats coiffent actuellement le sommet du plateau basalitique, situé à 300 m d'altitude. Actuellement, ils ne se rattachent à aucun système d'écoulement susceptible d'apporter des galets de rhyolite. Leur mise en place implique donc une topographie différente de l'actuelle et une inversion de relief.

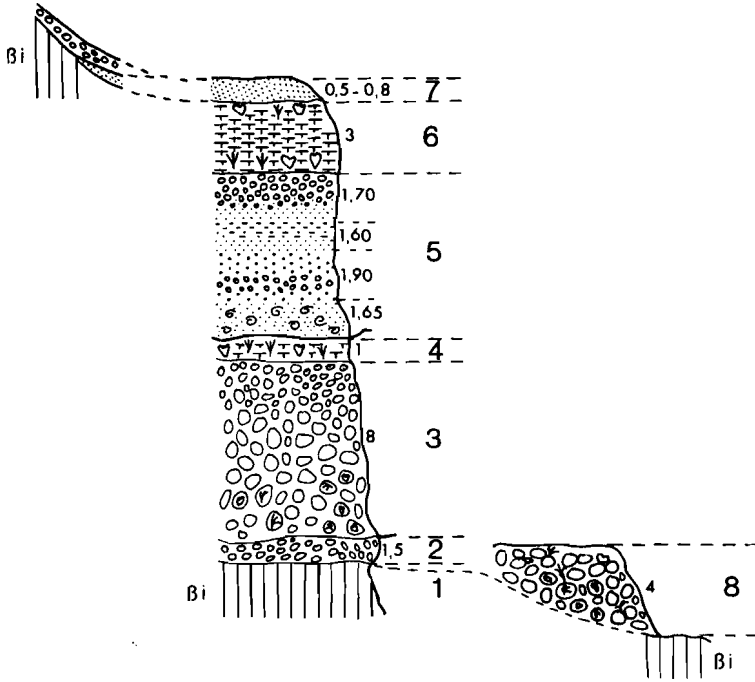


Fig. 29 : Coupe de Khor Raysali

Il est vraisemblable que les épaisses accumulations de galets du secteur d'Eada Dabba et de l'oued Addomaggo, qui s'appuient vers l'amont sur les reliefs des basaltes du Dalha, soient, en partie au moins, à rattacher à l'unité Qa. Leur surface est actuellement profondément entaillée par les oueds actuels.

3. — m^1 m^2 : les sédiments marins d'âge Pléistocène

Sur la carte géologique de Djibouti (FOURNIER et al., 1983), deux formations récifales m^1 et m^2 ont été reconnues et respectivement datées d'environ 300 000-250 000 ans BP et d'environ 140 000-100 000 ans BP.

Sur la feuille de Tadjoura, les calcaires coralliens sont beaucoup plus discontinus et moins étendus que dans la région d'Obock. Ils sont, dans l'ensemble, plus jeunes que sur la feuille adjacente. L'unité m^2 , bien visible dans le secteur de Tadjoura, est la mieux représentée. On observe aussi des calcaires coralliens d'âge Holocène, qui n'ont pas été reconnus sur la feuille de Djibouti.

3.1. — MISE EN EVIDENCE DE TROIS EPISODES DE SEDIMENTATION MARINE DANS LA REGION DE TADJOURA : COUPE DE KHOR RAYSALI KJ 750 036 (fig.29)

Dans la falaise de Khor Raysali, on observe de bas en haut :

- 1 - un basalte (β i) rubéfié, avec filons de calcite ;
- 2 - un conglomérat (1,50 m) principalement rhyolitique, à matrice argilo-sableuse ;
- 3 - en ravinement, un conglomérat (8 m), rhyolitique ; à la base, ce conglomérat, grossier et à matrice argileuse, contient des galets de madrépores. Il devient plus fin vers le sommet, où la matrice est calcaire et où des tubes calcaires de vers sont fixés aux galets ;
- 4 - une calcarénite (1 m) avec madrépores en place, entièrement recristallisés, représentant un premier épisode marin (m^1) ;
- 5 - en discordance, des sédiments détritiques, d'origine principalement rhyolitique, et dans lesquels on passe progressivement aux faciès successifs suivants :
 - un sable fin argileux, à débris de coquilles de mollusques (1,65 m) ;
 - un sable grossier avec lits de galets à la base (1,90 m) ;
 - un sable fin avec niveaux de galets mous passant à des limons finement stratifiés et figures de mud-cracks (1,60 m) ;
 - un sable grossier puis un conglomérat fin (1,70 m).
- 6 - un banc de madrépores en place, visible par endroits seulement, surmonté d'une calcarénite homogène sur 2 m, puis contenant des madrépores en position de vie et des *Tridacna* (1 m) ; Ce calcaire récifal forme un plateau à l'altitude 24 m. Il représente un deuxième épisode marin (m^2) ;
- 7 - un grès calcaire à stratifications obliques (50-80 cm), s'élevant jusqu'à l'altitude 28 m et s'appuyant, à l'amont, sur le basalte β i. Au pied de ce basalte, il est recouvert d'une mince pellicule de galets représentant la couverture d'un glaciaire g ;
- 8 - au pied de la falaise, à 4 m au dessus du niveau marin actuel, des dépôts marins plus récents s'emboîtent dans les sédiments décrits ci-dessus. D'âge Holocène (MFT 105 A, annexe 4, tableau), ils se rattachent à l'unité m^3 (voir 7.2 p. 77).

La coupe de Khor Raysali permet donc de distinguer trois unités récifales m^1 , m^2 , et m^3

3.2. — m^1 : LES CALCAIRES RECIFAUX « ANCIENS »

Aucun âge U/Th de l'ordre de 300 000-250 000 ans BP, âge de l'unité m^1 dans la région d'Obock, n'a pu être obtenu. La base de la coupe de Khor Raysali est rattachée à l'épisode m^1 sur la base d'arguments stratigraphiques.

L'unité m^1 n'est pas représentée sur la carte. Les autres affleurements ont été rattachés à l'unité m^2 , bien que l'âge de deux d'entre eux reste hypothétique.

3.3. - m^2 : LES CALCAIRES RECIFAUX DATES DE 140 000-100 000 ANS BP

Les calcaires à madrépores de Mece Dabba et de Agraf n'ont pas pu être datés, et il n'est pas exclu qu'ils soient antérieurs à 140 000-100 000 ans BP. Ces affleu-

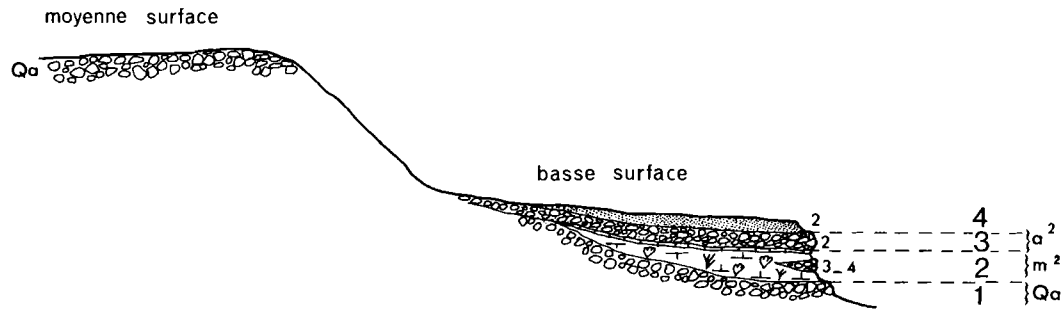


Fig. 30 : Coupe de Meee Dabba. Relations stratigraphiques entre les sédiments marins rattachés à m^2 , et les conglomérats Pa et Qa

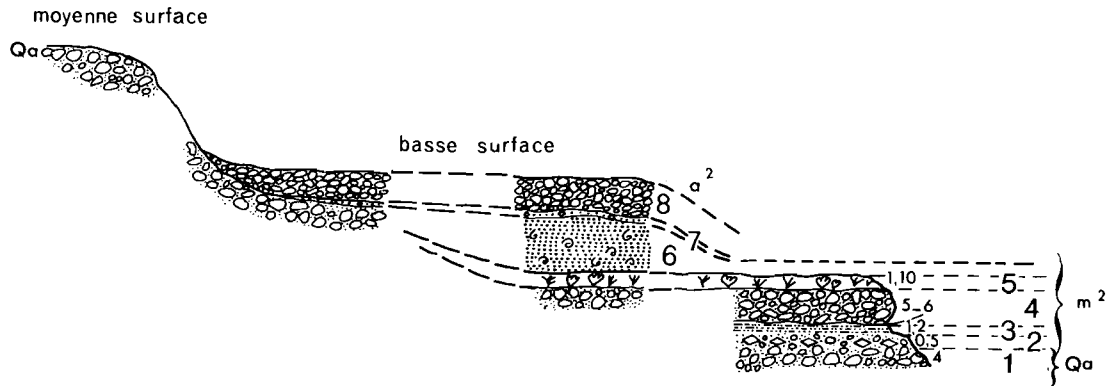


Fig. 31 : Coupe de Agraf. Relations stratigraphiques entre les sédiments marins rattachés à m^2 , et les conglomérats Pa et Qa

rements très ponctuels se situent entre les récifs datés de Tadjoura et de l'Oued Anaële et nous les avons rattachés à la même unité m².

Coupe de Meëe Dabba KJ 644 050 (fig. 30)

Des sédiments marins s'emboîtent dans le conglomérat Qa. On observe de bas en haut :

- 1 - un conglomérat Qa ;
- 2 - une calcarénite (3-4 m), avec madrépores en position de vie, recouverte d'une dalle de calcaire oolithique. Des lentilles de galets, de 3-4 m de long et de 1 m d'épaisseur maximale, interrompent cette sédimentation de type récifale. Les madrépores, entièrement recristallisés, n'ont pu être datés.
- 3 - un conglomérat (2 m), à blocs anguleux, rubéfié et à matrice calcaire ;
- 4 - un grès à lits de graviers et galets, se débitant en dalles à stratifications obliques (2 m).

Le sommet du platier (unité 2) se situe à environ 60 m au dessus du niveau de la mer, altitude maximale observée pour les dépôts marins de la feuille de Tadjoura.

Les niveaux 3 et 4 sont rattachés à l'unité a² (voir 4. p. 60). Leur surface plane, faiblement inclinée vers la mer, est découpée vers l'aval en langues étroites par les oueds actuels.

Coupe de Agraf KJ 674 036 (fig. 31)

Elle est proche de la coupe de Meëe Dabba et la succession de faciès en est très voisine. De bas en haut :

- 1 - un conglomérat Qa ;
- 2 - sur les 50 cm supérieurs de Qa, un banc d'huîtres fixées aux galets ;
- 3 - avec passage progressif, des sables grésifiés et des silts (1,20 m) de couleur rouille, à coquilles d'huîtres et poches de graviers, contenant du gypse vers le sommet ;
- 4 - en ravinement, un conglomérat fluvial à matrice silteuse et sableuse (5-6 m) ;
- 5 - des madrépores en place sur le conglomérat, associés à de grosses huîtres (1,10 m) ;
- 6 - en remontant l'oued, le niveau 5 se suit sur environ 200 m. Il est surmonté d'un sable rouille (7 m), à coquilles et madrépores remaniés ;
- 7 - un grès à coquilles non remaniées (50 cm) ;
- 8 - un conglomérat fluvial (4 m) à surface rubéfiée.

Le niveau 7 se suit jusqu'au point KJ 675 035, où il repose directement sur Qa, puis disparaît. Le conglomérat du niveau 8, rattaché à l'unité a², s'appuie alors sur Qa.

Coupe de Tadjoura

Les falaises de calcaires coralliens s'étendant autour de la ville de Tadjoura jusqu'à Khor Raysali à l'est appartiennent à l'unité m². Leur sommet calcaire est subhorizontal et est à l'altitude de 24-27 m. Un âge de 116 000 ± 10 000 ans BP a été obtenu pour ces calcaires par FAURE et al. (1980) (annexe 4, tableau) pour un échantillon dont la cote indiquée est 32 m. Nous n'avons pas observé de calcaires récifaux d'altitude aussi élevée dans le secteur de Tadjoura ; la position géographique précise de l'échantillon n'est pas fournie par ces auteurs.

Coupe de l'Oued Oudoudouyya rive gauche KJ 746 036

Sur des conglomérats Qa à surface ondulée, s'appuyent des placages discontinus de madrépores en position de vie et des sables coquilliers jaunes à coquilles d'huîtres.

Un âge de 102 000 ± 7 000 ans BP a été mesuré sur un corail (MFT 106 A - annexe 4, tableau). L'âge de 69 000 ± 4 000 ans BP obtenu pour une huître de ce même niveau (MFT 106 C, annexe 4, tableau) est critiquable en raison du fort rapport 234U/238U.

Coupe de l'Oued Anaële rive gauche KJ 746 036

Entre la baie de l'Etoile et le delta de l'Oued Afay, un calcaire corallien s'élève en pente douce depuis la mer jusqu'à la cote + 55 m.

Au point KJ 200 394, sur la plage actuelle, un talus de 50 cm de hauteur représente une ancienne plage à + 4 m. Ce talus est constitué de coquilles et de morceaux de coquilles remaniés, emballés dans un ciment calcaire très induré encroûtant le basalte initial. Cette ancienne plage (m³) est vraisemblablement contemporaine des plages observées entre + 3 et + 6 m plus à l'est dans le secteur de la baie de l'Etoile, et d'âge Holocène supérieur (voir 7.2. p. 77).

A 100 m plus à l'est, un limon sableux, ocre (2 - 3 m) repose sur la surface irrégulière du basalte initial. Viennent ensuite 4 m de calcarénite, d'abord homogène, puis s'enrichissant en organimes récifaux en place. Le sommet de l'ancien récif, horizontal en ce point, se situe à + 7 m. Il est recouvert d'un limon ocre riche en coquilles. Il s'élève vers l'ouest jusqu'à la cote 55 m, altitude mesurée au point KJ 825 383.

Un âge ¹⁴C de 26 760 ± 1 500 ans BP avait été obtenu sur une coquille récoltée en surface de ce récif (STIELTJES, 1973 - annexe 5, tableau). Les faciès sédimentaires, comparables à ceux de Tadjoura, ainsi que le degré d'altération des coraux ont conduit à penser que cet âge de 26 760 ans BP n'était pas celui du platier. Une datation U/Th a été effectuée sur une coquille d'huître prélevée dans la masse du récif, l'âge obtenu est de 140 000 ± 10 000 ans BP (MF 182, annexe 4 tableau). La vitesse moyenne de déformation verticale de ce récif n'est donc pas aussi considérable que l'avait déduit STIELTJES (1973), mais est d'environ 390 mm/1 000 ans.

4. — Alluvions fluviales et couverture de glacis postérieures à 125 000 ans BP

Ces dépôts sont peu développés sur la feuille de Tadjoura. L'unité a¹, distinguée sur la carte de Djibouti (FOURNIER et al., 1983), n'est pas représentée sur la feuille de Tadjoura.

4.1. — a² : CONGLOMERATS ET TERRASSES FLUVIALES

Au point KJ 769 055, on observe dans l'entaille de l'Oued Iboli, 8 m de dépôts reposant sur les sédiments m².

Ces dépôts comprennent d'abord, sur 3 m, une alternance de bancs (30-40 cm) d'argile légèrement calcaire (MFT 21, annexe 6, tableau) et de limons indurés, entre lesquels s'intercalent plusieurs lits de graviers rhyolitiques. Vient ensuite un conglomérat à passées sableuses (2-2,50 m), puis, en ravinement, un conglomérat à très gros blocs de rhyolites (4 m).

Au SE de Mee Dabba et d'Agraf, une terrasse fluviale située à 5 m au-dessus du cours actuel des oueds s'appuie, vers l'amont, sur les conglomérats Qa ou sur les dépôts marins m² (fig. 30 et 31).

Il est vraisemblable que de nombreux lambeaux de terrasse perchés à plusieurs mètres au-dessus des cours d'eau actuels soient à rattacher au même épisode. De tels lambeaux, appuyés contre les reliefs volcaniques, s'observent par exemple aux points KJ 454 206 ou KJ 458 220. Leur âge reste cependant très hypothétique.

4.2. — g : COUVERTURE DE GLACIS

Des conglomérats peu épais reposant sur les dépôts marins m² forment parfois une surface très plane s'emboîtant dans les conglomérats Qa. Cette surface est en même position stratigraphique que le glacis g défini dans la région d'Obock (carte de Djibouti) où il est très étendu. Des lambeaux de glacis à couverture peu épaisse recoupant diverses unités antérieures ont été hypothétiquement rattachés à g.

5. — D : les diatomites d'Asal, d'âge Pléistocène supérieur

Des diatomites lacustres d'âge Pléistocène supérieur affleurent largement dans le bassin d'Asal, sur une bande NO-SE d'environ 15 km de large et 30 km de long. Dans l'ensemble du bassin, deux épisodes diatomitiques (Asal I et Asal II) ont été distingués (GASSE, 1975). Sur la feuille de Tadjoura, seul l'épisode Asal II a été observé en bordure NE du bassin d'Asal. Son âge serait de l'ordre de 50 000 à 30 000 ans BP (GASSE et DELIBRIAS, 1976).

Coupe de Gâla Yarri KH 290 880 (fig. 32)

Cette coupe, qui s'appuie au pied des massifs rhyolitiques, est proche de l'ancien rivage lacustre.

De bas en haut, on distingue :

- 1 - un conglomérat fluviatile grossier (2 m) ;
- 2 - un sable gris-vert (10 cm) ;
- 3 - une diatomite D (4,50 m) dans laquelle on observe les faciès successifs suivants :
 - une diatomite argileuse brune avec quelques galets (10 cm) ;
 - une diatomite limono-calcaire (10 cm) ;
 - une diatomite homogène blanche et pulvérulente (2,50 m) ;
 - une diatomite limoneuse beige (20 cm) ;
 - une diatomite blanche pulvérulente (20 cm) ;
 - une diatomite calcaire compacte, blanche (40 cm) ;
 - une passée sableuse (1 cm) ;
 - une diatomite limoneuse, laminée, en lits blancs et brunâtres de l'ordre millimétrique (1 m).
- 4 - en ravinement, des dépôts fluviatiles (2-2,50 m), d'abord sableux et graveleux puis conglomératiques. Ils forment la couverture d'un glacis rattaché à la phase aride du Pléistocène terminal (environ 20 000-12 000 ans BP). Sur ce glacis, des édifices hydrothermaux (travertins calcaires en « cheminée »), d'âge Holocène, sont alignés le long de deux lignes de failles.

Coupe de Daffaré KH 288 867 (fig. 33 et 36 C, D)

Dans le secteur de l'oued Daffaré, vers l'axe du rift d'Asal, les diatomites D sont recouvertes de basaltes des marges externes (β_6).

La coupe 33 D montre la succession suivante :

- 1 - 1 m de dépôts fluviatiles fins (sables noirs et quelques blocs basaltiques) auxquels se mêlent des paquets de cendres grises ;
- 2 - avec un contact brutal, on passe à la diatomite D (4 m), d'abord très pulvérulente et finement litée, puis s'enrichissant en argiles vers le sommet. Cette diatomite contient entre 16,4 et 42,4 % de CaCO_3 . La flore de diatomées, planctonique d'eau douce, évolue peu de la base au sommet. L'espèce dominante est *Melosira granulata*, accompagné d'abondants *Synedra ulna*, *Synedra ulna* v. *danica* et v. *mediocontracta*, *Synedra rumpens* v. *neogena*, *Synedra acus*, *Nitzschia aequalis* ;
- 3 - des silts bruns (2 m), sans diatomées, à rares coquilles, dans lesquels s'intercale un niveau de projection volcanique verdâtre très induré et servant de repère stratigraphique pour les coupes de ce secteur ;
- 4 - un conglomérat (3 m), à très gros blocs basaltiques et à matrice limoneuse, qui représenterait la couverture du glacis d'âge Pléistocène terminal (20 000-12 000 ans BP). Son sommet est rubéfié ;
- 5 - une coulée basaltique (β_6). Vers le SO, des silts gris-clair, d'âge Holocène, recouvrent ces basaltes.

La section de la fig. 33 montre que les diatomites D et le conglomérat qui les recouvre ont été fracturés antérieurement à l'épanchement de la coulée basaltique qui s'est mise en place dans le compartiment SE abaissé. Cette coulée β_6 , postérieure à environ 30 000 ans BP (âge des diatomites) et même à 20 000 ans BP (âge présumé du conglomérat 4) est antérieure aux silts holocènes datés dans ce secteur d'environ 10 000-6 000 ans BP (voir 6. p. 65). L'âge du basalte serait donc de l'ordre de 20 000-10 000 ans BP en ce point.

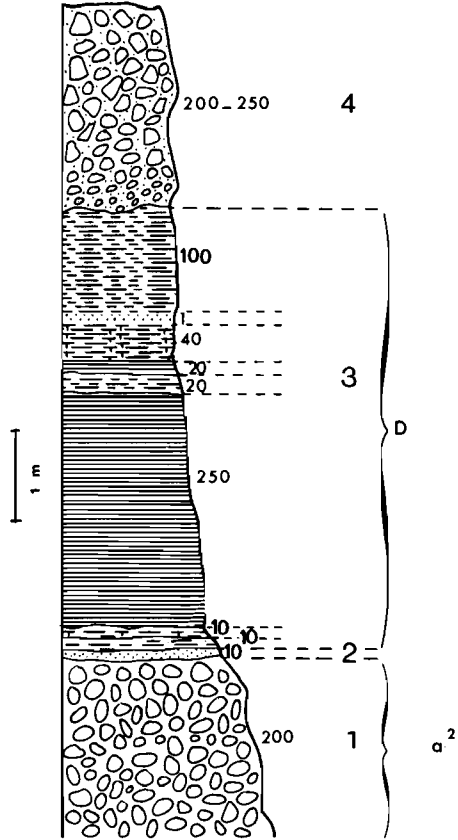


Fig. 32 : Coupe de Gâla Yarri

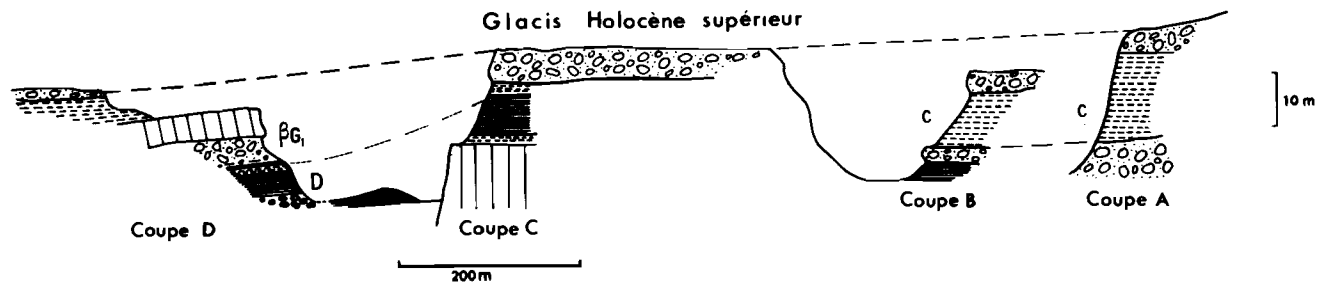


Fig. 33 : Section de Dafarré. Relations stratigraphiques entre les diatomites d'Asal (D), les basaltes des marges externes (βG) et les silts holocènes.

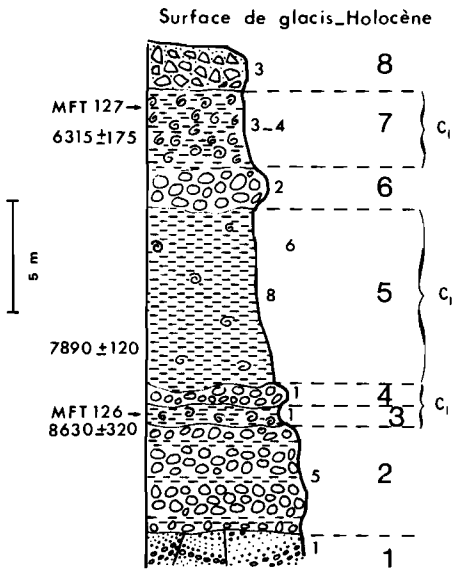


Fig. 34 : Coupe de Dat Ali, dans les silts lacustres holocènes.

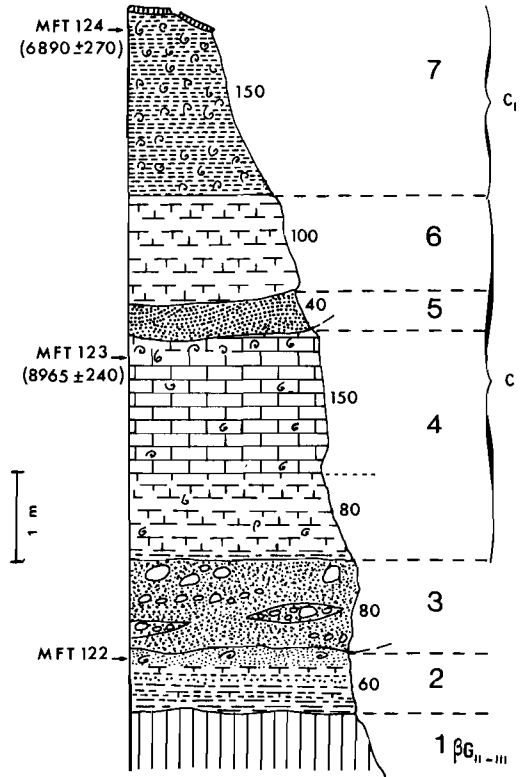


Fig. 35 : Coupe de Disa le Mallo, dans les calcaires lacustres holocènes.

6. — c_1, c_2 : les calcaires et les silts lacustres d'Asal, d'âge Holocène inférieur et moyen.

Les sédiments lacustres holocènes du lac Asal sont très développés sur la feuille à 1:100 000 d'Asal, mais ne sont représentés que par leur bordure NE sur la carte de Tadjoura.

Pour l'ensemble du bassin, l'évolution limnologique peut se résumer, à partir des travaux antérieurs, de la façon suivante :

- à l'Holocène inférieur et moyen, entre environ 10 000 et 6 000 ans BP, le niveau du lac était très haut : la cote + 160 m a été atteinte. Le haut rivage est bien matérialisé tout autour de l'ancien lac. Il est horizontal, sauf à proximité du seuil Asal-Ghoubbet, où il a été déformé par une tectonique récente. Des calcaires (calcite magnésienne) passant latéralement à des silts calcaires près de l'embouchure des grands oueds, se déposent sur le fond du bassin.

- une régression majeure, d'origine climatique, s'amorce vers 6 000 ans BP. Le plan d'eau du lac s'abaisse en-dessous du niveau marin ; une alimentation par infiltration d'eau marine s'installe. Peu après 5 500 ans BP, le lac devient le siège d'une sédimentation évaporitique. Deux générations de gypse, marquant respectivement les niveaux du lac -100 et -135 m, succèdent à la sédimentation silto-carbonatée. Vient ensuite un dépôt de halite à l'altitude du lac actuel.

Sur la feuille de Tadjoura, seuls les dépôts d'âge Holocène inférieur et moyen existent, en raison de la topographie (altitudes positives).

6.1. — c_1 : LES DEPOTS SILTEUX DE FOND

Le secteur nord de Dat Ali-Dafarré est drainé par des oueds descendant de hauts reliefs basaltiques ou rhyolitiques et à forte compétence ; la sédimentation lacustre holocène est principalement silteuse.

Coupe de Dat Ali KH 294 867 (fig. 34 et 36 E)

Cette coupe, de 25 m d'épaisseur, s'appuie sur les basaltes du Dalha. Son sommet se situe à l'altitude de 160 m. Elle comprend de bas en haut :

- 1 - un sable moyen à grossier (1 m), à ciment calcaire induré, avec passées de galets arrondis de 6 à 20 cm de diamètre. Il présente une stratification légèrement entrecroisée. Ce niveau est affecté de petites failles subverticales avec dénivellations de l'ordre de quelques centimètres ;
- 2 - un conglomérat fluviatile (5 m), à ciment argileux brun-rouille, avec abondantes passées de limon ocre. Les unités 1 et 2 sont anté-holocènes ;
- 3 - un limon gris-ocre (1 m), à coquilles lacustres (*Melanoïdes tuberculata* dominants). L'âge ^{14}C des *Melanoïdes* est de $8\ 630 \pm 320$ ans BP (MFT 126, annexe 5, tableau) ;
- 4 - un conglomérat (1 m), à ciment brun-rouille, légèrement stratifié ;
- 5 - un silt beige-clair (8 m), à coquilles lacustres très rares et très fragiles (*Unio*, *Melanoïdes*). Latéralement, ce silt se suit jusqu'au point KH 286 864, où il est daté, sur *Melanoïdes*, de $7\ 890 \pm 120$ ans BP (B 118, annexe 5, tableau) ;
- 6 - un conglomérat à ciment ocre (2 m) ;
- 7 - un limon ocre (3-4 m), très riches en coquilles épaisses et bien conservées (*Melanoïdes*, *Corbicula*, rares *Unio*). Les coquilles de *Melanoïdes* affichent un âge ^{14}C de $6\ 315 \pm 175$ ans BP (MFT 127, annexe 5, tableau) ;
- 8 - un conglomérat (3 m), représentant la couverture d'un glacis s'enracinant au pied des reliefs, et faiblement incliné vers le lac. Malgré son âge holocène moyen et/ou supérieur, les blocs de basaltes de sa couverture sont très patinés en surface.

Cette coupe permet de distinguer pour l'Holocène inférieur et moyen trois épisodes de sédimentation lacustre séparés par des phases fluviatiles. Les conglomérats fluviatiles peuvent traduire des régressions visibles dans ce secteur marginal. Ils pourraient aussi refléter des phases tectoniques d'abaissement relatif du niveau de base des oueds. Les changements de faciès entre les trois épisodes lacustres sont en faveur

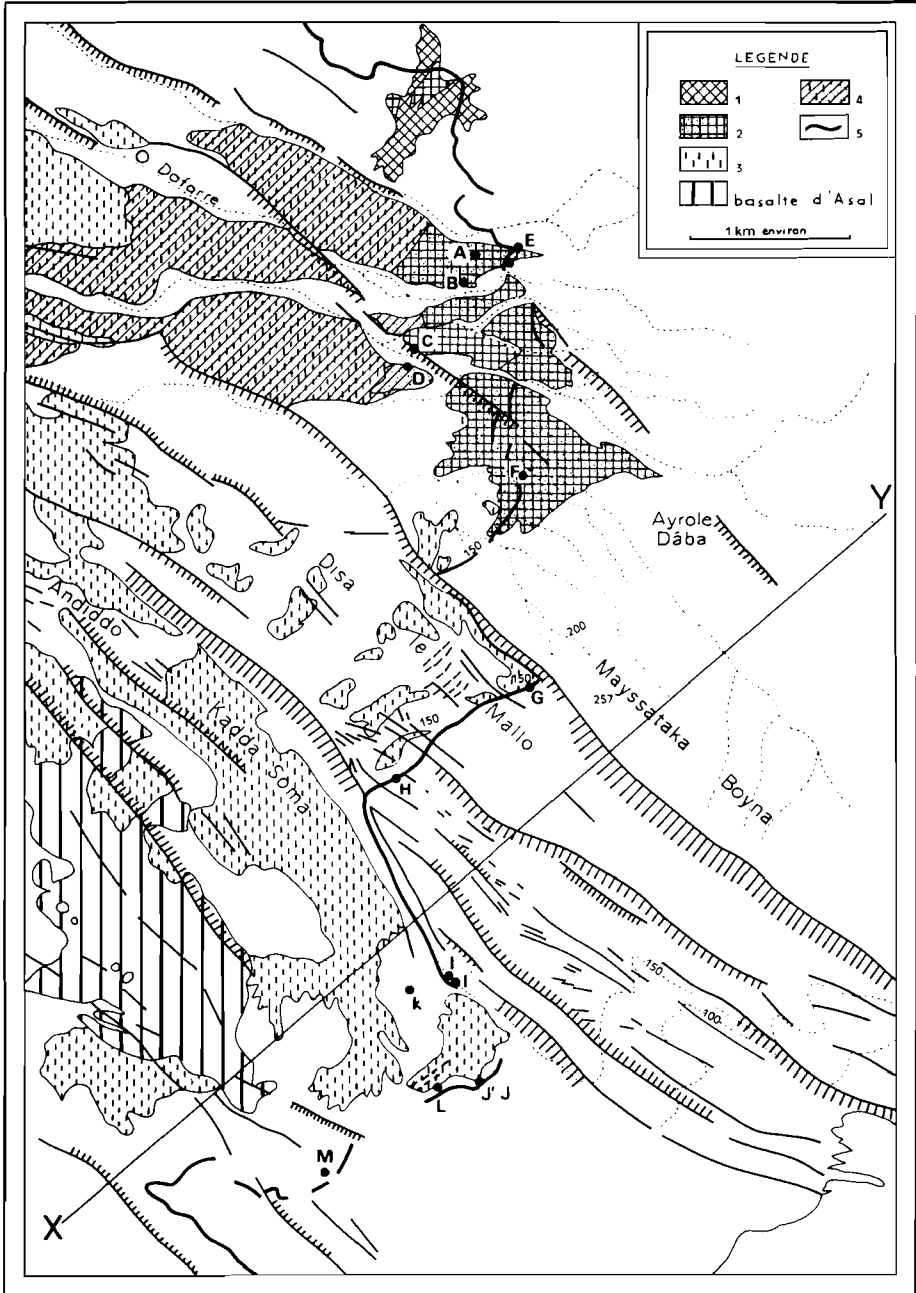


Fig. 36 : Carte des formations sédimentaires au SE du bassin d'Asal.

- 1 — diatomite D, Pléistocène supérieur
- 2 — glacis recoupant la diatomite D, Pléistocène terminal
- 3 — calcaires et silts lacustres, c, c₁, Holocène inférieur et moyen
- 4 — glacis recoupant les calcaires et silts holocènes, Holocène supérieur
- 5 — ligne d'extension maximale du lac entre 10 000 et 6 200 ans BP (d'après Gasse, 1975).

de la première hypothèse. De plus, les conglomérats recoupent nettement les limons et ne semblent pas s'être déposés dans la vase meuble d'un milieu aquatique. Il semble donc que le haut lac holocène ait été affecté de deux régressions mineures situées respectivement entre environ 8 600 et 7 900 ans BP, 7 900 et 6 200 ans BP et avant la régression majeure postérieure à 6 300 ans BP.

Vers le sud, les silts beiges de l'unité 5 sont très développés jusqu'au secteur de Dafarré (KH 290 865 et KH 294 867) où ils reposent sur les diatomites D, sur le conglomérat ou sur le basalte β_6 , qui les recouvrent (fig. 33). Vers le lac, ils passent progressivement à un calcaire grumeleux.

Vers l'est, ils affleurent en de nombreuses buttes témoins épousant une topographie préexistente découpée dans les basaltes. La plus marginale de ces buttes se situe au point KH 286 864, à l'altitude + 152 m. Elle comprend 2,50 m de silts beige-clair finement stratifiés, alternant avec de minces lits de sable basaltique modelé en ripple-marks, et des lits de coquilles en position de vie. Vers la base de cette coupe, un niveau de coquilles a fourni l'âge ^{14}C de 7 890 + 120 ans BP (B 118, annexe 5, tableau). Plus haut en altitude, en se dirigeant vers l'est, on ne rencontre plus que de rares placages de coquilles lacustres, jusqu'au point KH 293 855, à la cote + 158 m (MFT 302, 8 225 ± 160 ans BP, annexe 5, tableau) (fig. 36 F).

6.2. — c : LES CALCAIRES DE FOND

Coupe de Disa le Mallo KH 276 859 (fig. 35)

La coupe se situe à l'altitude 127 m, sur le gradin de Disa le Mallo. Elle est à environ 200 m au NO des témoins lacustres les plus marginaux observés sur ce gradin (placages pelliculaires de silts coquilliers) (fig. 36 G).

De bas en haut, on observe la succession suivante :

- 1 - un basalte en place
- 2 - un lit d'argile gris-brun (10 cm)
sur 10-20 cm, un silt calcaire à galets de diatomite D
un silt argileux brun-clair (7 cm)
un lit de sable gris-clair (4 cm)
un silt beige finement stratifié (5 cm)
- un calcaire grumeleux (5 cm) contenant des morceaux de bois remaniés. Ces morceaux de bois, roses, sont très comparables aux branches de *Tamaris* trouvés antérieurement (GASSE, 1975) à la base d'un calcaire holocène à l'aval de l'oued Dafarré (altitude 0 m)
- avec passage progressif, un silt très fin (15-20 cm), à stratification entrecroisée, en lits de 1 à 2 mm. Au matériel principalement basaltique, se mêlent des fragments de diatomite D remaniée. Ces sables contiennent des coquilles de *Pupa*, gastéropode terrestre.
La datation radiométrique de ces coquilles (MFT 122, 4 280 ± 1 870 ans BP annexe 5, tableau), faite sur une trop faible quantité de matériel, nécessite d'être reprise.
L'épaisseur de l'unité 2 varie latéralement de 0 à 100 cm.
- 3 - en ravinement, vient un sable basaltique grossier (80-100 cm), à stratification entrecroisée, avec lits ou lentilles de galets mêlés à quelques gros blocs basaltiques peu roulés dans la partie supérieure. Ils traduisent un stade de ruissellement fluvial.
- 4 - sans transition, on passe à un calcaire lacustre, comprenant :
- un calcaire grumeleux blanc (80 cm), léger et sans coquille. Il contient de rares frustules de diatomées partiellement dissous. Les espèces identifiables (*Rhopalodia gibberula*, *Epithemia argus*, *Campylodiscus clypeus*) évoquent un milieu assez concentré en sels minéraux (type mésohalin) ;
- un calcaire compact (1,50 m), se débitant en grandes dalles et contenant des coquilles éparées de *Melanoïdes*. Les coquilles prélevées dans les 15 cm supérieurs affichent un âge radiométrique de 8 965 ± 240 ans BP (MFT 123, annexe 5, tableau).
La flore de diatomées reflète un milieu planctonique d'eau douce (*Melosira granulata*, *Synedra* dominants).
- 5 - un sable basaltique fin (40 cm), à stratification entrecroisée. D'origine fluviale, ce sable enregistre une régression passagère du lac.

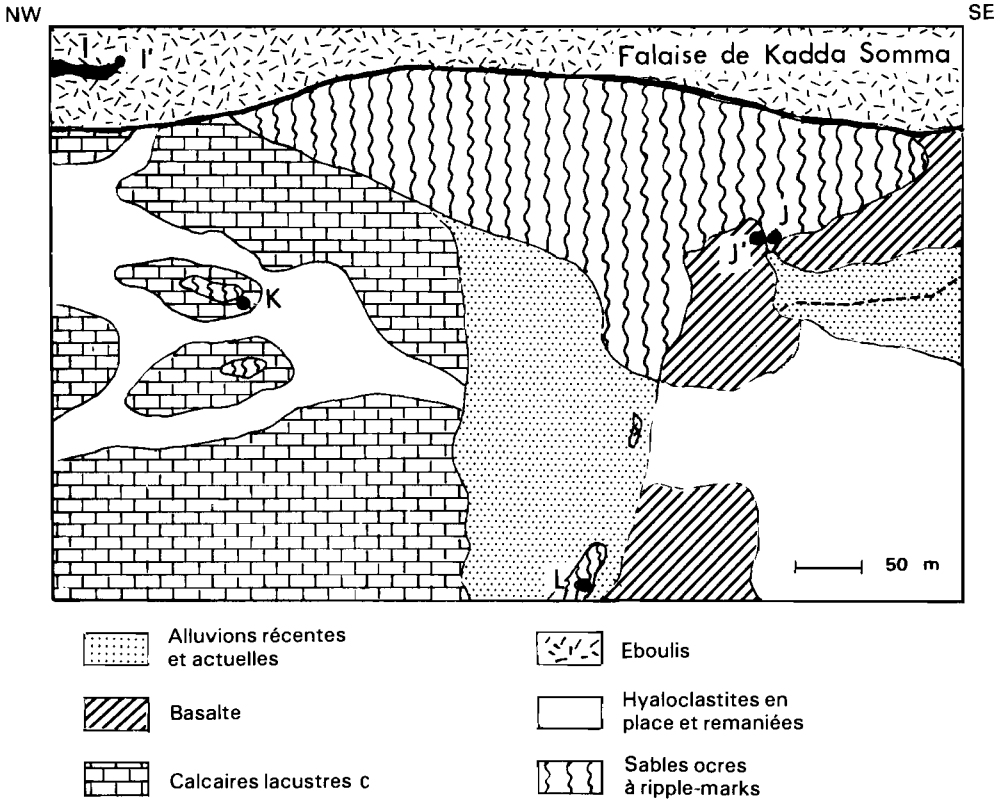


Fig. 37 : Carte de localisation des coupes observées dans le secteur du seuil Asal-Ghoubbet.

- 6 - un calcaire grumeleux homogène, sans coquille (1 m). La présence des diatomées *Melosira granulata* et *Synedra acus* indique un milieu profond aux eaux diluées.
- 7 - sans transition, un silt ocre (2,50 m), stratifié, très riche en coquilles (*Melanoïdes* dominants, *Unio*, *Corbicula*) sans diatomée. Les coquilles de *Melanoïdes* prélevées vers le sommet ont fourni un âge ^{14}C de $6\ 890 \pm 270$ ans BP (MFT 124, annexe 5, tableau).

Le sommet de la coupe est coiffé de grandes dalles de calcaires ocres très indurés. De telles dalles recouvrent très fréquemment les buttes témoins calcaires du bassin d'Asal. Elles traduisent vraisemblablement un encroûtement secondaire dû à la migration ascendante des sels minéraux sous l'effet de l'évaporation.

La coupe de Disa le Mallo permet de repérer trois épisodes de sédimentation lacustre d'âge Holocène inférieur et moyen. Le premier, calcaire et daté d'environ 8 900 ans BP vers son sommet, est séparé du second, également calcaire, par une régression peu marquée. Le troisième, silteux, se traduit par un brutal changement de faciès. Il est daté, vers le sommet de la coupe, d'environ 6 900 ans BP.

Des calcaires de faciès comparables affleurent en de nombreuses buttes témoins sur les gradins de failles et dans l'axe du rift actuel. La coupe la plus marginale qui ait été observée se situe au pied de la falaise de Kadda Somma (fig. 38). Là, les calcaires affleurent sur 4 m d'épaisseur :

Plusieurs niveaux très riches en coquilles s'observent dans la coupe. La faune malacologique est très diversifiée. Ainsi, dans le niveau A 445, situé à 50 cm sous le sommet de la butte, les formes suivantes ont été identifiées : *Melanoïdes tuberculata* (abondants), *Gyraulus costulatus* (commun), *Limnea natalensis*, *Bulinus truncatus*, *Biomphalaria* sp. et *Zootecus* sp. (rares). Les datations radiométriques des niveaux A 445 (niveau supérieur) et A 446 (situé 1 m en contrebas) ont été effectuées sur coquilles de *Melanoïdes*. Elles ont fourni les âges respectifs de $8\ 400 \pm 140$ ans BP et de $9\ 590 \pm 230$ ans BP (annexe 5, tableau 7).

La vitesse moyenne de sédimentation est donc de 800 mm/1 000 ans dans ce secteur.

6.3. — LES FACIÈS LITTORAUX

La ligne d'extension maximale du lac holocène (158-160 m) est bien visible autour de l'ancien lac. La fig. 36 est une carte de la ligne de rivage holocène le long d'un profil NS, depuis la bordure septentrionale jusqu'à la zone axiale du rift. La fig. 37 localise les coupes observées dans le secteur du seuil Asal-Ghoubbet.

— Au Nord, dans le secteur de Galá Yarri

La ligne de rivage n'est marquée que par une régularisation des versants et une succession de beines d'érosion visibles jusqu'à la cote 160 m sur les falaises.

Point E KH 294867 (fig. 36 et 34)

Les silts d'âge Holocène inférieur et moyen décrits pour la coupe de Dat Ali s'appuient sur les basaltes. Leur cote maximale est de 160 m (cf. 6.1. p. 65).

Point F KH 293855 (fig. 36)

Le placage de coquilles le plus élevé de ce secteur (158 m) est daté de $8\ 255 \pm 160$ ans BP (MFT 302, annexe 5, tableau).

Points G,H (fig. 36)

Sur le gradin de Disa le Mallo, l'altitude maximale des dépôts lacustres varie de 150 m environ à 127 m.

Point I,I': Coupe de l'escarpement de Kadda Somma KH 281 830 (fig. 36, 37, 38)

Sur l'escarpement de faille, d'anciennes lignes de rivages sont matérialisées par des encroûtements calcaires.

La base de l'escarpement est recouverte par un éboulis anté-holocène, à très gros blocs basaltiques. A son sommet, l'éboulis est décollé de la paroi basaltique verticale qui représente le miroir de faille

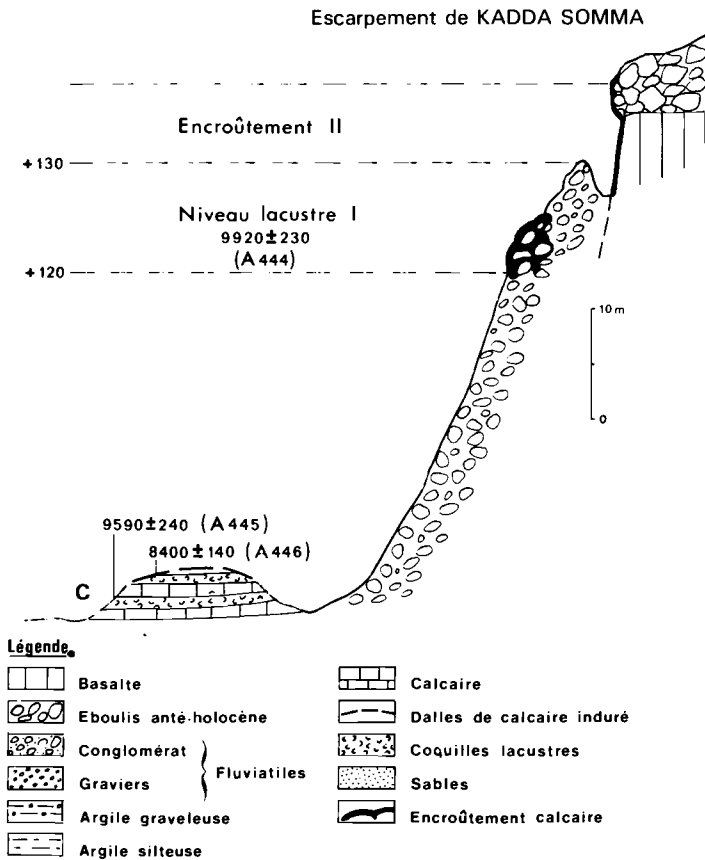


Fig. 38 : Coupe de l'escarpement de Kadda Somma
(point I, fig. 36 et 37)

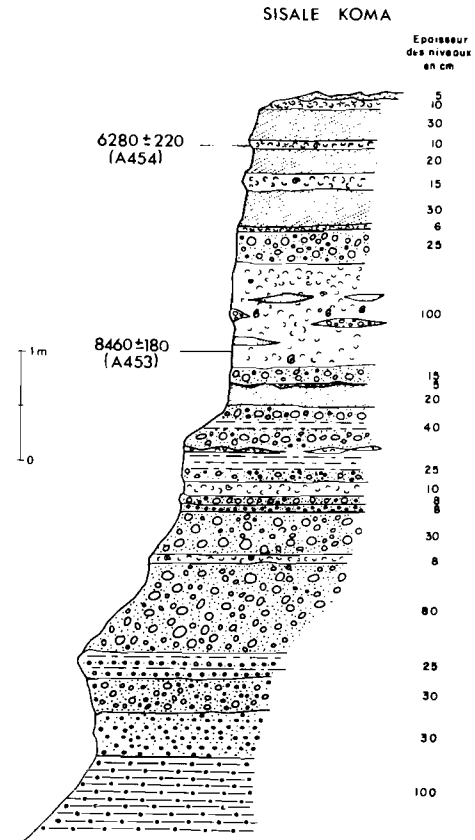


Fig. 39 : Coupe de Sisale Koma
(point K, fig. 36 et 37)

majeure de l'escarpement. Une fente de 3 m de large et de 3-4 m de profondeur sépare le sommet de l'éboulis du mur de basalte.

- le miroir de faille est encroûté de calcaire sur quelques centimètres d'épaisseur, comme tous les miroirs de faille de ce secteur ayant rejoué récemment. Sur ce placage, quelques coquilles de *Melanoïdes* attestent que le niveau lacustre a au moins atteint cette altitude (135 m).
- plus bas, sur l'éboulis, une ancienne ligne de rivage est marquée par un encroûtement calcaire de 30 à 40 cm d'épaisseur, actuellement visible sur une hauteur de quelques mètres et sur une distance de l'ordre de 300 m. Il est ondulé et disposé en fines couches concentriques autour des blocs de basalte, et évoque une structure stromatolithique. Entre les blocs, une gangue pulvérulente contient de nombreuses poches de coquilles (*Melanoïdes tuberculata*, *Limnea natalensis*). L'âge ^{14}C de ces *Melanoïdes* est de $9\,920 \pm 230$ ans BP (A 444, annexe 5, tableau), âge de ce littoral situé actuellement à la cote 125 m.

Points J, J' KH 284 827 (fig. 36, 37, 41)

C'est au pied de la falaise de Kadda Somma que se situe le seuil entre le golfe du Ghoubbet-al-Kharâb et le lac Asal. Ce seuil (KH 284 827) constitué de basalte $\beta_{6,11}$ et de hyaloclastites h_1 , est actuellement à la cote 98,40 m.

Point J

A 5-6 m à l'ouest du seuil, et à environ 50 m en contrebas, débutent des dépôts lacustres littoraux s'étendant vers le lac. Il s'agit de sables fauves constitués de hyaloclastites remaniées et consolidées. Ils sont modelés en ripple-marks d'orientation NE-SO et présentent des figures de mud-cracks. Ils contiennent de rares coquilles d'huîtres représentant des déchets alimentaires. Ces sables indurés sont visibles, vers l'aval, sur une centaine de mètres ; ils s'enrichissent progressivement en *Melanoïdes*. Au point J, ces coquilles ont fourni un âge de $9\,440 \pm 160$ ans BP (MFT 300, annexe 5, tableau).

Point J' KH 283 827 (fig. 41)

Un petit affleurement de calcaire lacustre blanc est intercalé entre deux coulées de basalte. Sa surface se situe à la cote mesurée 99,99 m. Au pied de ce calcaire s'emboîtent des sables fauves à ripple-marks, puis des sables et des graviers gris-clair (1 m), enfin des hyaloclastites remaniées en un sédiment très meuble, subactuel. Son âge, mesuré sur coquilles de *Melanoïdes*, est de $7\,060 \pm 160$ ans BP (MFT 410, annexe 5, tableau).

Point K KH 281 827 (fig. 36, 37, 39, 40)

Au point K (KH 281 827), des sables fauves à ripple-marks coiffent une coupe de 7 m d'épaisseur (fig. 39). Cette coupe montre, après une base argileuse, une alternance de niveaux détritiques plus ou moins grossiers et de niveaux lacustres au nombre de 8, très riches en coquilles de *Melanoïdes* emballées dans une gangue de calcaire silteux. Deux niveaux de coquilles ont été datés au ^{14}C . L'un d'eux, situé au tiers supérieur de la coupe, a fourni un âge de $8\,460 \pm 180$ ans BP (A 453, annexe 5, tableau). Vers le sommet, l'avant-dernier niveau coquillier est daté de $6\,280 \pm 180$ ans BP (A 454, annexe 5, tableau). Les fréquentes variations de faciès observées dans cette coupe traduisent le caractère instable de la sédimentation dans ce secteur entre 9 500 et 6 300 ans BP environ.

Point L (fig. 36, 37, 40)

Sur le basalte $\beta_{6,11}$, on observe un cordon littoral à galets roulés et aplatis, contenant de rares coquilles marines allochtones et quelques industries lithiques.

A 50 m vers l'ouest, un encroûtement calcaire à coquilles lacustres s'intercale entre le basalte et le cordon littoral, qui passe progressivement au sable fauve à ripple-marks. L'encroûtement calcaire, probablement d'origine algale, a été daté de $6\,360 \pm 185$ ans BP (MW 235 annexe 5, tableau - J.C. FONTES com. pers.)

Point M (fig. 36)

Plus au sud, les sédiments lacustres littoraux sont représentés par des sables ocres grésifiés, avec passées de petits galets. Ces sables de plage contiennent des coquilles de *Melanoïdes* souvent brisées (sous l'action des vagues) et de rares coquilles d'huîtres (restes de cuisine). L'altitude de l'ancien rivage est actuellement de 127 m.

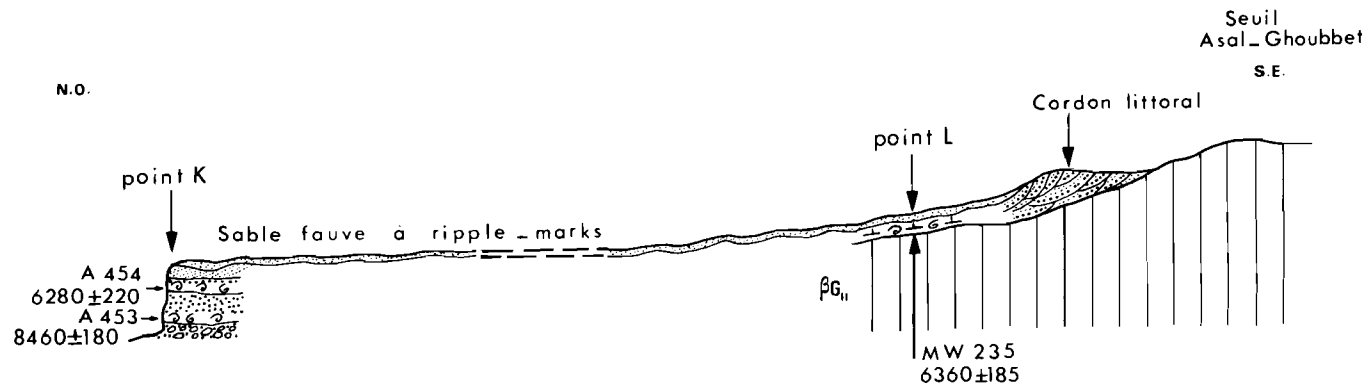
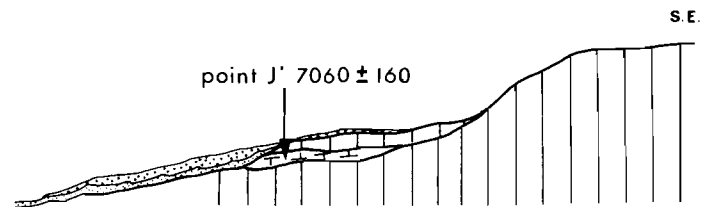


Fig. 40 : Profil schématique KL (secteur du seuil Asal-Ghoubbet, fig. 36, 37).

Fig. 41 : Coupe dans les calcaires lacustres sous-basaltiques. Seuil Asal-Ghoubbet (point J', fig. 36 et 37).



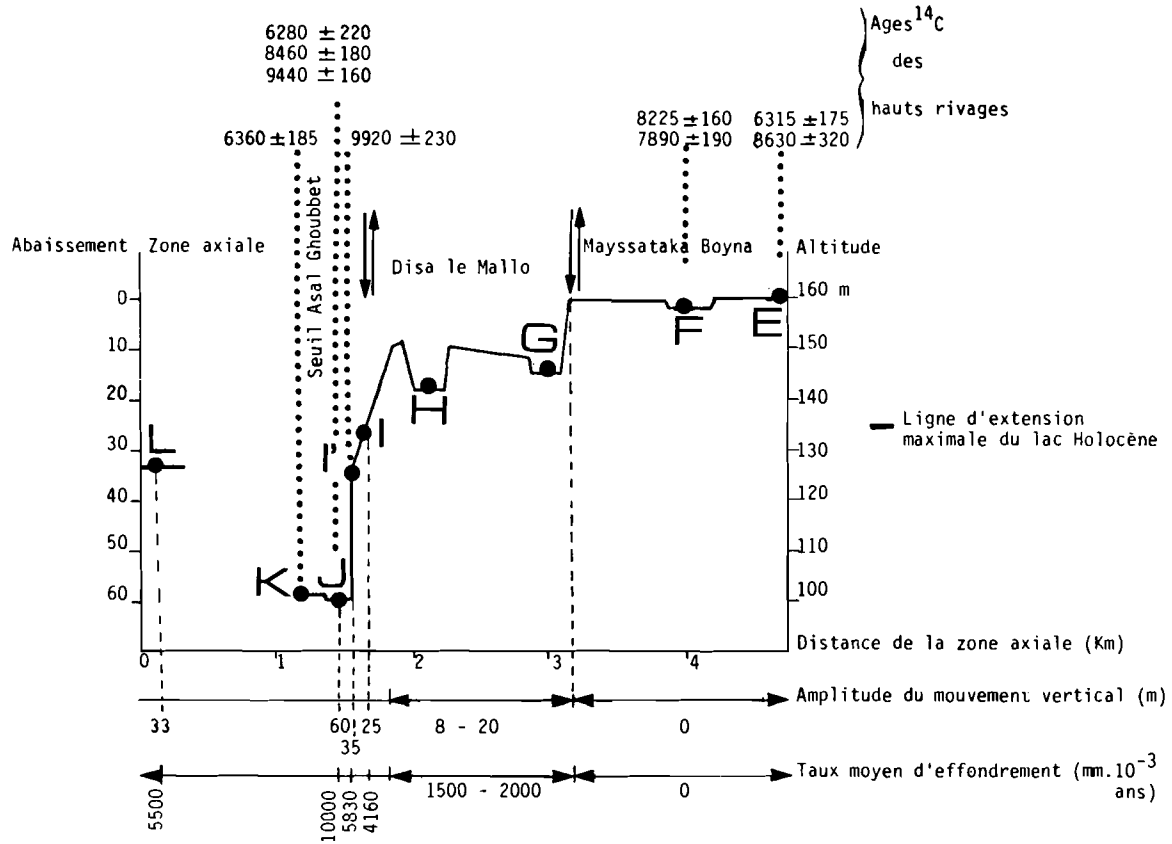


Fig. 42 : Déformations verticales de la ligne d'extension maximale du lac holocène, postérieurement à 6200 ans BP, projetées sur une ligne XY perpendiculaire à l'axe du rift (figure 36) (d'après GASSE et FOURNIER, 1983).

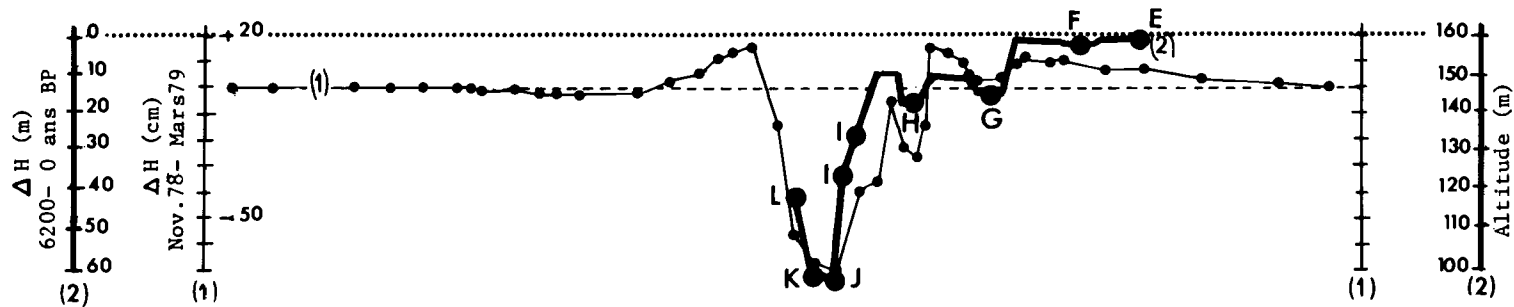


Fig. 43 : Comparaison des courbes de déformations verticales de la ligne d'extension maximale du lac holocène depuis 6200 ans BP (traits gras, 2) et des déformations du rift d'Asal mesurées entre nov. 1978 et mars 1979 (traits fins, 1) (d'après KASSER et al., 1980), et projetées sur la ligne XY (fig. 36) (d'après GASSE et FOURNIER, 1983).

6.4. - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LES COUPES D'ASAL

Les coupes étudiées permettent de préciser la stratigraphie préalablement connue pour les sédiments lacustres d'Asal.

- 10 000-8 400 ans BP environ : haut niveau lacustre. Le lac a au moins atteint la cote de 150 m ;
- entre 8 400 et 7 900 ans BP : régression passagère et de faible amplitude ;
- vers 7 900 ans BP : haut niveau lacustre (160 m) ;
- entre 7 900 et 6 700 ans BP environ : régression passagère et de faible amplitude ;
- 7 000-6 200 ans BP : haut niveau lacustre (160 m) ;
- postérieurement à 6 200 ans BP : régression majeure du lac. Les zones du bassin représentées sur la feuille de Tadjoura sont définitivement exondées.

6.5. — LES DÉFORMATIONS TECTONIQUES DE LA LIGNE DE HAUT RIVAGE

Les coupes décrites dans le paragraphe 6.3. correspondent à des faciès tout à fait littoraux, et aux affleurements les plus marginaux par rapport à la topographie actuelle. Ces points, considérés comme les témoins de l'extension maximale du lac, ont été reliés entre eux à partir des photographies aériennes. Leur cote a été mesurée à partir des bornes géodésiques implantées par l'Institut Géographique National en 1972-1973, et d'altitudes remesurées par KASSER et al. (1980). La fig. 42 illustre les variations d'altitude de ces points, projetées selon une ligne XY perpendiculaire à l'axe du rift. (fig. 36).

Dans la mesure du possible, des datations ^{14}C ont été effectuées sur des coquilles prélevées aux mêmes points. Aux marges d'erreurs analytiques près, les âges obtenus coïncident avec les stades d'extension maximale mis en évidence dans les secteurs stables du bassin (au point D par exemple). Ces âges sont reportés sur la fig. 42. Les âges varient de $9\,920 \pm 230$ ans BP à $6\,280 \pm 220$ ans BP, et les altitudes correspondantes de 160 m à 98,4 m. Les sédiments littoraux datés de 6 400 à 6 200 ans BP ont une cote de 160 m au nord, et de 99 m au niveau du seuil séparant le bassin d'Asal du golfe de Ghoubbet. Entre les points E et K (fig. 42), l'amplitude des mouvements verticaux a donc été de 61 m depuis environ 6 200 ans BP ; le taux moyen d'abaissement est de l'ordre de $10\,000 \text{ mm } 10^{-3}\text{a}$.

Il n'est pas possible pour l'instant de préciser l'amplitude des déformations verticales contemporaines du lac holocène. On peut toutefois penser que, aux points non datés, la ligne de rivage visible correspond au dernier stade d'extension maximale qui se maintient jusqu'à 6 200 ans BP. Les valeurs de taux moyen de l'affaissement (fig. 42) sont basées sur cette hypothèse.

La fig. 43 représente les mouvements verticaux enregistrés après la crise sismovolcanique de novembre 1978 entre novembre 1978 et mars 1979. La comparaison des fig. 42 et 43 montre que l'axe d'effondrement maximal ne s'est pas déplacé entre environ 6 200 ans BP et l'Actuel.

7. — Les dépôts marins d'âge Holocène

7.1. — LES SÉDIMENTS DU GHOUBBET-AL-KHARAB

Des données sont fournies par les travaux Orgon IV (CPEM-CNEXO, 1981). Le fond du Golfe est tapissé de 30 à 40 m de dépôts. Des carottes ont été effectuées

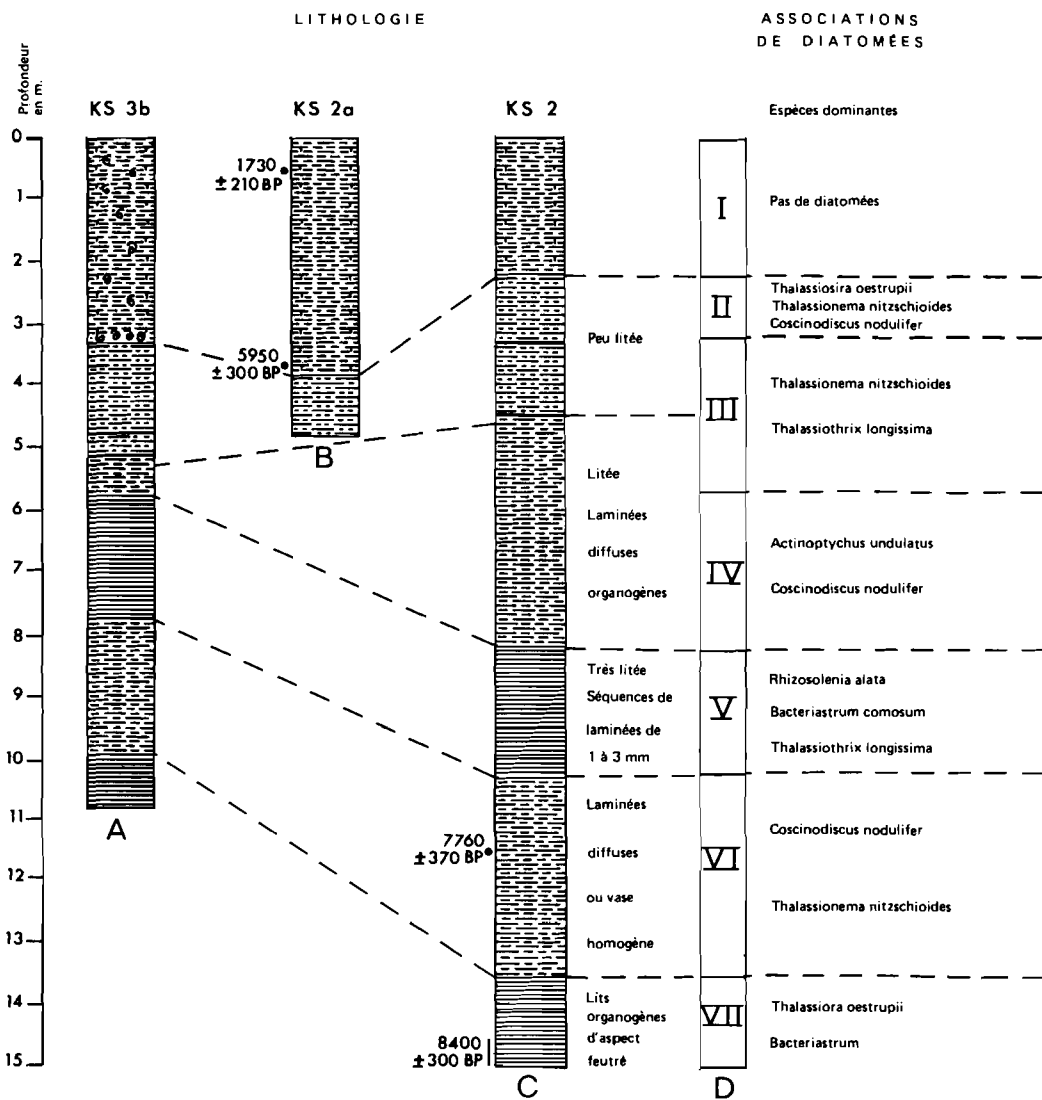


Fig. 44 : Profils stratigraphiques simplifiés des carottes marines du Ghoubet (CPEM-CNEXO, 1981).

dans les sédiments holocènes. La fig. 44 résume quelques résultats déduits de leur analyse sédimentologique et micropaléontologique.

Les carottes KL 2 a et KS 2 ont été prélevées au point 11°36'60N - 42°39'00E sous 200 m d'eau. La carotte KS 3 b provient du point 11°31'00N - 42°35'80E (profondeur d'eau : 168 m).

La chronologie présentée ici diffère de celle établie par MOYES et al. (1981) qui était basée sur les faunes de foraminifères. Récemment, deux datations radiométriques sur la carotte KS 2 ont conduit à réviser la stratigraphie : l'ensemble des sédiments carottés est d'âge Holocène et non Pléistocène et Holocène (MOYES, com. pers.).

On retrouve, dans les trois carottes, deux types de sédimentation.

1 - une sédimentation organogène rythmique

Une diatomite, parfois très finement litée, se dépose entre 8 400 et 6 000 ans BP environ. La vitesse moyenne de sédimentation est très élevée (de l'ordre de 0,5 mm/an). La teneur en carbonates, faible, est entre 0 et 10 %. Le sédiment est essentiellement constitué de frustules de diatomées (stades VII et V, fig. 44), associé à 10 à 30 % d'argile pendant les stades VI, IV à II. Sept associations de diatomées (stades I à VII) se succèdent dans la carotte KS 2 (fig. 44 D) (GASSE et RICARD, 1981) ; les passages de l'une à l'autre coïncident avec les changements de faciès. Les stades VII, V et III reflètent un milieu de type océanique ouvert, alors que les flores des stades VI, IV et II sont celles d'un domaine néritique soumis aux influences littorales.

2 - une sédimentation terrigène

A partir de 6 000 ans BP environ, une vase silto-argileuse carbonatée se dépose. Elle est principalement constituée de matériaux détritiques d'origine continentale.

3 - l'originalité de la sédimentation

Entre environ 8 000 et 6 000 ans BP, la richesse des sédiments en diatomées et la vitesse de sédimentation représentent un phénomène exceptionnel en milieu marin. L'accumulation des frustules de diatomées implique des conditions stationnelles particulièrement favorables à la vie de ces organismes et à leur conservation dans des sédiments. L'importance, dans ce secteur, des cônes de hyaloclastites exondés et sous marins peut être responsable de la richesse en silice des eaux.

La sédimentation diatomitique est synchrone des épisodes de hauts niveaux lacustres en Afar, en particulier au lac Asal. Entre 8 400 et 6 000 ans BP, les apports terrigènes sont négligeables ou faibles dans le Ghoubbet, peut-être en raison d'un couvert végétal dense et/ou d'un régime régulier des précipitations et des cours d'eau.

La dégradation climatique entraînant la régression du lac Asal à partir de 6 000 ans BP paraît également enregistrée en mer. L'érosion (par ruissellement diffus, les cours d'eau ou le vent) est alors considérablement accrue et la sédimentation marine devient principalement détritique.

7.2. — m³ : LES RIVAGES MARINS HOLOCÈNES

Des dépôts marins (calcaires récifaux, plages) s'observent en de nombreux points autour du golfe, en particulier autour du Ghoubbet-al-Kharâb.

— Les calcaires récifaux

Coupe de Khor Raysali KJ 674 036 (fig. 29)

Au pied de la falaise découpée dans les calcaires récifaux m², les dépôts m³, emboîtés dans m², forment un trottoir visible entre Cheik Mohamed et le cap de Sida, et s'étendant à la cote + 4 m. Il s'agit d'une accumulation de galets de rhyolites et de madrépores entre lesquels sont fixés des coraux en position de vie. Deux âges U/Th (6 900 ± 400 ans BP et 7 300 ± 400 ans BP) ont été obtenus sur corail (MFT 105 A, MFT 105 B annexe 4, tableau).

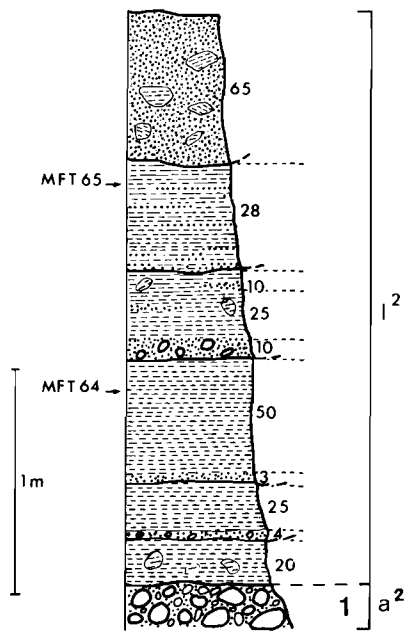


Fig. 45 : Coupe de Galeêta

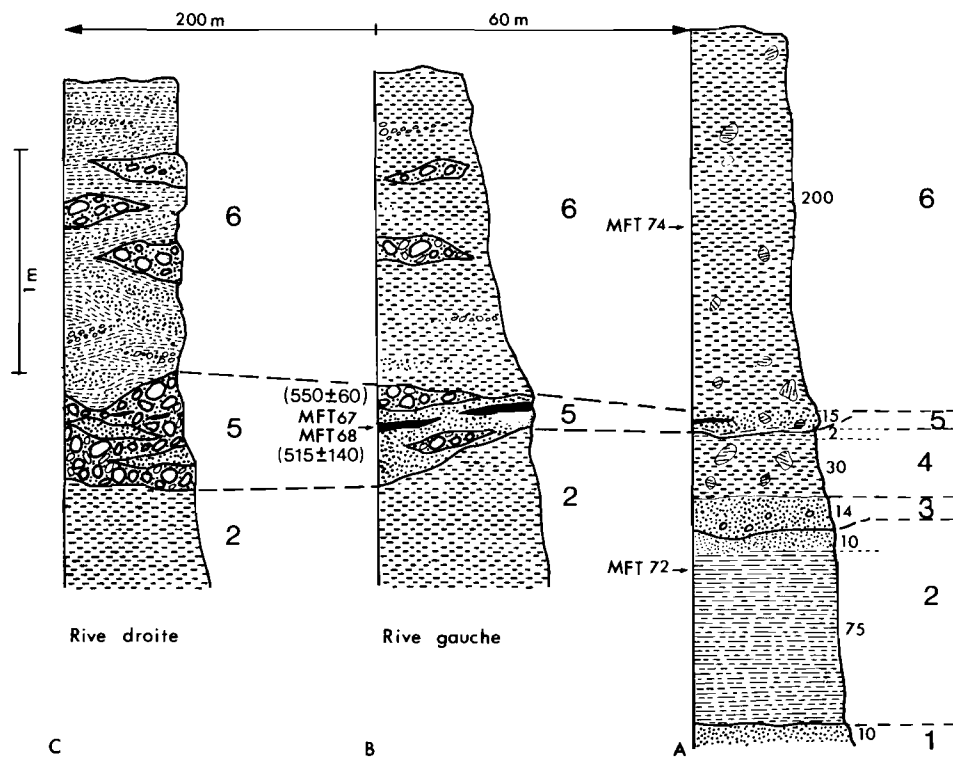


Fig. 46 : Coupe de Kalaf

Coupe de Sagallou-est KH 528 908

Un cordon littoral subactuel est établi sur un ancien platier. Les madrépores, roulés ou en place, sont très nombreux. Un essai de datation U/Th a été tenté sur un corail en place et indique un âge « récent » (MFT 107 A, annexe 4, tableau). Ce platier, situé à + 3 m au-dessus du niveau marin actuel, témoigne donc d'un soulèvement subactuel de la côte dans ce secteur.

— *Les plages et les cordons littoraux*

Rive droite de l'oued Eellam KH 505 894

Quatre cordons littoraux, situés respectivement à + 4, + 3, + 2 et + 1 m, sont visibles. Ils traduisent un soulèvement du rivage. Le plus haut contient des coquilles de mollusques. La teneur en Thorium nulle d'une coquille d'huître (MFT 107 annexe 4, tableau) indique que ce cordon est subactuel. La côte paraît donc s'être soulevée très récemment d'environ 3 m dans ce secteur.

Secteur de la Baie de l'Étoile KH 418 801

Au fond de la Baie de l'Étoile, à + 3 m, un grès induré forme un petit talus d'environ 50 cm de hauteur, à mi-pente de la plage actuelle. Ce grès contient de nombreux restes d'organismes marins (coquilles, pinces de crabes, plaques d'oursins, etc...). Un coquille d'*Arca* a été datée de $2\ 630 \pm 260$ ans BP (MFT 188 a, annexe 5, tableau), ce qui confirme l'âge de $2\ 890 \pm 160$ ans BP, préalablement obtenu par J. Ch. FONTES (com. pers.) pour ce même dépôt (JCF 76/18 annexe 5, tableau).

Sur le flanc est de la baie de l'Étoile (KH 418 801), un banc d'huîtres est fixé à la paroi verticale d'une falaise basaltique, au niveau + 1 - + 2 m. L'âge ^{14}C d'une coquille d'huître est de 480 ± 80 ans BP (MFT 188 b, annexe 5, tableau).

Sur le flanc ouest de la baie, J. Ch. FONTES (com. pers.) a obtenu un âge de $2\ 165 \pm 135$ ans BP (JCF 76/17, annexe 5, tableau) pour un échantillon de plage à l'altitude + 5 - + 6 m.

Au fond du Ghoubbet

Face à l'île de Ginni Kôma, une ancienne plage, à + 3 m, est matérialisée par un grès à coquilles (KH 300 763). Une coquille d'*Arca* a fourni un âge ^{14}C de $2\ 010 \pm 120$ ans BP (JCF T 1, annexe 5, tableau) (FONTES, 1979).

Ces observations conduisent à donner un âge Holocène supérieur aux nombreux témoins de plage observés le long de la côte nord du Golfe (grès consolidés aux points KH 444 786 et KH 471 765, replat avec quelques madrépores au point KH 530 910 par exemple).

8. — μ^2 : les limons et argiles roses d'âge Holocène supérieur

Entre eïkkyta et Kalaf, des limons roses, de quelques mètres d'épaisseur, s'étendent sur une bande d'environ 1 km de large. Vers l'amont, ils s'emboîtent dans les dépôts fluviatiles rattachés à l'unité a^2 . Vers la mer, ils sont recouverts par des dunes (d) entre Kalaf et Ambabbo.

La coupe de Galeêla (KJ 643 034 fig. 45) est une accumulation de limons sableux roses (5YR 3/3 - 5YR 3/4) contenant des galets mous de limons ou d'argiles. Le matériel est une smectite associée à de la calcite (MFT 64-65 annexe 6, tableau). Ces limons sont interrompus par cinq niveaux de sables, graviers et petits galets (quartz et rhyolites principalement) en ravinement.

Des faciès semblables s'observent à Kalaf. La coupe 46 A (KJ 002 598 fig. 46 A) se situe à environ 250 m du cours actuel de l'oued. Le sable de base passe latérale-

ment à un conglomérat a^2 . Viennent ensuite plusieurs mètres d'argiles silteuses et de limons roses (couleur 5YR 3/3 pour l'unité 2, 5YR/6,3 pour les unités 4 et 6) contenant de nombreux galets mous (silts ou argiles). Ces dépôts détritiques sont essentiellement constitués de smectite et sont totalement dépourvus de calcite (MFT 72 annexe 6, tableau). Plusieurs niveaux de sable s'intercalent dans ces dépôts fins. Les niveaux 3 et 5 sont en ravinement. Le sable, gris-brun (MFT 73 : 7,5 YR 5/4) est très riche en quartz. Ces sédiments sont principalement issus de l'altération de rhyolites.

Vers l'ouest, le niveau 5 s'épaissit et s'enrichit en éléments détritiques grossiers (poches de galets). Dans la coupe 46 B, il contient d'abondants vestiges d'habitat humain : lits de coquilles marines perforées pour la consommation, os et dents de chèvres souvent calcinés, fragments de poterie et de verres, anciens foyers avec charbon de bois. Les coquilles de gastéropodes marins ont fourni un âge ^{14}C de 515 ± 140 ans BP (MFT 68, annexe 5, tableau) qui, corrigé, est en accord avec celui du charbon de bois (250 ± 60 ans BP, MFT 67, annexe 5, tableau). La coupe 46 C représente une terrasse entaillée par le cours actuel de l'oued ; les niveaux 5 et 6 sont typiquement fluviaux et doivent être rattachés à l'unité a^3 - a^4 .

Les limons et argiles roses l^2 sont d'origine fluviale, et paraissent s'être rapidement mis en place dans les zones inondées, à l'écart du cours principal des oueds, divaguant à l'occasion de grandes crues. C'est un faciès de décantation sur des plaines d'inondation.

9. — a^3 - a^4 : les alluvions fluviales récentes

Il s'agit des dépôts fluviaux grossiers situés le long des lits d'écoulement actuels et recoupés par eux. Dans la plupart des vallées fluviales, ces dépôts forment des petites terrasses, perchées à un ou quelques mètres au-dessus du cours actuel. Le sommet de ces terrasses, souvent recouvert de végétation, ne paraît plus atteint par les crues actuelles, même exceptionnelles. Ces terrasses peuvent être très récentes (quelques dizaines ou quelques centaines d'années, comme celle de Kalaf, par exemple - voir 8. p. 79).

A cette unité, se rattachent également les énormes cônes de déjection s'étendant au débouché des oueds Darriyou, Easalayi et entre Dat Houdoum et Walwallé ; ces cônes sont aujourd'hui fossilisés, en raison d'une tectonique récente ; l'ancien niveau de base (0 marin) est actuellement à quelques mètres au-dessus du niveau marin actuel. Les plages soulevées à + 3-4 m, visibles dans ces mêmes secteurs, sont sans doute liées aux mêmes mouvements tectoniques. Les cours d'eau actuels entaillent ces conglomérats et forment, vers l'aval, de nouveaux cônes s'emboîtant dans les cônes de déjection a^4 . Cette évolution récente permet de mieux comprendre la mise en place des conglomérats Pa et Qa, et l'emboîtement des surfaces topographiques anciennes aux environs de Tadjoura.

10. — a^5 : les alluvions fluviales actuelles

Elles sont constituées de matériaux issus des reliefs voisins. Au nord du Golfe, elles sont riches en éléments rhyolitiques, sur la moitié NE de la feuille. Les basaltes du Dalha sont la source essentielle des dépôts fluviaux dans la moitié NO. La plupart des oueds, à pente très forte, sont capables de transporter de gros galets jusqu'à

la mer. Dans quelques secteurs (entre Hoboy Harak et Kalaf), les zones plates séparées de la mer par des dunes constituent des plaines d'inondation où se déposent, par décantation, à chaque crue, des matériaux fins (limons et argiles).

11. — d : les dunes d'âge Holocène supérieur à Actuel

D'Hoboy Harak à Kalaf, des dunes littorales de 3 à 5 m de hauteur forment un cordon parallèle à la côte. Elles sont constituées d'un sable limoneux gris, consolidé à la base, à stratification finement entrecroisée. Elles sont fixées par la végétation sur le versant nord, et restent vives sur le versant sud tourné vers la mer. Leur origine est très récente puisqu'elles reposent sur les limons l² datés, à Kalaf, de 250 ans BP.

LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

1. — Introduction

Les données géophysiques relatives à la feuille de Tadjoura sont issues de travaux effectués à l'échelle régionale et doivent être replacées dans le contexte géodynamique général de l'Afar.

La plupart de ces travaux géophysiques ont été réalisés depuis les années 1970, dans le cadre d'actions du CNRS (RCP 180 et RCP 341) ou de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (Observatoire sismologique d'Arta). Depuis 1978, ces travaux sont menés en collaboration avec l'ISERST djiboutien.

Des profils sismiques ont été effectués en 1971 sur une grande partie du territoire djiboutien permettant une évaluation de la structure profonde de la croûte et du manteau supérieur.

Un observatoire sismologique fonctionne depuis 1974 de manière permanente permettant une étude précise de la sismicité. De nombreux profils bathymétriques ont été réalisés depuis 1973 dans le golfe de Tadjoura afin d'étudier la tectonique de cette région, notamment en relation avec sa sismicité.

Le levé aéromagnétique de la République de Djibouti réalisé en 1977, a permis de dresser des cartes d'anomalies et de confirmer l'existence d'une frontière de plaque en expansion dans le golfe de Tadjoura.

Des réseaux géodésiques et de nivellement ont été implantés en 1973, au travers du rift d'Asal-Ghoubbet dans le cadre d'un projet de la RCP 180 du CNRS, mené par le Laboratoire de sismologie de l'Institut de Physique du Globe de Paris et par l'Institut Géographique National. L'objectif de ces réseaux était d'étudier les mécanismes de l'expansion de ce rift émergé d'affinité océanique. Ces réseaux ont été réitérés et renforcés depuis et notamment après la crise sismo-volcanique de l'Ardoukôba en 1978, qui a permis d'étudier les déformations associées à cet épisode de « rifting » et d'en expliciter le mécanisme.

Enfin des données gravimétriques sont également disponibles. Une carte des anomalies de Bouger (MAKRIS et al., 1975) concerne la totalité du territoire djiboutien. Un levé gravimétrique de la région d'Asal-Ghoubbet a été réalisé en 1973 et 1974 par J. N. DELATTRE mais non publié. Des travaux de détails ont été menés par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières sur les feuilles d'Asal et de Tadjoura pour la prospection des ressources géothermiques.

La plupart des données disponibles ont été publiées dans plusieurs ouvrages résultant de symposiums spécialisés : « N° spécial AFAR de la *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* » (1973) ; « Afar Depression of Ethiopia. C.R. du Symposium International de Bad Bergzabern », (Pilger et Rösler, 1975) ; « Colloque Rift d'Asal - N° spécial *Bull. Soc. Géol. de France* » (1980).

L'interprétation dans une perspective géodynamique des différentes données géologiques et géophysiques obtenues dans la région de Djibouti a permis de montrer que la jonction entre les structures océaniques du golfe d'Aden et leurs équivalents émergés de l'Afar, s'effectuait par le golfe de Tadjoura et le Ghoubbet-al-Kharâb jusqu'au rift d'Asal (fig. 47).

La frontière entre les deux plaques est constituée dans la partie orientale du golfe de Tadjoura par une suite de fossés profonds, larges d'une dizaine de kilomètres, et bordés par des panneaux en gradins se faisant face limités par des failles normales d'orientation sensiblement est-ouest. Des zones transformantes d'orientation N 20 à N 45, décalent ces fosses profondes dont de nombreux indices indiquent qu'elles sont des zones d'accrétion, c'est-à-dire des zones de création de croûte océanique nouvelle à partir des magmas basaltiques issus du manteau.

2. — Structure profonde

La connaissance de la structure profonde de la région résulte principalement des profils sismiques réalisés en 1971 autour du golfe de Tadjoura et sur une grande partie de la République de Djibouti. Huit profils principaux avaient été réalisés dont deux de chaque côté du golfe de Tadjoura recourent la feuille de Tadjoura. Les résultats de leur interprétation (LÉPINE et al., 1972 ; RUEGG, 1975) indiquent une distribution des vitesses sismiques avec la profondeur assez analogue à celle que l'on trouve le long de la zone axiale du golfe d'Aden et des dorsales océaniques du type dorsale médio-atlantique ; une très grande parenté avec celle de l'Islande est aussi remarquée.

La croûte superficielle est composée de couches relativement hétérogènes dont l'épaisseur totale ne dépasse pas 3 à 4 km. Elles sont caractérisées par des vitesses des ondes de compression (ondes P) allant de 4,4 à 4,6 km/s ; leur composition pourrait être assez semblable à celle des unités géologiques visibles en surface : empilement des coulées basaltiques (ou rhyolitiques) et de sédiments pyroclastiques et d'évaporites.

La croûte inférieure dont la base selon les régions atteint des profondeurs de 6 à 10 km, est caractérisée par des vitesses de 6 à 6,5 km/s. Bien que sa composition ne soit pas connue, cette couche pourrait correspondre à des cumulats à plagioclases correspondant à la différenciation des magmas basaltiques (GADALIA, 1980).

La zone crustale qui vient d'être décrite est séparée du milieu inférieur par une discontinuité de vitesse ; elle recouvre une zone dont la vitesse au sommet est de 6,8 à 7,0 km/s et dont la vitesse croît ensuite continuellement avec la profondeur jusqu'à 7,4 km/s vers 25 km de profondeur. Ce milieu a été interprété par RUEGG (1975) comme appartenant au manteau, alors que BERKHEMER et al., (1975), interprétaient sur la marge ouest de l'Afar des vitesses comparables comme correspondant à de la croûte continentale étirée. Cependant, la continuité des structures étudiées ici avec celles du golfe d'Aden, l'absence de discontinuité de Mohorovicic (marquée habituellement par des réfractions et réflexions sur un milieu de vitesse supérieure à 8 km/s) jusqu'à des profondeurs de 35 km et l'analogie de structure avec celles d'autres dorsales plaident plutôt en faveur de l'existence d'un manteau anormal s'étendant largement à faible profondeur de part et d'autre de la dorsale sous toute la région. Ces vitesses anormales de manteau peuvent être attribuées à des phénomènes de fusion partielle (taux inférieur à 10 %) dans un milieu de composition pyrolitique ou péricrotitique. Ceci expliquerait les fortes valeurs du coefficient de Poisson trouvées dans cette couche (RUEGG, 1975 ; VINCENT et RUEGG, 1977) ainsi que les phénomènes d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques (PONTOISE et al., 1976).

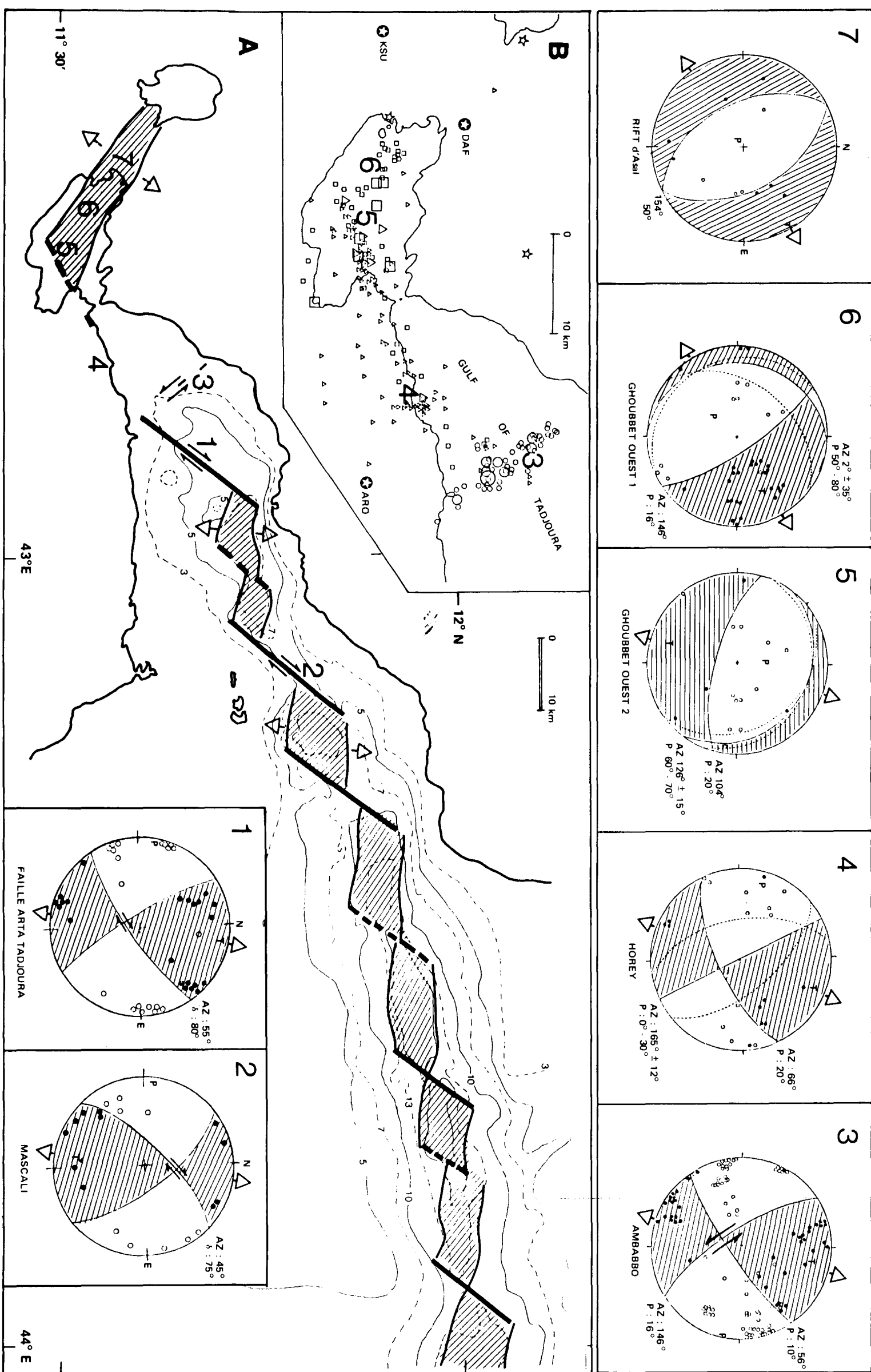


Fig. 47 : Schéma géodynamique de la dorsale de Tadjoura. La frontière de plaques actuelle est indiquée par des zones hachurées représentant les zones (ou axes) d'ouverture ou d'accrétion, et par des traits épais représentant les zones de « failles transformantes » qui relient le mouvement d'une zone à l'autre. Les chiffres correspondent aux mécanismes focaux des séismes qui sont représentés en encart dans la figure et qui indiquent le sens et la nature du mouvement.

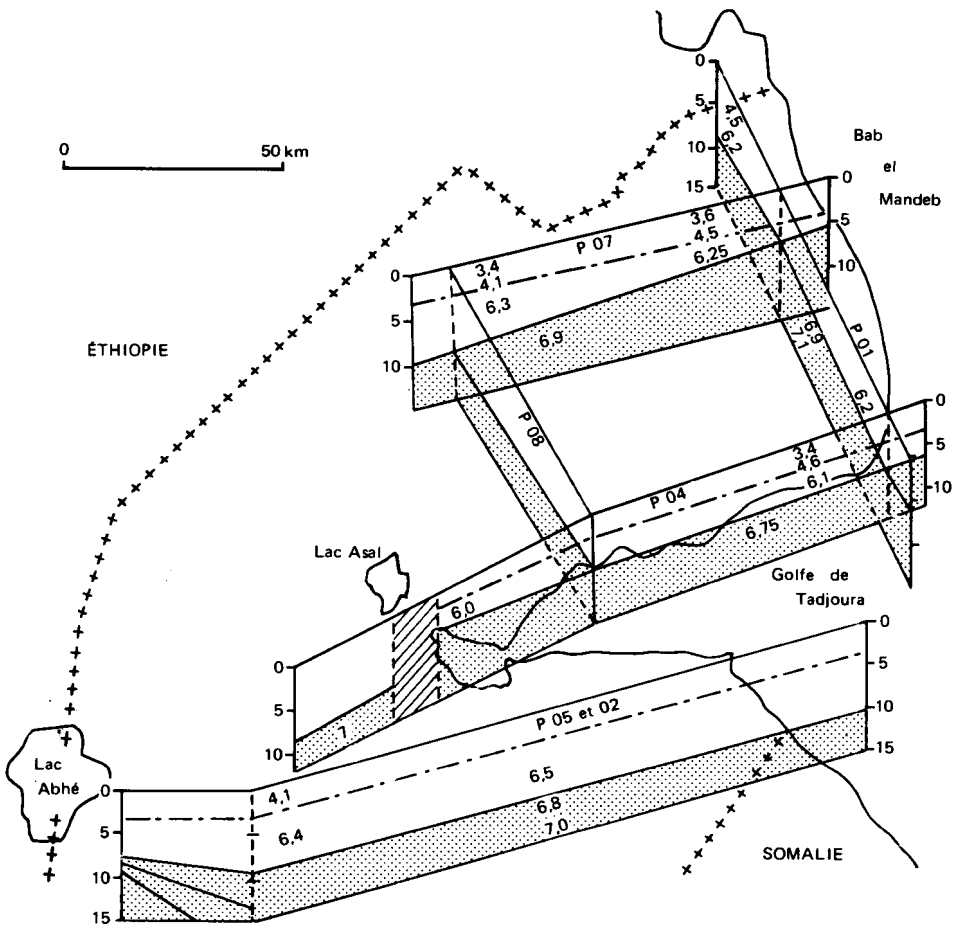


Fig. 48 : Carte schématique de la répartition en profondeur des vitesses sismiques sur les principaux profils sismiques réalisés en 1971.

Les principaux résultats sont indiqués sur les fig. 48 et 49. Ces figures font ressortir une différence de structure entre le sud et le nord du golfe de Tadjoura. Dans le sud (région de Djibouti-Arta), l'épaisseur de la croûte atteint 10 km et sa vitesse est de l'ordre de 6,5 km/s. Au nord (région d'Obock-Tadjoura), la croûte est mince (6 km au total) et composée de plusieurs couches dont le milieu inférieur a des vitesses comprises entre 6,1 et 6,3 km/s ; le manteau anormal a une vitesse de 6,7 à 6,9 km/s. Cette dissymétrie peut en partie être expliquée par le fait que dans la partie nord les profils réalisés sont plus proches de la dorsale.

3. — Sismicité

La République de Djibouti est affectée par une sismicité permanente relativement importante qui est liée à l'activité tectonique de la dorsale de Tadjoura. Les premières évaluations de la sismicité régionale étaient basées sur les données du réseau sismologique mondial (ROTHÉ, 1954 ; SYKES et LANDISMAN, 1964 ; FAIRHEAD et GIRDLER, 1970). De ce fait, elles ne concernaient que les séismes les plus forts (magnitude $M > 5$), et la précision des localisations restait assez médiocre (20 à 50 km) en raison de l'absence de stations sismologiques dans une large zone (2 000 km) entourant cette région. Une chronologie complète des séismes ressentis ($M > 5$) qui se sont produits dans la région depuis la fin du XIX^e siècle est donnée par GOUIN (1979).

A partir de 1972, trois stations ont été mises en place autour du golfe de Tadjoura et ont permis d'étudier l'importante crise sismique de 1973 sur la faille de Maskali, (LÉPINE et RUEGG, 1973). Un observatoire permanent (l'Observatoire Géophysique d'Arta) fonctionne de façon permanente depuis 1974, dans le cadre d'une convention entre l'ISERST djiboutien et l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique français. Le réseau comporte maintenant 10 stations réparties autour du golfe de Tadjoura et du rift d'Asal. La précision de la localisation est comprise entre 0,2 et 1 km à l'intérieur du réseau et un peu moins bonne au dehors.

La répartition géographique de la sismicité est montrée sur la figure 50 pour la période 1974-1980. La plupart des séismes déterminés sont groupés dans une bande d'une dizaine de kilomètres de large, le long des différentes fosses du golfe de Tadjoura et du rift d'Asal et des failles transformantes qui les décalent ; seuls sont représentés les séismes de magnitude $M > 2$. L'activité microsismique est importante et un niveau moyen de 5 à 20 séismes par jour, marque l'activité tectonique permanente de cette dorsale (RUEGG et al., 1980). Des essais de séismes ou des crises sismiques comprenant un ou plusieurs séismes majeurs ($M > 4$) suivis de plusieurs centaines ou milliers de répliques, se produisent de manière plus épisodique. Ces crises correspondent au relâchement brusque des contraintes accumulées le long de la frontière de plaque par la dérive lente de la plaque arabe par rapport à l'Afrique. De telles crises se sont produites en avril 1973, novembre et décembre 1978, octobre 1979 et avril 1980.

La feuille de Tadjoura présente du point de vue de la sismicité différents aspects remarquables qu'il est possible de corrélérer avec les structures qui révèlent les données bathymétriques :

- dans la partie est de la feuille, la fosse de Tadjoura présente une microsismicité importante, liée probablement aux failles qui la bordent notamment au sud mais peut-être aussi à l'activité volcanique.

Cette région fut le lieu de la très forte crise sismique de mars et avril 1973 ; deux séismes de magnitude 5,5 se sont produits dans cette région et furent accompagnés d'un nombre considérable de répliques (LÉPINE et RUEGG, 1973 ; RUEGG et LÉPINE, 1983) ;

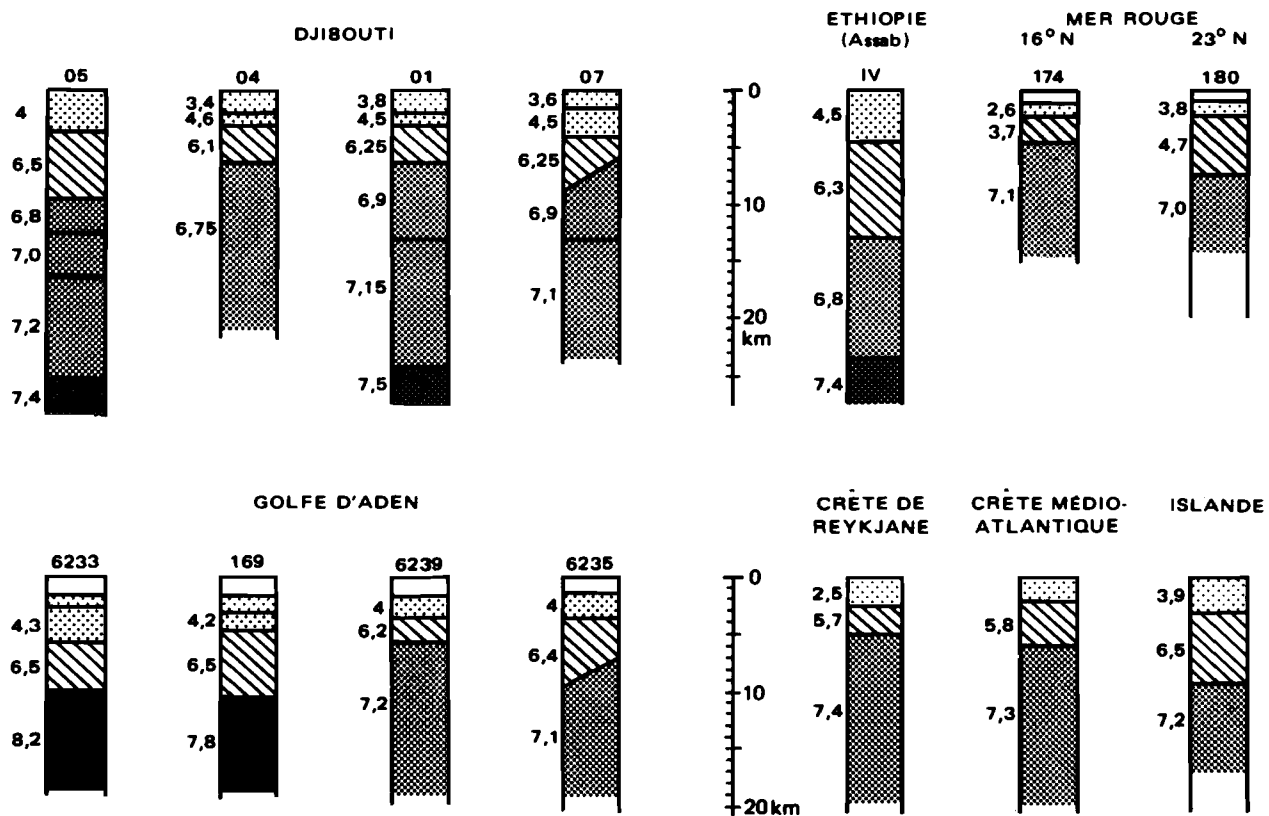


Fig. 49 : Comparaison des lois de vitesse en fonction de la profondeur pour les profils réalisés à Djibouti et pour d'autres régions de dorsales (golfe d'Aden, Mer Rouge, Islande, ride médio-océanique).

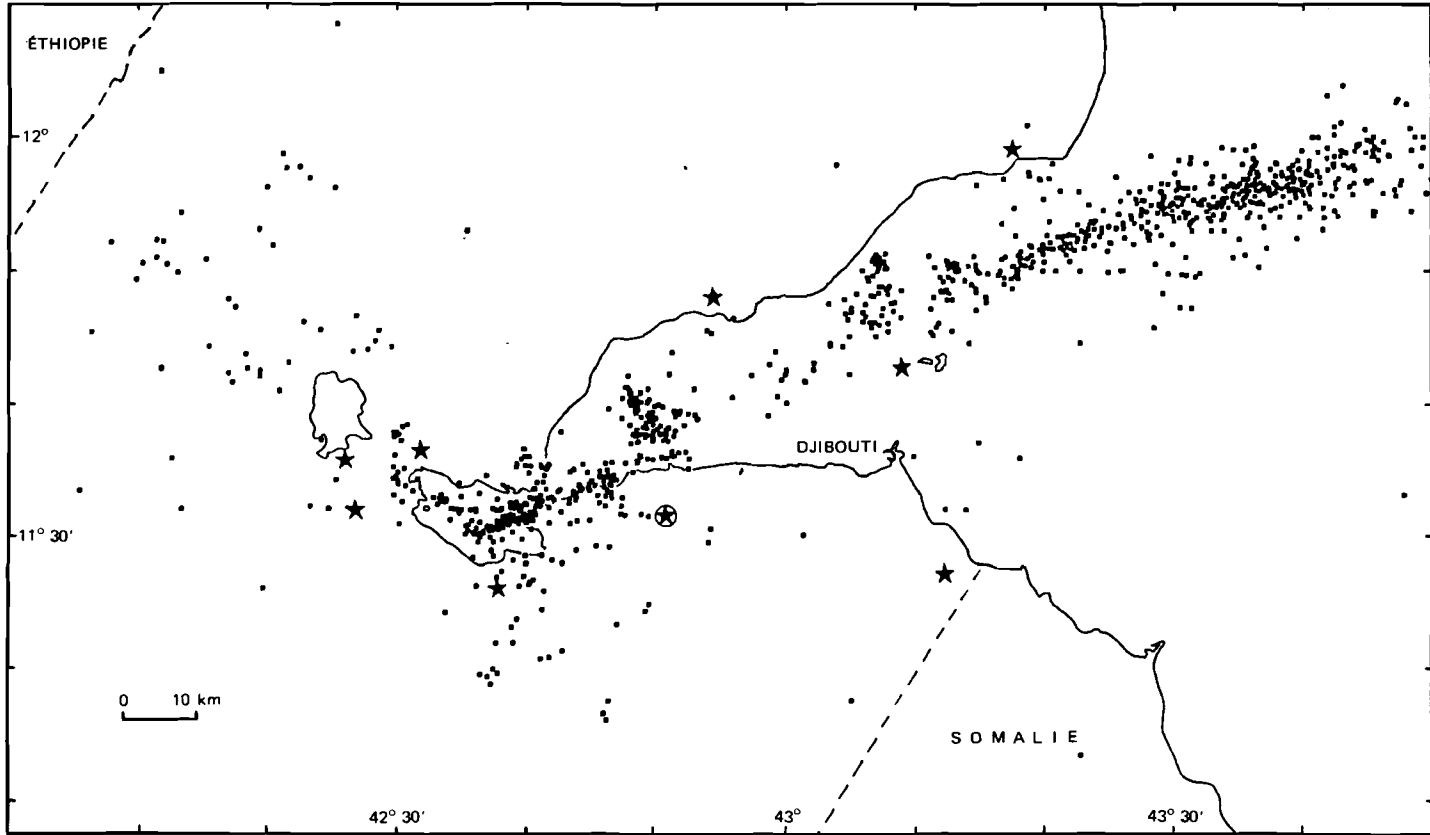


Fig. 50 : Carte générale de la sismicité du golfe de Tadjoura et des régions avoisinantes entre 1974 et 1980. Les séismes représentés sont ceux dépassant la magnitude 2. Les stations sismologiques sont représentées par une étoile. L'observatoire sismologique d'Arta est une étoile encerclée.

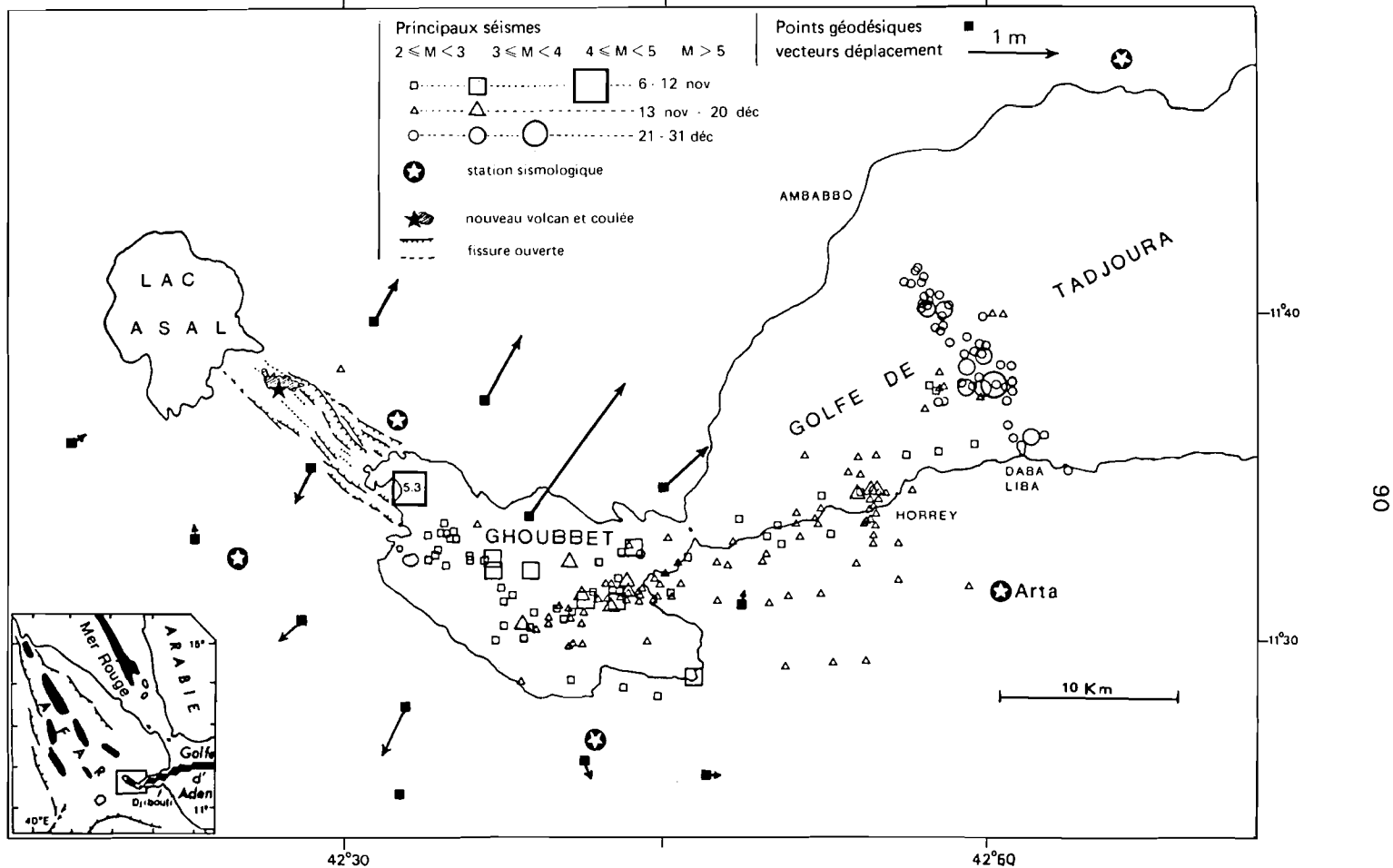


Fig. 51 : Activité sismique liée à la crise sismo-volcanique de l'Ardoukôba en novembre et décembre 1978. Sur cette figure sont indiqués le séisme principal ($M = 5,3$) et les principales répliques avec un signe distinctif selon la période à laquelle ils se sont produits. Le volcan Ardoukôba est indiqué par une étoile. L'emplacement des failles et des fissures liées à la crise est indiqué. Les carrés noirs représentent les points géodésiques, et les flèches les vecteurs déplacements correspondant aux mouvements relatifs de ces points lors de la crise.

cette crise affectait la fosse de Tadjoura et les deux zones transformantes adjacentes, celle de Maskali, et celle d'Arta (LÉPINE et al., 1976).

— dans le Ghoubbet et le rift d'Asal, la sismicité est due principalement à l'activité tectonique résultant de l'ouverture de ce rift (voir 5, p. 99 - Géodésie et déformations), mais aussi à la circulation géothermale. En temps normal, on enregistre plusieurs dizaines de séismes de magnitude $M = 1$ à 3 par mois dans la zone interne du rift ; leur profondeur ne dépasse pas 5 km.

Mais le phénomène qui gouverne l'évolution générale de ce type de zone frontière entre deux plaques tectoniques divergentes reste celui révélé par l'étude de la crise sismo volcano-tectonique de novembre 1978 (Colloque Rift d'Asal, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1980) :

La lithosphère amincie du rift, étirée par une activité tectonique lente et continue résultant du mouvement divergent des plaques, rompt épisodiquement, provoquant fissuration et effondrement du plancher interne. L'énergie mécanique accumulée entre ces épisodes est relâchée brusquement par cette rupture provoquant les cassures tectoniques visibles en surface (LE DAIN et al., 1980), les séismes principaux (ici $M = 5,3$ et $5,0$) et leurs répliques. L'éruption basaltique fissurale qui a accompagné ces phénomènes, outre son aspect spectaculaire, met en relief l'importance du magmatisme, qui induit la fracturation à partir du réservoir magmatique et permet l'injection de dykes et éventuellement l'éruption superficielle (TARANTOLA et al., 1979 ; CORNET, 1980).

Un autre aspect intéressant des conséquences de cette crise est la répartition dans le temps et dans l'espace des répliques (fig. 51). Après les séismes principaux des 7 et 8 novembre 1978, qui ont affecté le plancher interne de la partie émergée du rift et le Ghoubbet, on constate dans la distribution des répliques les faits suivants :

- plus aucune sismicité dans la partie émergée du rift ;
- jusqu'au 12 novembre, la plupart des répliques sont localisées dans le Ghoubbet : les mécanismes focaux indiquent un mouvement de la faille normale, les axes de tension étant orientés sensiblement perpendiculaire à la direction générale du rift ;
- ensuite, l'activité semble se déplacer progressivement vers l'est le long d'une ligne N 70, suivant sensiblement la côte sud du golfe de Tadjoura jusque dans la région de Daba Libâh, au nord d'Arta ;
- enfin, le 21 décembre, une petite crise dont le séisme principal atteint la magnitude 4,5 affecte une zone de 12 km de long sur 2 de large d'orientation N 140.

Cette séquence de séismes a été interprétée comme étant due au réajustement progressif des contraintes le long de la frontière de plaque après l'épisode d'ouverture (ou de rifting) qui s'est produit dans le rift d'Asal.

La petite crise de fin décembre 1978 dans le Golfe correspondrait à la relaxation de contraintes cisailantes le long de fractures conjuguées aux fractures principales. Bien que la bathymétrie du Golfe ne révèle à cet endroit aucun accident majeur, des failles de cette direction se retrouvent à terre dans les régions de Daba Libâh et d'Hankata, aussi bien que plus près du rift d'Asal (Nord Ghoubbet, Odob).

4. — Bathymétrie

La structure détaillée des fonds du golfe de Tadjoura et du Ghoubbet-al-Kharâb a été déterminée à partir des données bathymétriques recueillies lors de différentes campagnes de mesures. Deux campagnes de reconnaissance ont été réalisées dès 1967 par les navires océanographiques « R.R.S. Discovery » (ROBERTS et WHITMARSH, 1969) et « R/V Oceanographer » (PETER et DEWALD, 1969). Puis en 1971-1972 la

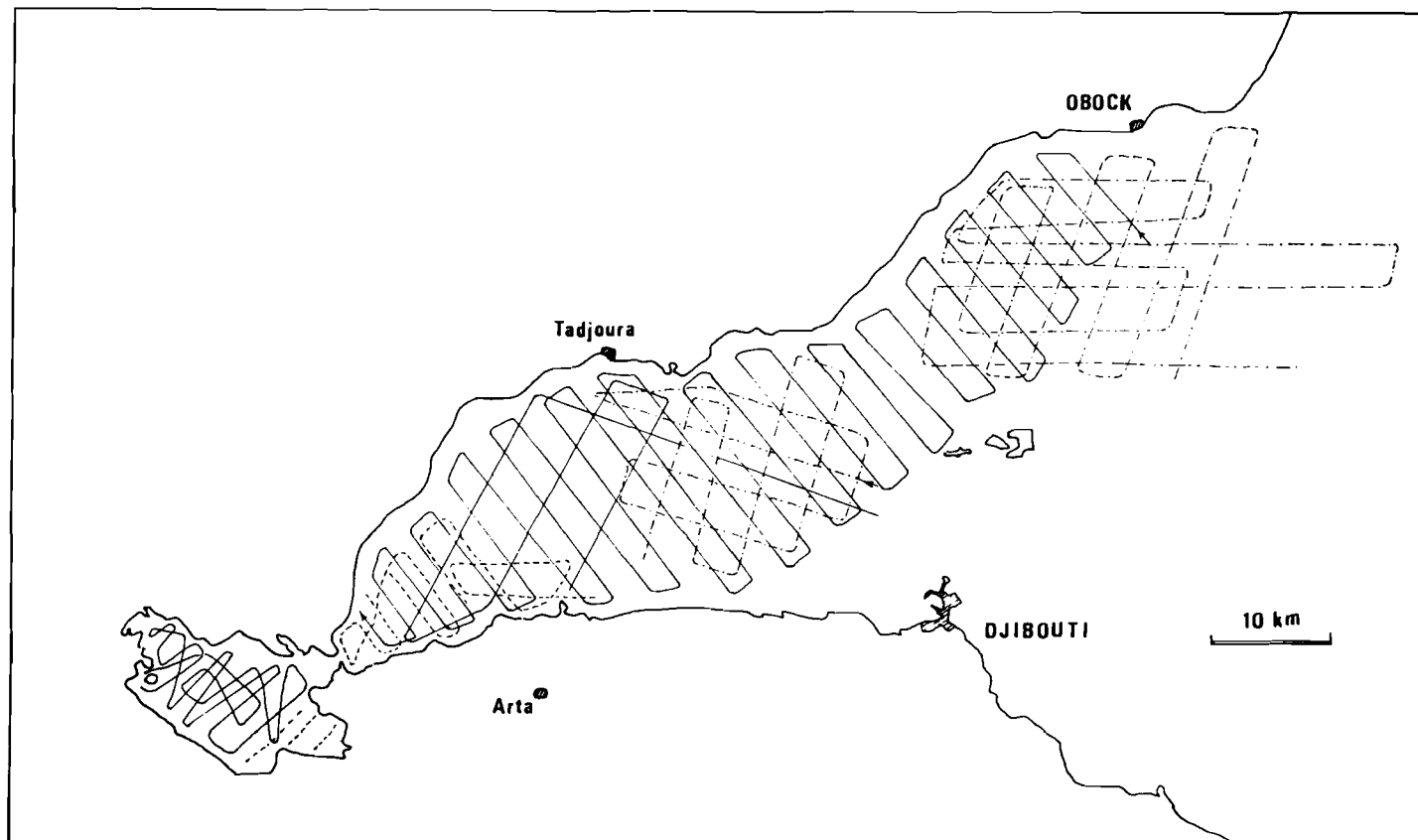


Fig. 52 : Schéma de situation des différents profils qui ont permis l'établissement de la carte bathymétrique du golfe de Tadjoura et du Ghoubbet-al-Kharâb,

campagne du « Valdivia » avait pour objet une étude bathymétrique et sédimentologique du Ghoubbet et du golfe de Tadjoura (BACKER et al., 1973).

Les données présentées ici ont été obtenues à partir des campagnes de mesures organisées de 1973 à 1977 par les géophysiciens de l'Institut de Physique du Globe de Paris grâce au soutien de la Marine Nationale Française basée à Djibouti. La densité d'informations est plus élevée que dans les investigations précédentes.

Ces travaux ont été menés dans le but d'obtenir une description aussi précise que possible des principales structures tectoniques sous-marines et permettre de la corréler avec les données de la sismicité fournies par le réseau sismologique de l'Observatoire d'Arta. La situation des différents profils est indiquée sur la fig. 52. Les données ont été obtenues en utilisant le sondeur de bord à faisceau large, et la navigation réalisée par relèvement et positionnement radar sur des points bien identifiés à terre ; la précision sur les profondeurs est de l'ordre de 10 m et celle sur la position comprise entre 100 et 300 m. Les données recueillies ont été numérisées et traitées de façon homogène afin d'obtenir des cartes isobathes et structurales.

En 1973, après la crise sismique d'avril, trois séries de profils ont été réalisées :

- vingt-huit profils espacés d'environ 2,5 km et d'orientation NW-SE (N 140), c'est-à-dire sensiblement perpendiculaire aux failles transformantes du golfe de Tadjoura, totalisant 330 km ;

- un quadrillage à maille de 4 km a été réalisé autour des fosses d'Obock et de Moucha et totalise 225 km ;

- un quadrillage à maille identique autour de la fosse de Tadjoura sur 160 km.

En 1975, 150 km de profil ont été levés avec un espacement de 2 km, dans le Ghoubbet.

En 1976, des profils supplémentaires ont été fait dans la partie ouest du golfe de Tadjoura entre la passe du Ghoubbet et la longitude d'Arta pour affiner les données obtenues en 1973.

Enfin rappelons qu'en 1977, la campagne SUDMEROUAD avait permis de compléter les données bathymétriques vers l'est entre les longitudes de Djibouti (43° 10') et d'Aden (44° 30') (FOURNIER et al., 1983 ; RUEGG et al., 1980).

Les contours bathymétriques sont indiqués sur la carte géologique à 1:100 000 et sur les fig. 53, 54 et 55 qui montrent leur extension en dehors de limite de la carte.

Sur la feuille de Tadjoura, les données bathymétriques révèlent plusieurs structures remarquables :

- à l'est, une partie de la fosse de Tadjoura, qui est limitée vers le sud par des rejets de faille très abrupts. Le fond plat de la fosse et le versant nord sans abrupt important sont probablement dus à une intense sédimentation due aux oueds descendant des monts Maba. Cette fosse de Tadjoura est supposée être un des segments de dorsale (RUEGG et al., 1980) intermédiaires entre ceux du golfe d'Aden (fosses d'Obock et de Moucha) et le rift d'Asal-Ghoubbet. La fosse de Tadjoura est limitée à l'est par la zone transformante de Maskali d'orientation NE-SW et marquée par un fossé étroit limité par deux murs abrupts ;

- au sud-ouest, le Ghoubbet-al-Kharâb, golfe presque fermé, appendice du golfe de Tadjoura, est du point de vue structural la continuation maritime du rift émergé d'Asal dont de nombreux travaux (STIELTJES, 1973 ; HARRISON et al., 1975 ; NEEDHAM et al., 1976 ; TARANTOLA et al., 1979) ont montré l'analogie avec un rift médio-océanique. Dans le Ghoubbet, on retrouve la même structure en graben que dans la partie émergée, qui se prolonge d'ailleurs à terre vers l'est, (ROBINEAU 1979, RICHARD 1979).

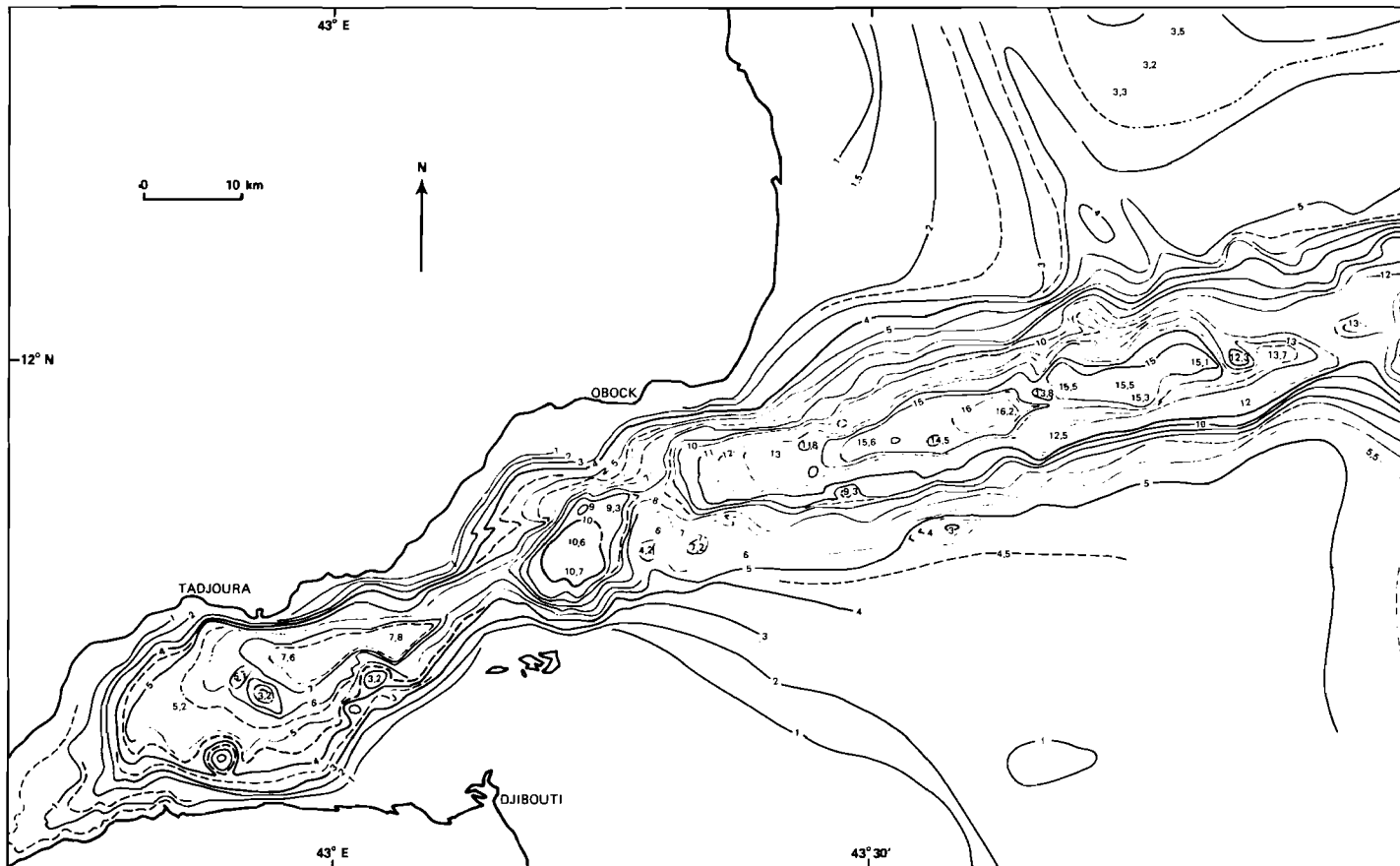


Fig. 53 : Carte bathymétrique du golfe de Tadjoura.

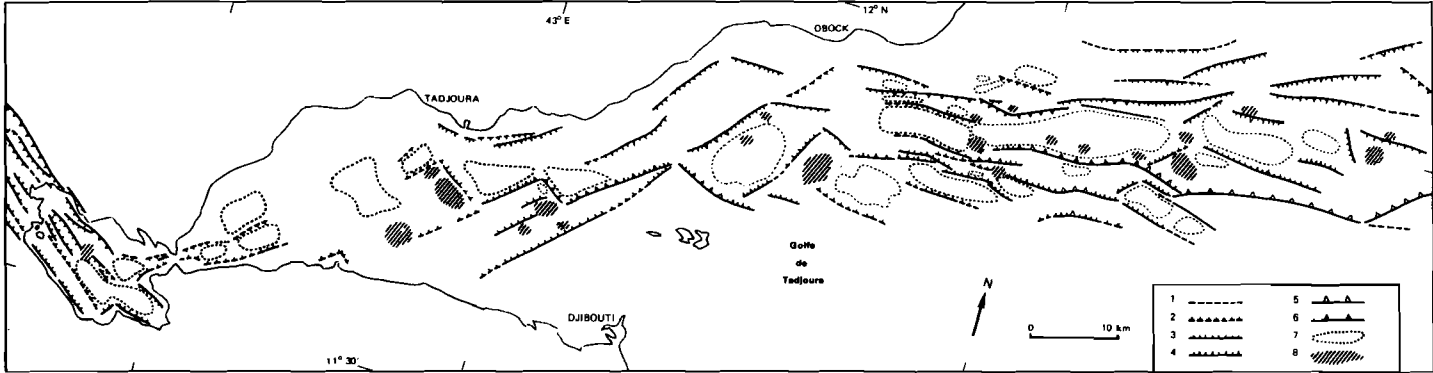


Fig. 54 : Carte d'interprétation tectonique des profils bathymétriques dans le golfe de Tadjoura et le Ghoubbet-al-Kharâb.

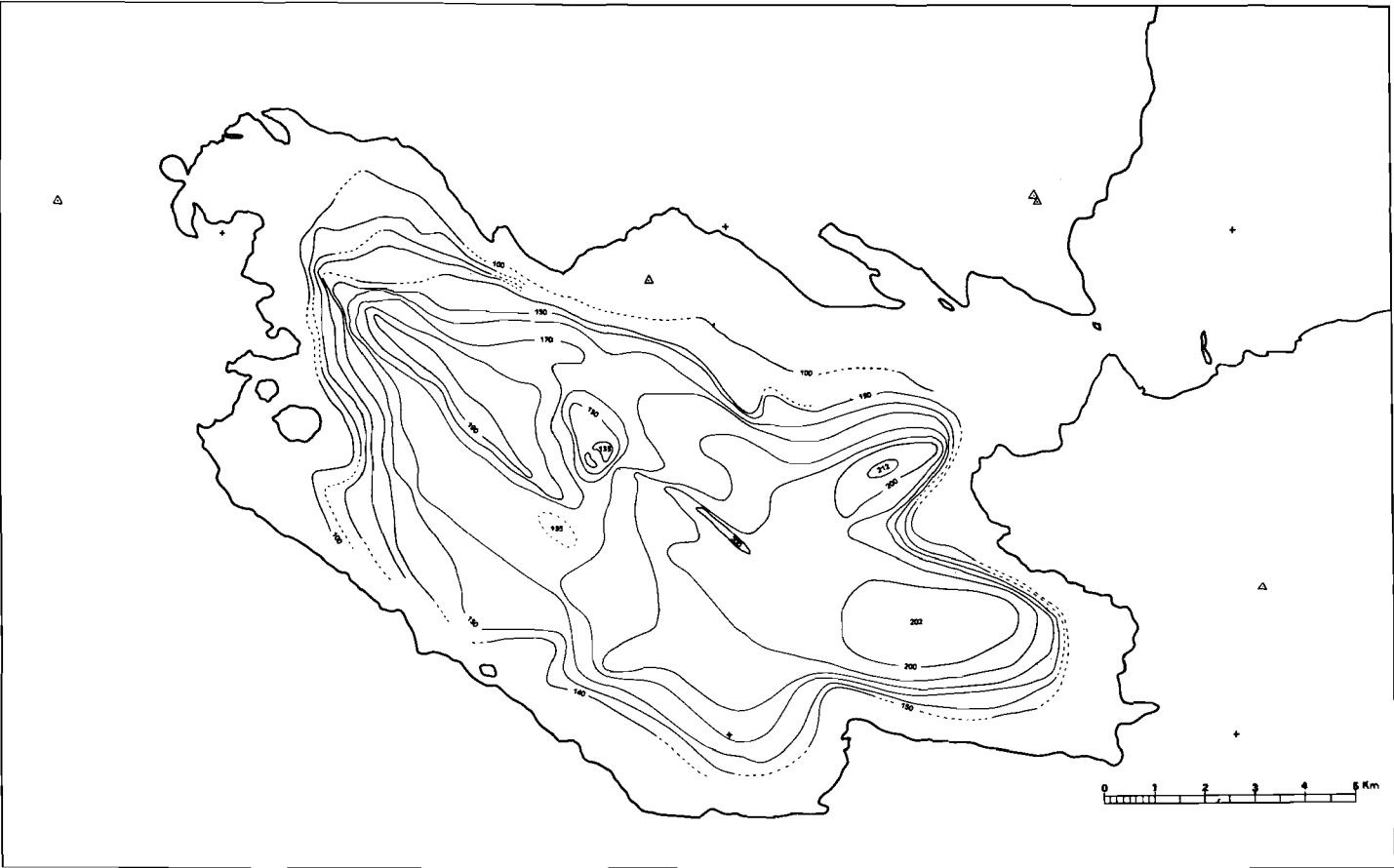


Fig. 55 : Carte bathymétrique du Ghoubbet-al-Kharâb.

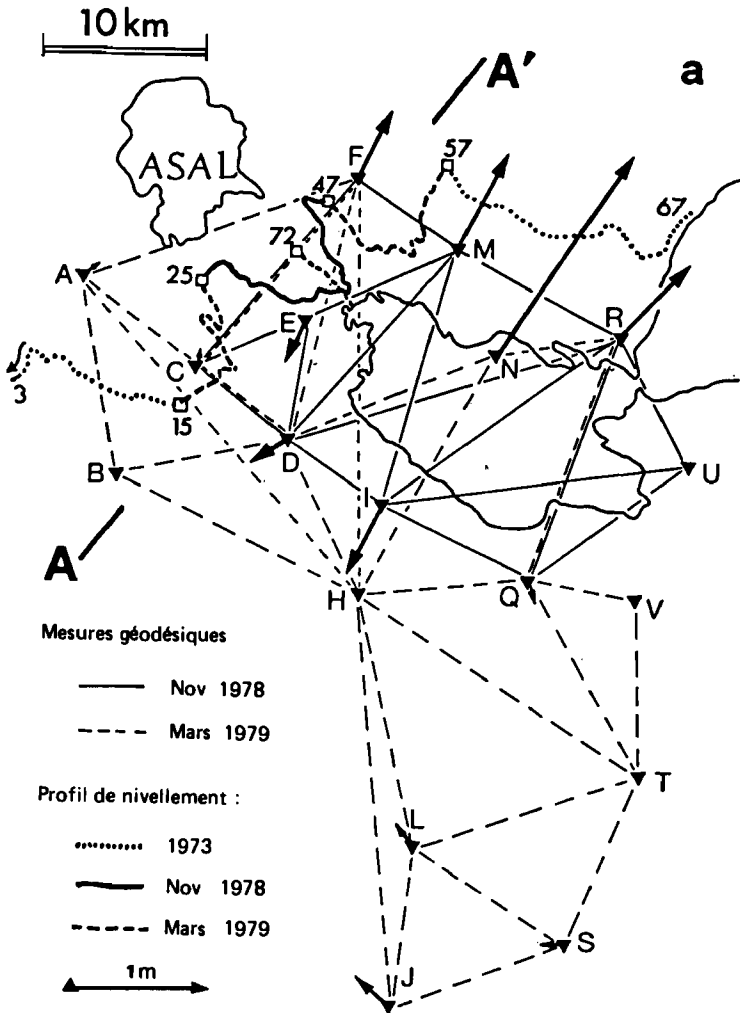


Fig. 56 : Schéma du réseau géodésique implanté en 1973 et remesuré après la crise de l'Ardoukôba. Les flèches indiquent les vecteurs déplacements relatifs aux points géodésiques.

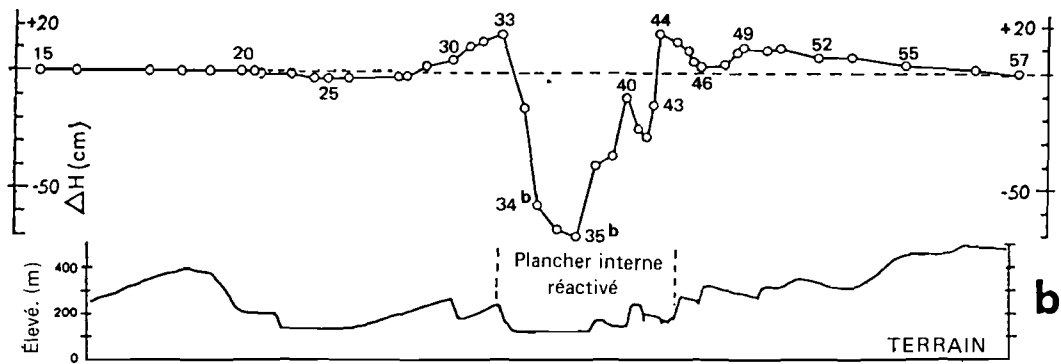


Fig. 57 : Mouvements verticaux à travers le rift d'Asal lors de la crise de l'Ardoukôba d'après les données géodésiques.

5. — Géodésie et déformations

Un réseau de 22 points géodésiques s'étendant largement de part et d'autre du rift d'Asal-Ghoubbet (Sud du Grand Bara jusqu'au Day) avait été implanté en 1972-1973, ainsi qu'un itinéraire de nivellement de précision comprenant 200 repères. Les mesures géodésiques (triangulation 1^{er} ordre et mesures de distance au géodimètre à Laser) avaient une précision planimétrique de 2 à 3 cm/10 km et la précision altimétrique relative de repères de la ligne de nivellement était de l'ordre du mm/km.

Après la crise de l'Ardoukôba, des campagnes de remesures ont été réalisées en novembre 1978 et mars 1979 mettant en évidence des mouvements horizontaux très importants et un effondrement de la partie axiale du rift (plancher interne). Les résultats de la géodésie horizontale montrent un champ de déformation cohérent correspondant à une extension perpendiculaire à l'axe du rift qui atteint 2,40 m au niveau du Ghoubbet, ainsi que des mouvements relatifs de contraction sur les marges du rift. Ceux du nivellement montrent un effondrement d'environ 70 cm d'une zone de 3 km de large située dans le plancher interne du rift et un exhaussement inférieur à 20 cm des rebords de cette zone (fig. 56 et 57). Ces résultats (KASSER et al., 1979 ; RUEGG et al., 1979) ont mis en évidence et permis d'expliciter les mécanismes d'ouverture et d'accrétion des rifts médio-océaniques (TARANTOLA et al., 1979 ; 1980), et de montrer le comportement élastique et fragile de la lithosphère.

A partir de décembre 1979, le réseau géodésique initial a été très fortement densifié au travers du plancher interne du rift et des sites-test ont été équipés pour l'étude détaillée des déformations intra-rift et des mouvements des failles.

De nouvelles mesures ont été effectuées chaque année depuis l'implantation de ce réseau intra-rift et montrent que des mouvements d'extension, atteignant 2 à 6 cm/an, continuent de se produire. La surveillance mensuelle de quelques sites (sur les failles actives limitant le plancher interne) indique des mouvements verticaux progressifs à une vitesse de 5 à 7 mm/an. Une partie de l'activité microsismique actuelle peut être associée à la relaxation épisodique des contraintes accumulées par ces déformations sur les aspérités de la surface de ces failles (RUEGG et al., 1982). Les mouvements constatés depuis la crise de l'Ardoukôba correspondent principalement à la reprise de l'extension et de l'accumulation de contraintes sur la frontière de plaque. Cependant, une part des mouvements constatés dans l'année suivant la crise est probablement due à une relaxation visco-élastique post-sismique et/ou à un réajustement isostatique à la suite de la redistribution de masse dans le plancher interne consécutif à la crise.

CONCLUSIONS

L'évolution du golfe de Tadjoura et de ses bordures peut être résumée à partir des informations présentées dans cette notice.

1. — Esquisse tectonique autour du golfe de Tadjoura, à partir de la géologie des formations volcaniques.

L'observation des directions de failles, des discordances stratigraphiques entre les formations et du cachetage de ces failles par d'autres formations supérieures permet d'avancer les conclusions dynamiques suivantes :

1 — *Directions N-S à N 160* : elles affectent les formations anciennes jusqu'au début de la mise en place des basaltes du Dalha. Cette tectonique s'arrête donc à 9 MA (base de β_{D_1}). Les basaltes du Dalha, concordants entre eux, cachètent ces failles et sont horizontaux dans la région nord de la carte.

Absence de volcanisme entre 9,7 MA (sommet des rhyolites de Mabla) et 8,9 MA (base des basaltes du Dalha), correspondant à une énorme phase d'érosion, la surface sur laquelle viennent s'épancher les basaltes du Dalha étant quasiment horizontale.

2 — *Directions N 90 à N 110* : elles affectent toutes les formations autour du golfe de Tadjoura. Cette tectonique est active depuis 3,6 MA (sommet des basaltes du Dalha, concordants entre eux). Les dénivellations les plus importantes, dans le rejet de ces failles normales, sont observées dans les basaltes du Dalha (les unités initiales sont très faillées mais avec des rejets moindres).

- zone de Tadjoura-Rouéli : active pendant la période 3,6 MA (sommet de β_D, ρ_R) et 2,7 MA (base des basaltes initiaux du Rouéli).

- zone de Djibouti-Arta : active pendant la période 3,6 MA (id) et 3,3 MA (base des basaltes stratoïdes d'Arta, subhorizontaux sur les compartiments de $\beta_{D_1}, -\beta_{D_{II}}$, et ρ_R basculés).

- zone d'Asal : directions plus obliques N 120-N 130, actives entre 3,6 MA (id) et 3,3 MA (base de la série stratoïde, subhorizontale dans une large zone autour d'Asal, excepté le rift lui-même).

2' — *Directions N 20-N 40* : ces directions correspondent à des failles en cisaillement très actives pendant la période 3,6 MA (âge des rhyolites de Ribta) et 3,3 MA (base de la série stratoïde qui cachète en partie ces failles, avec quelques reprises locales, rares). Seules les zones d'Arta et du Rouéli sont concernées par ces directions.

3 — *Directions N 90-N 110* : après 1 MA (sommet des basaltes initiaux), reprise de la tectonique de direction « golfe de Tadjoura », plus axée sur la dorsale (les

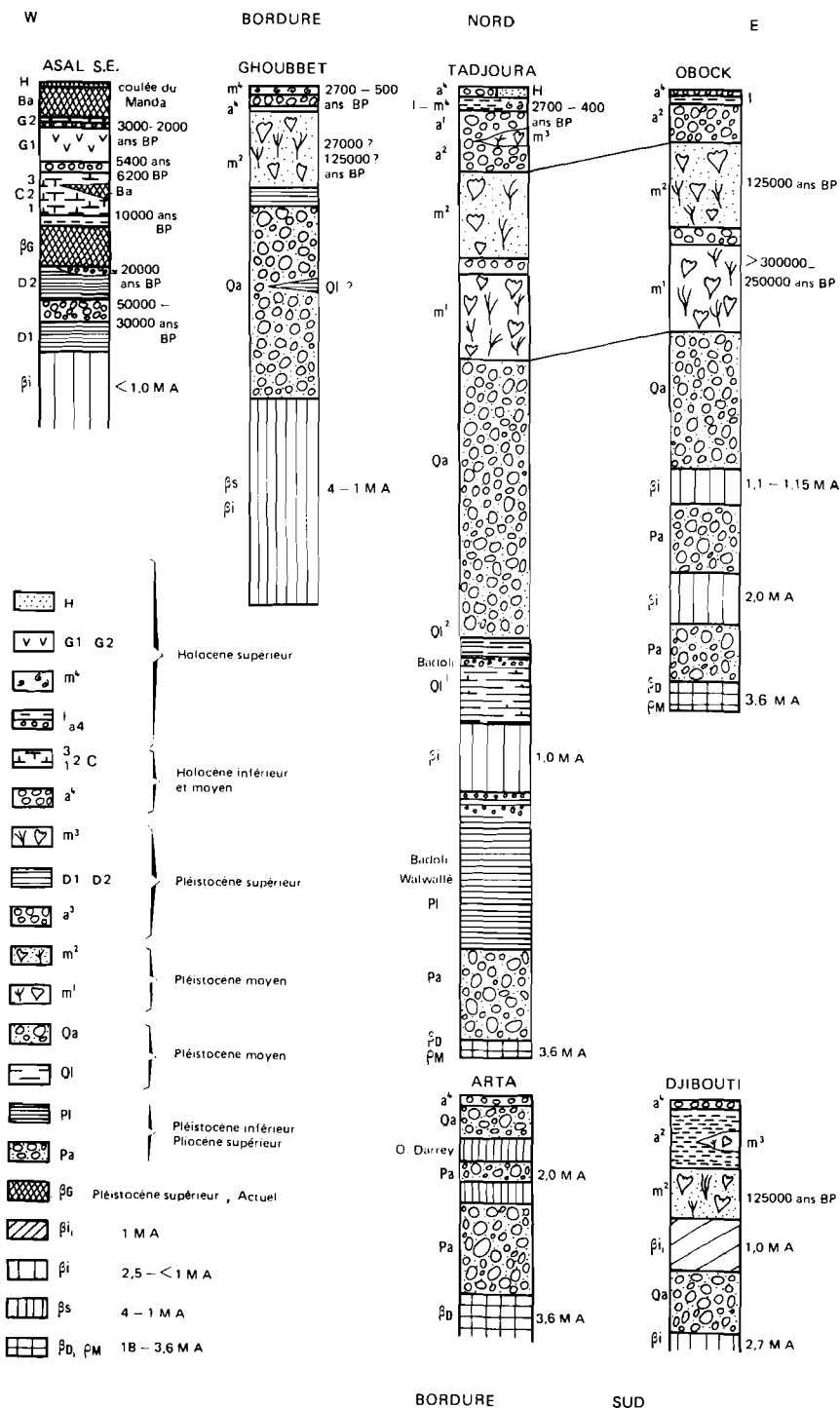


Fig. 58 : Profils stratigraphiques synthétiques établis pour les principaux secteurs ; autour du golfe de Tadjoura.

hautes dénivellations en failles normales s'observent dans le Golfe et non dans les unités initiales, très faillées mais peu basculées et descendues).

3' – *Direction N 120-N 130* : reprise de l'activité tectonique à Asal, plus axée sur le rift, après l'émission des marges externes (base datée à 1 MA par comparaison avec l'unité initiale du Ghoubbet).

3'' – *Directions N 20-N 160* : dans la zone située au nord d'Asal (zone de Mak'Arassou), une tectonique distensive (basculement bloc à bloc) et cisailante (décalage des failles N 110 préexistantes) débute après 1 MA, âge du sommet de la série stratoïde, puisque les basaltes stratoïdes, spécialement affectés par cette tectonique, sont concordants au nord-ouest de la carte sur les basaltes du Dalha. Ces directions semblent encore actives, en dépit de l'absence de sismicité dans cette zone, comme en témoignent les quelques failles sans mouvement vertical observées dans les laves récentes du rift d'Asal (Maysattaka Boyna et champ de lave de Galaele).

En conclusion :

20 MA-9,7 MA : activité rhyolitique avec épisode basaltique entre 13 MA et 10 MA. Tectonique de direction « Mer Rouge ».

9,7 MA-8,9 MA : absence de volcanisme correspondant à une érosion importante des massifs rhyolitiques Miocène.

8,9 MA-3,6 MA : mise en place des basaltes du Dalha autour du golfe de Tadjoura (ils peuvent être considérés comme les « marges externes » de la dorsale de Tadjoura). Interruption de l'activité basaltique à environ 5,9 MA (zone d'altération, entre β_{D_1} et $\beta_{D_{II}}$, de plusieurs dizaines de mètres). Aucune activité tectonique visible. Accumulation de contraintes.

3,6 MA-3,3 MA (ou 3,3 MA-2,7 MA) : rupture sur une zone de 40-50 km de large et le long du « rift de Tadjoura ». Tectonique distensive dans cette large zone avec déplacements verticaux importants (plusieurs centaines de mètres). Mise en place des rhyolites de Ribta le long de failles de directions transformantes.

3,3 MA-1 MA : mise en place progressive des unités initiales le long des failles créées par cette tectonique distensive N 110. L'activité volcanique se concentre sur l'axe du rift (zone de 15-20 km de large).

1 MA-Actuel : ouverture franche des segments de dorsale dans le golfe de Tadjoura. L'activité volcanique et tectonique (actuellement détectée sismiquement) se concentre davantage, le long d'une zone de 10 km de large dans le Golfe. A Asal, on observe le même phénomène de concentration des phénomènes volcanotectoniques, sur 5-10 km de large. En Afar central, les chaînes axiales commencent à fonctionner comme axes d'expansion « transitionnels ». Dans le même temps et en conséquence, mouvements le long de la faille de Mak'Arassou au NO.

2. — Sédiments plio-quadernaires et tectonique en bordure du golfe de Tadjoura

Les faciès et les âges des formations sédimentaires varient en fonction des secteurs considérés. La fig. 58 résume la stratigraphie relative à chaque secteur principal à partir de quelques logs synthétiques.

L'étude des sédiments plio-quadernaires en bordure du golfe de Tadjoura et contemporains de son ouverture conduit aux conclusions suivantes.

2.1. — LA SÉDIMENTATION A ÉTÉ LARGEMENT DÉPENDANTE DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

Au Pliocène supérieur et au Pléistocène inférieur, des diatomites lacustres enregistrent des phases humides déjà reconnues en Afrique orientale. Au Pléistocène moyen, période à dominance aride, les dépôts sont principalement conglomératiques. Le stade interglaciaire de 125 000 ans BP est représenté par des calcaires récifaux. Au Pléistocène supérieur et à l'Holocène, des épisodes de haut niveau lacustre alternent avec des phases plus ou moins arides, et reflètent des variations climatiques connues sur l'ensemble de l'Afrique tropicale.

L'importance volumétrique des dépôts plio-pléistocènes et l'existence de plages marines holocènes sont par contre liés à des phénomènes tectoniques. **La tectonique est aussi responsable de la répartition dans l'espace des différentes unités stratigraphiques et de la topographie de leur surface.**

2.2. — LES BORDURES DU RIFT, ZONES DE SOULÈVEMENT, S'OPPOSENT À L'AXE DU RIFT, ZONE D'EFFONDREMENT

Des mouvements d'affaissement sont enregistrés dans la zone axiale du rift émergé d'Asal. Ailleurs, où seules les marges du rift sont visibles, des mouvements de soulèvement ont pu être décelés. Cette tendance au soulèvement n'est pas continue d'est en ouest. Elle est compliquée, vers l'est surtout, par une fracturation en multiples compartiments délimités par des failles E-O et N-S à NNO-SSE, et de comportement différent.

2.3. — UNE DISSYMMÉTRIE APPARAÎT ENTRE LES BORDURES NORD ET SUD DU GOLFE

Au sud, les sédiments sont peu épais et peu étendus. Les formations les plus développées à l'affleurement, détritiques, sont antérieures à 2-1 MA. Au nord, l'essentiel de l'importante accumulation conglomératique est d'âge Pléistocène inférieur et moyen, ce qui paraît lié à un soulèvement contemporain de la marge nord du rift. Alors que les calcaires récifaux du Pléistocène moyen et supérieur sont faillés et soulevés au nord, aucune déformation n'a été observée dans ces formations au sud.

2.4. — UN GRADIENT EST-OUEST S'OBSERVE DANS L'ÂGE DES SÉDIMENTS ET DANS LES TAUX MOYENS APPARENTS DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Au Plio-Pléistocène, la sédimentation détritique grossière est peu développée dans les secteurs d'Obock et de Djibouti, qui paraissent être relativement stables. L'épaisseur des sédiments (lacustres et fluviatiles) et leur topographie semblent indiquer que l'amplitude maximale des mouvements verticaux se situe, à cette époque, dans le secteur de Tadjoura.

Les sédiments marins anciens ($\geq 300\ 000$ -250 000 ans BP) affleurent surtout dans le secteur d'Obock. Les récifs coralliens datés de 125 000 ans BP forment une bande côtière continue à l'est ; les affleurements se raréfient puis disparaissent vers l'ouest. Cette distribution est liée au soulèvement de la côte nord du golfe qui affecte les secteurs d'Obock et de Tadjoura postérieurement à 250 000 ans BP.

Les sédiments holocènes tectonisés s'observent à l'ouest, autour du Ghoubbet (plages marines soulevées) et dans le rift émergé d'Asal (dépôts lacustres effondrés).

Le tableau ci-dessous indique les taux moyens des mouvements verticaux (en unités Bubnoff = $\text{mm} \cdot 10^{-3}$ ans) déduits des sédiments étudiés dans les différents secteurs.

Période (ans BP)	Axe du rift (effondrement) B ASAL	Bordure nord du rift (soulèvement) B		
		GHOUBBET	TADJOURA	OBOCK
250 000-125 000			280	208
125 000-0			216	240
5 600-0		1 100-4 200	800	
10 000-6 200	10 000			

Ces taux dépendent du laps de temps sur lequel est basé le calcul, les mouvements verticaux n'ayant certainement pas été continus. Ils semblent aussi dépendre de la période et du secteur considérés, et refléter une migration vers l'ouest des zones d'activité tectonique au cours du Quaternaire supérieur.

Les résultats obtenus à partir des formations sédimentaires sont en bon accord avec le schéma d'océanisation du golfe de Tadjoura établi à partir des données géologiques et géophysiques. Ils apportent des précisions sur l'âge et l'amplitude des mouvements tectoniques liés à l'océanisation progressive.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET GÉOTHERMIE

1. — Géothermie

Sur la carte de Tadjoura, les indices géothermiques sont nombreux. Ils se répartissent en quatre grandes zones.

1.1. — ZONE DU GHOUBBET (GADALIA et al., 1982)

La zone fumerollienne la plus importante se situe dans la partie SO de la zone, entre les parties basses des oueds Anaèle et Afay. De nombreuses altérations hydrothermales y sont associées.

L'essentiel des fumerolles est de faible débit, de basse pression avec des compositions gazeuses proches de celle de l'air atmosphérique. Cependant, dans la guelta de l'oued Anaèle, une fumerolle à 108 °C et forte pression possède des caractéristiques chimiques voisines de celles des grands champs géothermiques HT mondiaux (forte teneur en CO₂ = 80 %).

Il existe d'autres manifestations dans la partie amont de cet oued : fumerolles à 99-100 °C avec vapeur d'eau de type bicarbonaté alcalino-terreux.

Enfin, de part et d'autre d'Abou Mâya, on trouve des zones fumerolliennes non négligeables :

- au nord, Baddi Gêra, dans la zone intertidale, émet une eau chaude (72 °C), de type chloruré riche en alcalins et alcalino-terreux. La température en profondeur est estimée à 170 °C.

- au sud, dans les parties basses des oueds Moulhoulé Biyâle et Moulhoulé Ômmane, on trouve deux zones hydrothermalisées avec sorties de vapeur faibles (87 °C) et dépôts d'argiles rouges.

1.2. — RIFT D'ASAL

Dans la zone intertidale de la baie du Lac Salé, DEMANGE et al., (1975) et STIELTJES (com. pers.) signalent une source d'eau chaude ainsi que deux zones d'altération avec fumerolles. Il existe d'autres manifestations fumerolliennes, en particulier dans l'ancien cratère du lac de lave de la zone centrale. Là, les températures n'excèdent pas 45 °C. Enfin, il faut signaler une petite source d'eau chaude dans la baie située au sud de Baddi Kôma.

1.3. — TADJOURA-ROUÉLI

Dans cette zone, comme dans les précédentes, c'est la forte tectonique distensive qui permet la remontée d'eaux chaudes souterraines. Ainsi, à l'est de Tadjoura (Nièillé, à la limite est de la carte), une source d'eau chaude (48 °C) émerge dans la zone intertidale. L'eau est de type chloruré riche en alcalins et alcalino-terreux, mais

à faible salinité. Cette manifestation géothermique est accompagnée de fumerolles, à 38 et 47 °C, situées à 20 m d'altitude, le long des plans de failles normales affectant les basaltes initiaux du Rouéli.

1.4. — ZONE D'ARTA

Les manifestations géothermiques de la zone d'Arta sont faibles, même si l'état d'altération des rhyolites de Ribta indique qu'elles ont dû être intenses. Elles sont, actuellement, limitées à quelques fumerolles localisées le long de structures tectoniques dans le haut delta de l'oued Qiqle (directions N 20-N 40 et N 160-N 170). La composition chimique des gaz émis est voisine de celle de l'air, mais la présence d'hydrogène laisse présager de températures élevées en profondeur (100-150 °C).

2. — Substances utiles

1 — des **pouzzolanes** existent en grande quantité, associées aux émissions basaltiques récentes et spécialement aux petits centres émissifs des basaltes initiaux (β_i) du nord-Ghoubbet, des basaltes stratoïdes (β_s) dans la région NO de la carte et des basaltes récents et actuels ($\beta_{G_{II-III}}$) du rift d'Asal.

Les possibilités sont également importantes dans les cônes de scories associés aux basaltes initiaux de la plaine de Djibouti.

Une carrière fonctionne actuellement sur le plateau d'Arta (Hârhâdêdle).

2 — **Matériaux de construction.** Les calcaires récifaux ($m^1 m^2$) ont été utilisés pour l'extraction de pierres de taille, les niveaux marins les moins consolidés pour la fabrication de la chaux.

La surface des basaltes initiaux fournit aussi des moellons de construction et des pierres de remblai.

3 — Les **perlites** et **ponces** non consolidées, utilisées en particulier pour l'isolation thermique sont fréquemment associées à tout le volcanisme acide Miocène (Pp) et Plio-Pléistocène (PR_1). Ces niveaux existent plus spécialement dans la partie inférieure de la série de Mabla.

4 — **Les diatomites.** Deux groupes de gisements de diatomites s'observent sur la feuille de Tadjoura :

— Les diatomites plio-pléistocènes de la région de Tadjoura.

Il s'agit des sédiments PI et QI , d'âge Plio-Pléistocène, affleurant dans le bassin de Badoli au NE de Tadjoura sur quelques kilomètres carrés et sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Dans l'ensemble, ces dépôts (MFT 96-118, 171-181, annexe 6, tableau) sont des diatomites argilo-calcaires, mais de nombreux passages verticaux et latéraux de faciès sont à signaler. La teneur en smectite est toujours assez élevée (5 à 47 %) ; elle est de l'ordre de 10 à 30 % dans les niveaux diatomitiques les plus purs qui se situent au centre du bassin (PI). Le pourcentage de calcite est très variable (0 à 92 %). Les teneurs les plus élevées correspondent aux dépôts littoraux (faciès transgressifs à la base des épisodes lacustres et marges du bassin). Elles sont faibles ou nulles (0-5 %) dans les sédiments d'eau profonde du centre du bassin. Par ailleurs, de nombreux niveaux originellement diatomitiques ont été diagénisés : l'opale des diatomées y est recristallisée en tridymite-cristoballite. Ce phénomène est partiel (échantillons MFT 107, MFT 117, MFT 167 par exemple) ou presque total (échantillons MFT 169, MFT 170, MFT 174 par exemple).

Cette hétérogénéité des faciès sédimentaires rendrait difficile une exploitation, mais des tests industriels pourraient néanmoins être tentés sur les diatomites du centre du bassin de Badoli (PI).

— Les diatomites d'âge Pléistocène supérieur d'Asal

Seule la bordure NE de ce gisement est visible sur la carte de Tadjoura, l'essentiel se situant sur la carte d'Asal. A Daffaré, les teneurs en carbonates des diatomites sous-basaltiques varient de 16,4 à 42,4 % (teneur moyenne 30,2 %) (GASSE, 1975). Bien que s'abaissant vers le centre du bassin, ces teneurs en carbonates, dans l'ensemble élevées, font des diatomites d'Asal une matière première de qualité médiocre en vue d'une exportation et d'une utilisation industrielle classique, mais une exploitation locale est peut être envisageable.

3. — Ressources en eau

Les données hydrologiques actuellement disponibles sont publiées en détail dans le rapport de la Coopération Hydrologique Allemande (1982). Seuls seront résumés ici quelques faits relatifs à la feuille de Tadjoura.

La feuille de Tadjoura inclut les régions les plus arrosées de la République : le massif de Mabla, la massif du Day et la région d'Arta reçoivent plus de 200 mm de pluie par an. Il n'existe que des nappes locales, et les points d'eau inventoriés sont concentrés autour de Tadjoura, Randa et Arta. Si l'infiltration est assez mauvaise dans les rhyolites et les basaltes, elle est bonne pour les basaltes stratoïdes et très bonne pour les conglomérats Pa et Qa. Les formations géologiques ayant une réelle importance pour l'exploitation des eaux souterraines, sont les cônes de déjection (Pa-Qa) du secteur de Tadjoura : cônes des oueds Randa, Dariyyou et Magalé, dont l'épaisseur peut atteindre 300 m. Le renouvellement de l'eau souterraine est le résultat de l'infiltration des crues des oueds, évaluée à 0,2-0,5 m par jour de crue, et est d'environ 4 à 10.10⁶ m³. an⁻¹. Le niveau statique des forages situés à proximité de la ville de Tadjoura se situe entre 23 et 104 m.

C'est dans la nappe souterraine de Randa et dans les nappes alluviales le long des principaux oueds que les eaux sont le moins concentrées en sels (teneur totale inférieure à 1000 mg.l⁻¹). La teneur en sels totale est comprise entre 1000 et 2000 mg.l⁻¹ pour les eaux souterraines de la plus grande partie de la carte, et s'élève au-dessus de 2000 mg.l⁻¹ le long de la bande côtière au nord du Golfe. Pour l'ensemble de la feuille de Tadjoura, les teneurs relativement élevées en chlorure (140-350 mg.l⁻¹) et en bore (1,25-3,75 mg.l⁻¹) rendent très moyenne la qualité des eaux.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P., RICHARD O., ROBINEAU B. et VARET J., 1977 — Esquisse de l'évolution structurale du golfe de Tadjoura (TFAl). 5^e RAST, Rennes.
- BACKER H., CLIN M. et LANGE K., 1973 — Tectonics in the Gulf of Tadjoura. *Marine Geology*, 15, 309-327.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G., MARINELLI G. et VARET J., 1970 — Relations between tectonics and magmatology in the Northern Depression of Afar (Ethiopia). *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 267, 293-311.
- BARBERI F., TAZIEFF H. et VARET J., 1972 — Volcanism of the Afar Depression: its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics*, 15, 19-29.
- BARBERI F., FERRARA F., SANTACROCE R. et VARET J., 1975 — Structural evolution of Afar triple junction, 38-54. In: "*Afar Depression of Ethiopia*", Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416p.
- BARBERI F. et VARET J., 1977 — Small-scale plate tectonics implication: volcanism of Afar. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88, 1251-1266.
- BARBERI F. et SANTACROCE R., 1980: The Afar stratoid series and the magmatic evolution of east-african rift system. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7.22, 6, 891-899.
- BAUBRON J.C. et STIELTJES L., 1977 — Age du volcanisme lié à l'ouverture du rift océanique d'Asal, méthode K/Ar. R.A.S.T., Rennes. Résumé.
- BERCKHEMER H., BAIER B., BARTELSSEN H., BEHLE A., BURKHARDT H., GEBRANDE H., MAKRIS J., MENZEL H., MILLER H. et VEES R., 1975 — Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia, 89-107. In: "*Afar Depression of Ethiopia*" Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416p.
- BESAIRIE H., 1949 — Carte géologique de la Côte française des Somalis, au 1/400 000, avec notice. Bureau géologique. Tananarive.
- BESAIRIE H., 1949 — La Côte française des Somalis. Haut Commissariat de Madagascar et dépendances. Bureau géologique. Tananarive. Mimeo, 142p.
- BOUCARUT M., CHESSEX R., CLIN M., DARS R., DEBON F., DELALOYE M., FONTES J.C., HAUQUIN J.P., LANGGUTH R., MOUSSIE C., MULLER J., POUCHAN P., ROGER P., SEYLER M. et THIBAUT C., 1980 — A stratigraphic scale of the volcanic and sedimentary formations of the Republic of Djibouti, 515-526. In: "*Geodynamic evolution of Afro-Arabian rift system*" Accademia nazionale dei Lincei, éd., Rome, 705p.
- BOUCARUT M., CHESSEX R., CLIN M. et DELALOYE M., 1980 — Données géochronologiques K/Ar de roches volcaniques de l'Afar, partie nord de la République de Djibouti. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.*, 60, 263-269.
- BOULAIN J., 1962 — Etude pédologique de la plaine du Hanlé (Rep. de Djibouti) Rap. BDPA, BCEOM, Paris, 70p.

- CASSIGNOL C., CORNETTE Y., DAVID B. et GILLOT P. Y., 1978 — Technologie Potassium-Argon. Rap. CEA-R-4908.
- CASSIGNOL C. et GILLOT P.Y., 1982 — Range and effectiveness of unspiked K/Ar dating: experimental groundwork and implications, 159-172. In: "Numerical dating in stratigraphy", Odin éd., Willey Publ., 1, 632p.
- C.E.G.D., 1974 — Carte géologique du TFAI au 1/100 000. Feuille d'Asal. Université de Bordeaux III.
- C.E.G.D., 1975 — Carte géologique du TFAI au 1/100 000. Feuille d'Ali Sabih. Université de Bordeaux III.
- C.E.P.M.-C.N.E.X.O., 1981 : ORGON IV, golfe d'Aden, mer d'Oman. CNRS, Paris. 547p.
- CHESSEX R., DELALOYE M., MULLER J. et WEIDMANN M., 1975 — Evolution of the volcanic region of Ali Sabih (T.F.A.I.) in the light of K/Ar age determinations, 221-227. In: "Afar Depression of Ethiopia", Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416 p.
- CLIN M. et PELISSIER-HERMITTE G., 1981 — Le cadre structural de la campagne ORGON IV. In: *ORGON IV, golfe d'Aden, mer d'Oman*, CEPM-CNEXO éd., 547p.
- CLOCCHIATI R. et BIZOUARD H., 1979 — Mise en évidence de la nature du liquide parental, de son évolution par cristallisation fractionnée et d'un mélange de magmas dans l'éruption fissurale du rift d'Asal (Rép. de Djibouti). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 289, 647-650.
- CNR-CNRS, 1975 — Carte géologique de l'Afar central et méridional au 1/500 000. Ed. Beicip, CNRS, Paris
- COLLOQUE RIFT D'ASAL, 1980 — N° spécial du *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 697-1013.
- COOPERATION HYDROLOGIQUE ALLEMANDE, 1982 — Inventaire et mise en valeur des ressources en eau de la République de Djibouti. Coopération Technique. Projet n° 78.2233.1, Hanovre. Vol. I : Données du projet. Résultats eaux souterraines. Vol. II : Eaux de surface. Rapport, Annexe. Vol. III : Etudes spéciales. Vol. IV : Inventaire des points d'eau.
- CORNET F.H., 1980 — Discussion de la tectonique de rift, observée dans la région de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 965-974.
- COURTILLOT V. et LE MOUËL J.L., 1978 — Le levé aéromagnétique de la Rép. de Djibouti. *IPG Observ. Magn.*, 39p.
- COURTILLOT V., GALDEANO A. et LE MOUËL J.L., 1980 — Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjoura and Southern Afar. *Earth. Planet. Sc. Let.*, 47, 144-166.
- DEMANGE J. et STIELTJES L., 1975 — Géologie de la région Sud-Ouest du TFAI. Rap. BRGM 2° s., sect. IV, N°2, 83-119.
- DEMANGE J., STIELTJES L. et VARET J., 1980 — L'éruption d'Asal de nov. 1978. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 22, 6, 837-843.
- FAIRHEAD J.D. et GIRDLER R.W. 1970 — The seismicity of Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 267, 47-74.
- FAURE H., HOANG C.T. et LALOU C., 1973 — Structure et géochronologie U/Th des récifs coralliens soulevés à l'Ouest du Golfe d'Aden (TFAI). *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam* (2), 4, 15, 393-402.
- FAURE H., 1976 — Les déformations des côtes et le modèle géodynamique de l'Afar, 148-155. In: "Afar between continental and oceanic rifting" Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 216 p.

- FONTES J.C., 1979 — Radiochronology and isotopic paleoclimatology of continental and marine late Quaternary deposits in the Republic of Djibouti. *In: Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system*. (Intern. Symposium), Rome, April 18-20, Oral comm.
- FOURNIER M., GASSE F., LEPINE J.C., RICHARD O., RUEGG J.C., 1983a — Carte géologique à 1:100 000 de la République de Djibouti : Djibouti. ISERST—Ministère français de la Coopération. éd. O.R.S.T.O.M. Bondy.
- FOURNIER M., GASSE F., RICHARD O., RUEGG J.C., (coordinateur GASSE F.), 1983 — Notice explicative : Carte géologique de la République de Djibouti à 1:100 000 : Djibouti. ISERST - Ministère français de la Coopération éd. O.R.S.T.O.M., Paris, 70p.
- FREUND R., 1970 — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, London, 228, 453.
- GADALIA A., 1980 — Les rhyolites du stade initial de l'ouverture d'un rift : exemple des rhyolites Miocène de l'Afar. Thèse 3^e cycle, Université Paris-Sud.
- GADALIA A. IUNDT F. et FABRIOL R., 1982 — Géothermie — Rép. de Djibouti : exploration de la zone Nord-Ghoubbet. *Rapport BRGM N° 82 SGN 022 GTH.*, 23p.
- GALIBERT P.Y., SICHLER B., SMITH B., BONHOMMET N., 1980 — Paléomagnétisme en zone d'accrétion : le cas de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 881-890.
- GASSE F., 1975 — L'évolution des lacs de l'Afar central (Ethiopie et TFAI) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Thèse Dr. Et., Université Paris VI, 406p.
- GASSE F., DELIBRIAS G., 1976 — Les lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) au Pléistocène supérieur. *In: Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, S. Horie éd., Kyoto, 4, 529-575.
- GASSE F. et STREET A., 1978 — Late Quaternary lake-level and environments of the Northern Rift Valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 24, 279-325.
- GASSE F., 1980 — Les diatomées lacustres plio-pléistocènes du Gadeb (Ethiopie). Systématique, paléoécologie, biostratigraphie. *Rev. Algologique*, Mémoire H.S., 3, 249p., 45pl.
- GASSE F., ROGNON P. et STREET A., 1980 — Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift lakes. *In: "The Sahara and the Nile"*, Williams et Faure éd., BALKEMA (Rotterdam). 361-400, 10 fig., 1 tab.
- GASSE F., RICHARD O., ROBBE D., ROGNON P., WILLIAMS M.A.J., 1980 — Evolution tectonique et climatique de l'Afar Central d'après les sédiments plio-pléistocènes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 987-1001.
- GASSE F., et RICARD M., 1981 — Les diatomées de quelques sondages de la campagne Orgon IV. In Orgon IV, golfe d'Aden, mer d'Oman. CEPM-CNEXO, novembre 1978. CNRS, Paris : 309-330.
- GASSE F., FOURNIER M., 1983 — Sédiments plio-quaternaires et tectonique en bordure du golfe de Tadjoura (République de Djibouti). *In: « Rifts et Fossés anciens »*. *Bull. des Centres de Recherches Exploration. Production Elf-Aquitaine*, 7.
- GIRDLER R.W., 1970 — An aeromagnetic survey of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian Rift (a preliminary report). *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, 267, 359-365.

- GOUIN P., 1979 — Earthquake history of Ethiopia and the horn of Africa. IDRC éd. 118 E, Ottawa, 259p.
- GRIFFITHS J.F., 1972 — The Horn of Africa. In: "*Climates of Africa*". 133-165, Els. Sc. Publ. Comp. (Amsterdam).
- HARRISON C.G.A., BONATTI E. et STIELTJES L., 1975 — Tectonism of axial valleys in spreading centers: data from the Afar Rift. 178-197, 416p. In: "*Afar Depression of Ethiopia*", Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416p.
- HOANG C.T., LALOU C. et FAURE H., 1974 — Les récifs soulevés à l'ouest du golfe d'Aden (TFAI) et les hauts niveaux de coraux de la dépression Afar (Ethiopie); Géochronologie et paléoclimats interglaciaires. *Coll. Int. CNRS*, 219, 103-116.
- I.S.E.R.S.T., 1978 — Carte géologique de la République de Djibouti au 1:100 000. feuille de Khor Angar. Université de Bordeaux III-ISERST.
- JONES P.W., 1976 — Le magmatisme au stade initial de la fracturation des plaques arabique, nubienne et somalienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 18, 4, 829-830.
- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et RICHARD O., 1980 — Géochimie des éléments en trace du magnétisme de l'Afar et de la méga-structure Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 945-957.
- KASSER M., RUEGG J.C., LEPINE J.C., et TARANTOLA A., 1979 — Résultats de nouvelles mesures géométriques sur le réseau de Djibouti implanté en 1972 par l'I.G.N. *Ann. Géophys.*, 4, 35, 171-176.
- KASSER M., LEPINE J.C., RUEGG J.C., TARANTOLA A., 1980 — Nouvelles mesures géométriques sur le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 823-824.
- LAUGHTON A.S., 1966 — The Gulf of Aden in relation to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia. The World Rift System. *Geol. Surv. Pap. Canada*, 66, 14, 78-97.
- LAUGHTON A.S., WHITMARSH R.B. et JONES M.T., 1970 — The evolution of the Gulf of Aden. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 267, 227-270.
- LAPEYRE L., 1939 — Le climat de Djibouti. Thèse, Paris.
- LE DAIN A.Y., ROBINEAU B. et TAPPONNIER P., 1980 — Les effets tectoniques de l'événement sismique et volcanique de novembre 1978 dans le rift d'Asal-Ghoubbet. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6. 817-822.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J., 1973 — "*Plate Tectonics*" Elsevier Publ., Amsterdam, 300p.
- LEPINE J.C., RUEGG J.C. et STEINMETZ L., 1972 — Seismic profiles in the Djibouti area. *Tectonophysics*, 15, 59-64.
- LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1973 — Premiers enseignements de la crise sismique survenue dans la région de Djibouti (TFAI) en mars-avril 1973. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, 33.
- LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1976 — La séismicité du TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 18, 841-846.
- LEPINE J.C., RICHARD O., RUEGG J.C., TREUIL M. et VARET J., 1976 — Mise en évidence d'une zone de faille transformante reliant la vallée axiale de la dorsale de Tadjoura à celle de Ghoubbet-Asal (TFAI). *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 283, 9.

- MAC KENZIE D.P., DAVIES D. et MOLNAR P., 1970 — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, London, 226, 243-249.
- MAKRIS J., MENZEL H., ZIMMERMANN J. et GOUIN P., 1975 — Gravity field and crustal structure of North Ethiopia. 135-144. In: "Afar Depression of Ethiopia" Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416p.
- MARINELLI G. et VARET J., 1973 — Structure et évolution du « Horst Danakil » (Ethiopie et TFAI). *C. R. Acad. Sci. Paris D*, 276, 1119.
- MOHR P., 1970 — The Afar triple junction and sea floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 75, 7340-7352.
- MOYES J., DUPRAT J., FAUGERES J.C., GONTHIER, E. et PUJOL, C., 1981 — Etudes stratigraphique et sédimentologique. In *Orgon IV, Golfe d'Aden, mer d'Oman*. CEPM-CNEXO, novembre 1978. CNRS, Paris : 189-264.
- NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., CHEMINEE J.L., LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et TAPPONNIER P., 1976 — The accreting plate boundary: Ardoukôba Rift (N.E. Africa) and the oceanic Rift valley. *Earth. Planet. Sc. Let*, 28, 439-453.
- PETER G. et DEWALD O.E., 1969 — Geophysical reconnaissance in the Gulf of Tadjoura. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 80, 2313-2316.
- PILGER A. et RÖSLER A. (éds), 1975 — *Afar Depression of Ethiopia*. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report 14, Stuttgart, 416 p.
- PILGER A. et RÖSLER A. (éds), 1976 — *Afar between continental and oceanic rifting*. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report 16, Stuttgart, 216 p.
- PONTOISE B., LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1976 — Atténuation des ondes sismiques en TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 18, 4, 847-850.
- REVUE de GEOGRAPHIE PHYSIQUE et de DYNAMIQUE, 1973 — N° spécial Afar.
- RICHARD O., 1979 — Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé : le Golfe de Tadjoura (Rép. de Djibouti). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud.
- RICHARD O. et VARET J., 1980 — Study of the transition from deep oceanic to emerged rift zone: Gulf of Tadjoura (Rep. of Djibouti), 569-582. In: "Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System", Accademia nazionale dei Lincei éd. (Rome), 705p.
- ROBERTS D.G. et WHITMARSH R.B., 1969 — A bathymetric and magnetic survey of the Gulf of Tadjoura, western Gulf of Aden. *Earth. Planet. Sc. Let.*, 5, 253-258.
- ROBINEAU B., 1979 — La zone d'Arta et le rift d'Asal-Ghoubbet. Thèse 3^e cycle U.S.T.L. Montpellier.
- ROTHER J.P., 1954 : La zone sismique médiane indo-atlantique. *Proc. R. Soc. London*, A, 222, 387-397.
- RUEGG J.C., 1975 — Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur dans le SE de l'Afar d'après les données sismiques. *Ann. Géophys.*, 31, 3, 329-360.
- RUEGG J.C., KASSER M., LEPINE J.C. et TARANTOLA A., 1979 — Geodetic measurements of rifting associated with a seismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Let.*, 6, 11, 817-820.
- RUEGG J.C. et LEPINE J.C., 1983 — Sismicité de la région de Djibouti. (en préparation).
- RUEGG J.C., LEPINE J.C. et VINCENT C., 1980 — Sismicité et microsismicité de la dorsale de Tadjoura, tectonique et frontière de plaques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 917-923.

- RUEGG J.C., TARANTOLA A., KASSER M., LEPINE J.C. et LEVEQUE J.J., 1982 — Mouvements actuels de déformations dans le rift d'Asal (Djibouti). Réajustement post-sismique ou nouvelle phase d'éirement tectonique. *Ann. Geophys.* 38, 3.
- SANTACROCE R., 1982 — Etude du potentiel géothermique zone d'Arta. Géologie, Pétrographie. Rap. Geotermica Italiana, 64p.
- SCHNEIDER W. et WACHENDORF H., 1973 — Vulkanismus und Graben-Bildung im Rotem Meer. *Geol. Rundsc.* 62, 3, 754-773.
- STEIGER R.H. et JAGER E., 1977 — Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Let.* 36, 359-362.
- STIELTJES L., 1973 — L'axe tectono-volcanique d'Asal (TFAl et Afar central). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud, 196p.
- STIELTJES L., JORON J.L., TREUIL, M. et VARET J., 1976 — Le rift d'Asal, segment de dorsale océanique. Discussion pétrologique et géochimique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, 4, 851-862.
- SUDMEROUAD, 1976 — rapport de fin de mission. (à paraître).
- SYKES L.A. et LANDISMAN M., 1964 — The seismicity of east Africa, Gulf of Aden, Arabian and Red Sea. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 54, 1927-1940.
- TAPPONNIER P. et VARET J., 1974 — La zone de Mak'Arassu en Afar : un équivalent émergé des « failles transformantes » océaniques. *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 278, 209-212.
- TARANTOLA A., RUEGG J.C. et LEPINE J.C., 1979 — Geodetic evidence for rifting in Afar. A brittle-elastic model of the behavior of the lithosphere. *Earth. Planet. Sc. Let.*, 45, 2, 435-444.
- TARANTOLA A., RUEGG J.C. et LEPINE J.C., 1980 — Interprétation des données géophysiques obtenues à Djibouti après la crise de novembre 1978, en termes d'un épisode de « rifting » : un modèle numérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6, 985-986.
- TAZIEFF H., 1969 — Tectonique de l'Afar septentrional (Ethiopie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, 2030-2033.
- TAZIEFF H., MARINELLI G., BARBERI F. et VARET J., 1969 — Géologie de l'Afar septentrional. *Bull. Volcan.*, 33, 1039-1072.
- TAZIEFF H., VARET J., BARBERI F. et GIGLIA G., 1972 — Tectonic significance of the Afar (or Danakil) Depression. *Nature*, London, 235, 144-147.
- THIBAUT C., 1980 — Dating of Quaternary tectonic movements in the Republic of Djibouti. 554-568. In: *Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System*, Accademia Nazionale dei Lincei ed., Rome, 47, 705p.
- TISSEAU J., 1978 — Evolution du golfe d'Aden et du bassin de Somalie (océan Indien) d'après les données magnétiques. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud.
- VARET J., 1973 — Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. Thèse d'état. Paris-Sud, 491p.
- VARET J. et GASSE F., 1978 — Géologie de l'Afar central et méridional. CNRS éd., 125p.
- VINCENT C. et RUEGG J.C., 1977 — P and S velocities in SE Afar and the Poisson's ratio regionalisation related with the sub-oceanic lithosphere. *Proceeding of IASPEI/IAVCEI Assembly*, Durham.

ANNEXES

ANNEXE 1 - TABLEAU 1

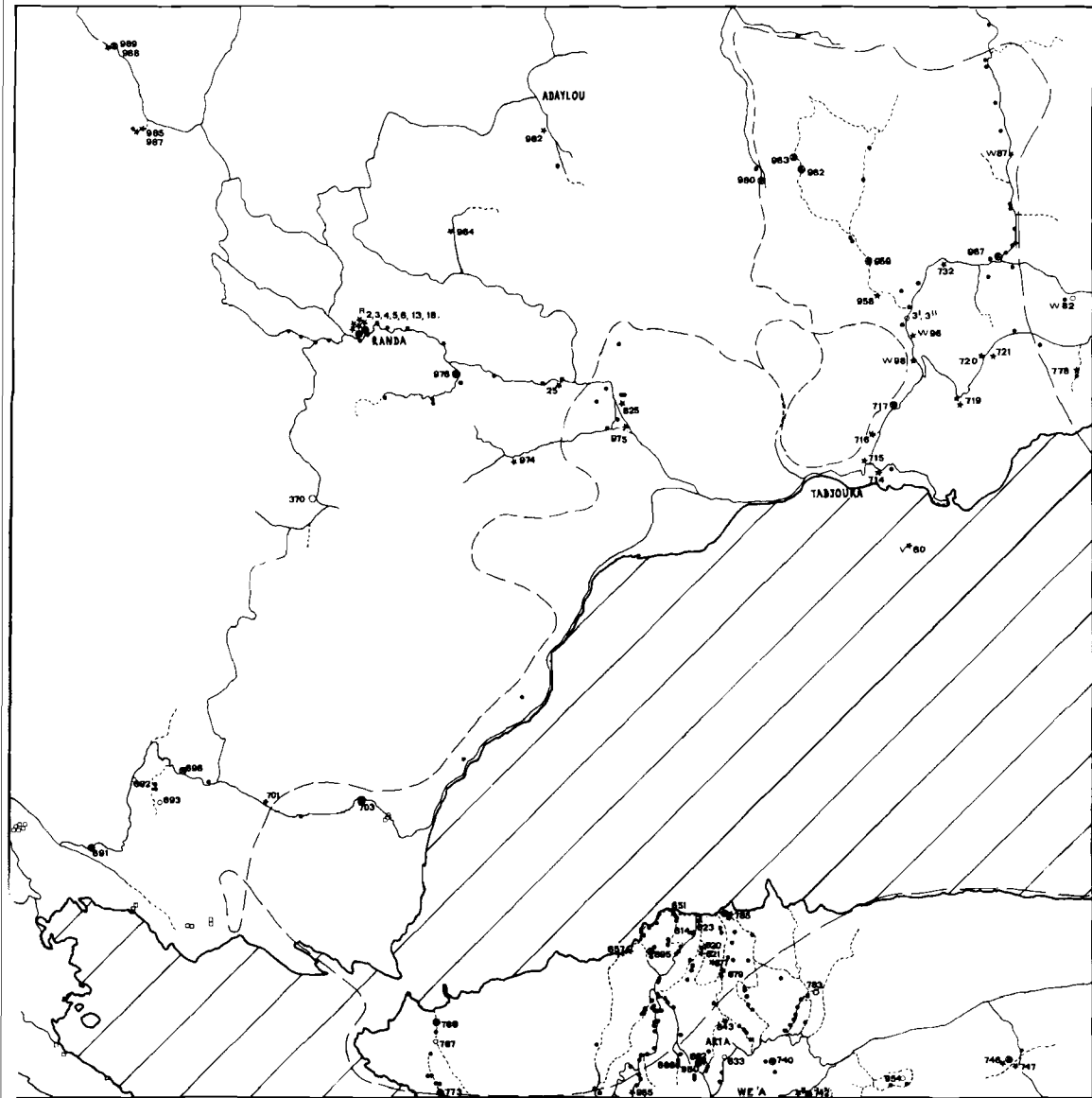
**SITUATION DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES
ANALYSÉS OU DATÉS**

1 - à terre (coordonnées UTM).

Echantillon	Coordonnées hectom.	Echantillon	Coordonnées hectom.
TF 950	KH 622737	TF 977	carte de Daddaeto
TF 955	KH 590721	TF 978	carte de Daddaeto
TF 958	KJ 717129	TF 980	KJ 657190
TF 959	KJ 712143	TF 982	KJ 645209
TF 962	KJ 676186	TF 984	KJ 500158
TF 963	KJ 675200	TF 985	KJ 345218
TF 967	KJ 778149	TF 987	KJ 345218
TF 973	KH 600740	TF 988	KJ 326257
TF 974	KJ 536047	TF 989	KJ 326257
TF 975	KJ 584064		

2 - en mer

Site	Echantillon	Latitude N	Longitude E
—	V 60	11° 45'	42° 55'



Carte d'échantillonnage des formations volcaniques.

- en trait plein : trajet effectué en voiture tout-terrain
- en pointillés courts : trajet effectué à pied
- en pointillés longs : trajet effectué en hélicoptère
- carré : échantillon des marges externes d'Asal
- point : échantillon récolté non étudié
- étoile : échantillon daté K/Ar et N°
- cercle : échantillon analysé et N°

tous les N° d'échantillon sont précédés des lettres TF exceptés les W...

**ANALYSES CHIMIQUES DE LA SÉRIE DE MABLA
(RHYOLITES ET BASALTES)**

TABLEAU 1

TABLEAU 2

	TF 959	TF 962	TF 976	TF 958	TF 963	TF 967	TF 974	TF 975	TF 977	TF 984
Si O ₂	73.66	70.89	76.89	44.50	46.11	45.45	45.05	47.28	44.72	44.88
Ti O ₂	0.26	0.24	0.27	3.59	1.87	2.31	3.19	3.34	1.99	1.96
Al ₂ O ₃	11.47	10.64	8.69	13.71	14.34	14.46	13.54	13.52	14.98	14.72
Fe ₂ O ₃	2.58	2.75	4.18	5.08	2.60	5.78	5.87	6.45	4.87	5.98
Fe O	0.0	0,23	0,13	8.94	8.04	6.80	8.24	7.11	7.06	6.14
Mn O	0.0	0.09	0.01	0.27	0.27	0.23	0.22	0.28	0.19	0.22
Mg O	0.0	0.0	0.01	4.96	6.22	6.34	5.06	3.82	8.68	7.98
Ca O	0.03	0.19	0.02	9.65	12.45	11.29	11.22	7.88	11.70	11.55
Na ₂ O	3.10	2.67	2.83	2.66	2.55	2.55	2.89	3.74	2.42	2.43
K ₂ O	5.04	3.91	3.64	0.64	1.24	0.40	0.75	1.18	0.31	0.28
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.12	0.68	0.39	0.27	0.42	1.12	0.50	0.37
H ₂ O +	1.62	5.15	1.37	2.96	2.60	2.36	1.59	2.14	2.61	3.04
H ₂ O -	0.84	1.97	0.36	0.65	0.26	0.35	0.51	0.66	0.53	0.27
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	98.72	98.83	98.52	99.29	98.94	98.59	98.55	98.52	100.56	99.82

ANALYSES CHIMIQUES DE BASALTES DE LA SÉRIE DU DALHA

	TF 692	TF 693	TF 698	TF 732	TF 740	TF 747	TF 826	TF 843H	TF 879B	TF 879D	TF 950
Si O ₂	49.74	49.07	47.19	46.01	45.75	45.77	46.25	44.85	48.67	49.03	52.46
Ti O ₂	3.48	3.94	2.59	1.87	2.48	2.01	2.50	2.77	2.91	2.96	1.32
Al ₂ O ₃	12.73	13.42	14.78	15.25	14.23	15.06	14.83	13.88	14.57	14.68	17.37
Fe ₂ O ₃	5.76	5.99	4.78	4.66	5.27	4.73	3.50	4.87	11.84	11.37	6.03
Fe O	8.03	7.73	8.25	7.41	7.74	7.12	8.66	10.32	1.84	2.53	2.43
Mn O	0.10	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07	0.07	0.08	0.09	0.14
Mg O	4.10	4.65	6.84	7.95	9.09	7.60	7.35	6.38	3.56	3.32	3.08
Ca O	8.11	8.61	10.85	10.48	10.62	12.59	11.08	10.23	7.07	7.06	7.53
Na ₂ O	3.67	3.61	3.01	2.61	2.78	2.53	2.89	2.79	4.28	4.19	3.90
K ₂ O	1.27	1.05	0.66	0.38	0.27	0.42	0.58	0.49	1.39	1.45	2.56
P ₂ O ₅	0.37	0.62	0.38	0.20	0.05	0.27	0.36	0.32	1.06	1.01	0.32
H ₂ O +	0.68	1.41	1.15	2.69	0.49	1.86	1.56	1.67	2.12	2.27	1.66
H ₂ O -	0.34	0.67	0.43	0.59	0.14	0.39	0.37	0.44	0.08	0.13	0.40
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	98.38	100.82	100.95	100.13	98.93	100.48	100.00	99.08	99.47	100.09	99.20
	TF 955	TF 973	TF 980	TF 982	TF R 2	TF R 3	TF R 4B	TF R 5	TF R 6	TF R 13	TF R 18
Si O ₂	46.30	56.27	50.99	46.17	46.55	46.28	45.79	46.76	45.89	46.94	45.52
Ti O ₂	3.42	0.81	2.32	4.25	3.51	3.23	3.14	3.43	2.62	1.21	3.94
Al ₂ O ₃	14.08	15.36	14.39	12.64	13.26	13.62	13.97	13.46	14.32	14.33	12.55
Fe ₂ O ₃	7.29	6.41	3.56	5.38	4.91	5.33	8.22	7.13	2.42	0.96	9.22
Fe O	7.50	2.27	9.02	9.28	9.62	8.84	5.79	7.20	9.91	10.63	6.03
Mn O	0.28	0.28	0.38	0.22	0.04	0.06	0.08	0.04	0.05	0.03	0.05
Mg O	4.22	0.60	2.69	3.86	6.01	5.06	5.04	6.00	6.23	7.24	5.43
Ca O	8.62	4.10	6.53	8.36	10.53	10.39	11.06	10.39	10.95	11.37	10.35
Na ₂ O	3.40	5.28	4.38	2.93	3.02	3.06	3.10	2.96	2.75	2.61	2.94
K ₂ O	0.93	2.53	1.43	1.47	0.75	0.68	0.63	0.72	0.52	0.57	0.80
P ₂ O ₅	0.53	0.38	1.62	1.10	0.38	0.53	0.51	0.38	0.40	0.29	0.48
H ₂ O +	1.73	2.83	1.64	2.13	1.00	1.60	1.62	1.14	2.84	2.82	1.60
H ₂ O -	0.76	1.46	0.54	0.74	0.36	0.34	0.29	0.42	0.42	0.57	0.57
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.06	98.58	99.49	98.53	99.94	99.02	99.24	100.03	99.32	99.57	99.48

**ANALYSES CHIMIQUES DES RHYOLITES DE LA SÉRIE DE RIBTA
ET DES BASALTES DE LA SÉRIE STRATOÏDE DE L'AFAR**

TABLEAU 4

	TF 614A	TF 866B	TF 877	TF 882	TF 895	TF _{OB} SART
Si O ₂	70.00	74.87	72.37	77.48	73.65	71.96
Ti O ₂	0.30	0.36	0.26	0.18	0.28	0.34
Al ₂ O ₃	10.11	9.06	10.92	8.26	10.90	10.71
Fe ₂ O ₃	1.50	6.40	0.76	3.48	0.94	1.64
Fe O	2.16	1.12	3.21	0.68	2.90	2.49
Mn O	0.02	0.09	0.04	0.01	0.05	0.02
Mg O	0.51	0.02	0.0	0.98	0.0	0.33
Ca O	0.57	0.41	0.44	0.23	0.39	0.75
Na ₂ O	3.49	1.02	5.48	1.46	5.33	5.32
K ₂ O	2.43	5.25	4.74	5.84	4.79	5.01
P ₂ O ₅	0.65	0.48	0.05	0.04	0.26	0.04
H ₂ O +	5.97	1.08	0.75	1.06	0.48	0.53
H ₂ O -	2.45	0.07	0.04	0.25	0.0	0.06
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.21	100.23	99.06	99.95	99.97	99.20

TABLEAU 5

TF 985	TF 987	TF 988	TF 989
44.70	47.71	50.10	47.89
2.51	3.04	3.83	3.69
15.60	13.86	12.85	13.17
7.75	10.17	2.29	2.59
5.33	4.49	10.39	11.16
0.20	0.24	0.21	0.24
5.98	5.00	3.18	5.19
11.53	9.92	7.82	10.32
2.42	3.05	3.19	2.96
0.34	0.86	2.10	0.87
0.38	0.53	1.35	0.60
1.26	0.10	0.86	0.87
0.40	0.23	0.40	0.23
0.0	0.0	0.0	0.0
98.40	99.20	98.57	99.78

ANALYSES CHIMIQUES DE BASALTES DES UNITÉS INITIALES

	TF 620	TF 621	TF 623	TF 651	TF 657	TF 691	TF 701	TF 703B	TF 714A	TF 715	TF 716A	TF 717	TF 719A
Si O ₂	46.46	46.78	46.68	46.69	46.68	46.81	46.01	46.48	47.13	45.86	45.77	46.46	45.16
Ti O ₂	2.51	2.05	2.66	2.69	2.80	2.19	2.54	2.51	2.74	2.40	2.37	2.30	3.01
Al ₂ O ₃	14.27	14.29	13.11	13.88	13.42	14.69	14.44	14.35	14.92	14.42	14.42	14.74	14.21
Fe ₂ O ₃	5.03	2.84	4.92	2.65	4.56	3.83	3.22	3.65	2.91	2.75	3.86	1.21	4.65
Fe O	8,95	10.37	9.51	11.43	10.63	8.20	9.56	8.67	10.36	10.45	9.51	11.19	10.42
Mn O	0.04	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.08	0.03	0.08	0.07	0.08	0.03	0.09
Mg O	6.87	7.00	7.37	7.51	6.01	8.95	7.11	8.27	7.45	8.66	8.12	7.23	7.32
Ca O	10.80	11.80	10.26	10.77	10.72	10.99	11.51	11.13	10.52	11.18	11.54	11.36	10.22
Na ₂ O	2.79	2,75	2,68	2,76	2,92	2,65	2,52	2,51	2,79	2,41	2,34	2,90	2,79
K ₂ O	0.31	0.37	0.33	0.37	0.51	0.39	0.40	0.46	0.40	0.29	0.25	0.38	0.57
P ₂ O ₅	0.24	0.15	0.18	0.38	0.14	0.21	0.24	0.25	0.30	0.30	0.22	0.08	0.44
H ₂ O +	1.31	0.73	0.27	0.78	0.71	0.81	0.81	0.55	0.52	0.67	0.91	0.77	0.45
H ₂ O -	0.47	0.23	0.93	0.18	0.24	0.24	0.18	0.14	0.14	0.13	0.14	0.17	0.12
Total	100.05	98.93	98.97	99.13	99.43	99.03	98.60	99.00	99.26	99.49	99.54	98.91	99.45

	TF 719B	TF 720	TF 721	TF 742A	TF 742B	TF 742C	TF 746A	TF 746B	TF 778B	TF 785A	TF 785B	TF 785C	TF 789B
Si O ₂	46.25	45.70	46.09	45.94	45.83	44.98	43.97	45.52	44.80	45.13	46.05	46.84	47.56
Ti O ₂	3.00	2.91	2.51	2.96	2.88	3.82	3.68	3.88	2.88	3.40	2.69	1.80	2.49
Al ₂ O ₃	13.91	13.93	14.91	13.39	13.51	11.94	11.76	12.37	14.20	12.93	15.19	14.91	14.77
Fe ₂ O ₃	4.58	3.34	4.38	5.29	4.24	8.63	5.63	5.60	5.09	2.92	3.21	4.08	3.58
Fe O	10.13	10.39	9.65	10.66	11.47	11.03	13.13	13.23	8.61	13.61	10.18	8.49	8.80
Mn O	0.09	0.08	0.08	0.10	0.10	0.09	0.10	0.20	0.08	0.04	0.07	0.07	0.14
Mg O	7.10	7.39	6.55	6.68	6.41	5.53	5.27	5.37	6.36	6.30	7.11	8.36	7.80
Ca O	10.19	11.27	10.82	10.04	9.98	9.19	8.84	9.27	12.11	9.40	10.48	11.88	10.86
Na ₂ O	2.76	2.68	2.72	2.83	2.77	2.79	2.96	2.90	2.70	3.00	2.73	2.44	2.62
K ₂ O	0.55	0.49	0.42	0.60	0.57	0.49	0.48	0.50	0.46	0.52	0.32	0.24	0.65
P ₂ O ₅	0.42	0.44	0.19	0.20	0.21	0.18	0.23	0.23	0.40	0.05	0.32	0.18	0.22
H ₂ O +	0.36	1.26	0.70	0.45	0.63	0.27	2.40	0.69	1.87	0.81	0.87	0.68	0.77
H ₂ O -	0.13	0.11	0.22	0.21	0.16	0.25	0.30	0.20	0.22	0.30	0.23	0.15	0.24
Total	99.47	99.99	99.24	99.35	98.76	99.19	98.75	99.96	99.78	99.41	99.44	99.47	100.43

ANNEXE 2 - TABLEAU 7

ANALYSE CHIMIQUE D'UN BASALTE DE L'AXE ACTIF DE TADJOURA

Échantillon	V 60
Si O ₂	46.09
Ti O ₂	3.45
Al ₂ O ₃	13.57
Fe ₂ O ₃	3.20
Fe O	10.60
Mn O	0.08
Mg O	8.77
Ca O	10.09
Na ₂ O	2.66
K ₂ O	0.37
P ₂ O ₅	0.36
H ₂ O +	0.64
H ₂ O -	0.04
Total	99.92

DATATIONS POTASSIUM-ARGON DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES

Échantillon	Analyse	Roche	Situation	Position stratigraphique	K %	⁴⁰ Ar rad.%	Age en MA	
Série de Mabla (rhyolites)								
MB 263	1	rhyolite	Mouçourri (oued Debe)	Partie supérieure d'un compartiment tectonique dans la série de Mabla, recouvrant les basaltes de Mabla.	4.13	71.5	18.8 ± 1.4	
MB 976	1	rhyolite	Ameisso Dâba (Bankouwâle)		2.98	45.26	14.1 ± 0.23	
MB 976		rhyolite	Ameisso Dâba (Bankouwâle)		2.98	47.70	14.4 ± 0.23	
TF 962		rhyolite	Eambaro		3.90	53.25	13.3 ± 0.22	
TF 962		rhyolite	Eambaro		3.90	53.66	13.3 ± 0.22	
TF 959		rhyolite	oued Masgid	Partie moyenne de la série, recouvrant les basaltes de Mabla.	3.94	73.51	13.2 ± 0.21	
TF 959		rhyolite	oued Masgid		3.94	74.13	13.0 ± 0.21	
TF 978		rhyolite	carte de Daddaeto	Partie intermédiaire, recouverte par les basaltes de Mabla.	2.97	24.57	12.4 ± 0.22	
TF 954		rhyolite	Lângobâle adde	Affleurement isolé, très érodé, sans doute recouvert par les basaltes du Dalha inférieur.	2.73	18.26	11 ± 0,23	
Série de Mabla (basaltes)								
TF 977		basalte	carte de Daddaeto	Partie inférieure, reposant sur les rhyolites de Mabla.	0.194	11.64	13.5 ± 0.34	
TF 977		basalte	carte de Daddaeto		0.194	9.50	13.4 ± 0.37	
TF 967		basalte	Tabantab	Partie supérieure recouverte par les rhyolites de Mabla.	0.235	17.74	12.2 ± 0.24	
TF 967		basalte	Tabantab		0.235	16.63	12.4 ± 0,27	
TF 963		basalte	col de Milaglé	Partie supérieure recouvrant base des rhyolites de Mabla.	0.406	21.18	9.5 ± 0.18	
TF 963		basalte	col de Milaglé		0.406	19.68	9.9 ± 0.20	
Série du Dalha								
MB 272	1	basalte	oued Kadda Hallou	Base de la série, recouvrant en discordance les rhyolites de Mabla.	0.37	32.8	8.9 ± 1.1	
TF 980		basalte	Adacli Dâba		1.04	30.98	8.6 ± 0.15	
TF 980		basalte	Adacli Dâba		1.04	33.85	8.6 ± 0.15	
TF 698	2	basalte	oued Afay (nord Asal)	Base visible d'un compartiment tectonique.	0.62	7.5	8.5 ± 0.8	
TF R 18	2	basalte	Randa	Base visible d'un compartiment tectonique.			7.8 ± 0.4	
GE 38	1	basalte	oued Heda le Dabba (N Asal)	Partie inférieure d'une fine séquence recouverte par les rhyolites de Ribta.	0.57	41.3	7.8 ± 1.0	
GE 35	1	basalte	oued Fuwaito (nord Day)		0.50	46.7	7.8 ± 0.7	
GE 34	1	basalte	Hêmallé (nord Day)		0.53	39.2	7.6 ± 1.2	
GE 41	1	basalte	Egeraleyta (sommets Day)		0.55	29.3	7.0 ± 0.9	
W 82	3	basalte	Hedalou (est Ribta)		0.47	14.0	6.5 ± 0.2	
TF 783	2	basalte	Arta		Base visible de l'escarpement Nord d'Arta.	0.37	4.0	5.9 ± 0.5
MB 278	1	basalte	oued Heda le Dabba (N Asal)		Sommet d'un compartiment tectonique dont la base est TF 698	0.43		5.9 ± 0.9
TF 692	2	basalte	Kadda Gâli (nord Asal)	1.08		13.8	4.8 ± 0.22	
GE 27	1	basalte	plateau Ayrole Dâba	Sommet d'un compartiment tectonique	0.32	11.5	4.5 ± 1.4	
TF 950		trachyte	zone d'Arta		1.88	21.48	4.2 ± 0.08	
TF 950		trachyte	zone d'Arta	Partie intermédiaire d'un compartiment tectonique dont la base est TF R 18	1.88	25.74	4.2 ± 0.07	
TF R 13	2	basalte	Randa		4.0 ± 0.4			
TF 740	2	basalte	Arta	Sommet d'un compartiment tectonique recouvert en discordance par la série stratoïde.	0.23	6.4	3.9 ± 0.4	
TF 370	3	basalte	Garab (Day)	Sommet d'un compartiment tectonique.	0.68	18.0	3.8 ± 0.12	
W 2	3	trachyte	Sandère	Sommet d'un compartiment tectonique recouvert en discordance par les basaltes initiaux de Djibouti.	1.62	11.5	3.6 ± 0.15	
Série de Ribta								
TF 895	2	rhyolite	zone d'Arta	Coulée recouvrant les basaltes du Dalha et recouverte par la série stratoïde.	3.82	26.7	3.6 ± 0.2	
TF 3 (I)	3	rhyolite	Ribta	Coulée recouvrant les basaltes du Dalha et recouverte par le conglomérats Pa.	3.74	66.0	3.5 ± 0.12	
TF 3 (II)	3	rhyolite	Ribta		3.74	61.0	3.2 ± 0.1	
Série stratoïde								
TF 633	2	basalte	Arta	Base de la série stratoïde (plateau d'Arta).	1.00	9.6	3.3 ± 0.3	
TF 773	2	basalte	Ayrellâye (Ghoubbet-est)	Partie moyenne de la série stratoïde	0.56	6.5	2.8 ± 0.3	
TF 787	2	basalte	Eagâgley (Ghoubbet-est)		0.69	3.7	2.5 ± 0.4	
TF 988		basalte	Ouren Dô (NO de la carte)	Base visible d'un compartiment tectonique.	1.54	14.97	2.3 ± 0.05	
TF 988		basalte	Ouren Dô (NO de la carte)		1.54	16.11	2.3 ± 0.05	
Série initiale								
TF 746 A	2	basalte	Qoudounley Kalâlôho	Base de la série recouvrant les conglomérats Pa.	0.43	6.8	2.8 ± 0.3	
TF 742 A	2	basalte	Wêca	Base de la série recouvrant les conglomérats Pa.	0.47	6.1	2.8 ± 0.3	
TF 785 A	2	basalte	oued Qîqlé (pl. d'Arta)	Base visible d'un compartiment tectonique.	0.43	6.4	1.8 ± 0.2	
TF 789 B	2	basalte	Abou Mâya (passe Ghoubbet)	Base visible de la série recouvrant les basaltes de la série stratoïde	0.54	4.9	1.1 ± 0.2	
TF 717	2	basalte	oued Marsâki (Tadjoura)	Fine coulée intercalée entre les conglomérats Pa et Qa.	0.32	1.7	1.0 ± 0.2	
TF 703 B	2	basalte	oued Galaéle Foço	Base visible d'un compartiment recouvert par les conglomérats Qa.	0.38	1.2	1.0 ± 1.0	
TF 691	2	basalte	Ayrole Dâba (nord Asal)	Base visible d'un compartiment au Nord du rift d'Asal.	0.37	1.0	0.9 ± 0.9	

Analyses : 1 — in BOUCARUT et al. (1980)
 2 — in RICHARD (1979)
 3 — in BARBERI et al. (1975)

Toutes les autres mesures sont faites au Laboratoire K/Ar (Pr Cassagnol) du centre des faibles radioactivités (C.F.R.) — Labo. mixte CEA-CNRS - Gif/Yvette.

Les conditions sont les suivantes : — séparation minérale (mésostase) et analyses (K et Ar) sur la fraction 250-500 μ

— analyse de K par spectrométrie

— analyse de Ar : 1. prise de 7 à 15 g

2. mesure par spectrométrie de masse sans adjonction de gaz traceur ³⁸Ar, selon la méthode décrite dans CASSIGNOL et al. (1978) et CASSIGNOL et GILLOT (1982).

— constantes conventionnelles : voir STEIGER et JAGER (1977).

DATATIONS U/Th DES DÉPÔTS MARINS

Échantillon	Localisation	Matériel	Calcite %	U _{ppm}	$^{230}\text{U}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Age 10^3 ans	Référence
MFT 182	KJ 800 394	Huître	100		$1,32 \pm 0,003$	$0,754 \pm 0,027$	140 ± 10	Faure et al., 1980
MFT 825	Tadjoura	Corail	0	$3,13 \pm 0,11$	$1,15 \pm 0,2$	$0,67 \pm 0,03$	116 ± 10	
MFT 106 A	KJ 746 036	Huître	100	$0,26 \pm 0,008$	$1,27 \pm 0,04$	$0,626 \pm 0,025$	102 ± 7	
MFT 106 C	KJ 746 036	Huître	100		$1,40 \pm 0,04$	$0,48 \pm 0,02$	69 ± 4	
MFT 105 B	KJ 750 036	Corail	0		$1,13 \pm 0,02$	$0,065 \pm 0,003$	$7,3 \pm 0,4$	
MFT 105 A	KJ 750 036	Corail	0	$2,56 \pm 0,04$	$1,13 \pm 0,01$	$0,061 \pm 0,003$	$6,9 \pm 0,4$	
MFT 107 A	KH 528 908	Corail	0	0	$1,15 \pm 0,02$	$< 0,003$	récent	
MFT 108 A	KH 505 894	Huître	100	0			récent	

DATATIONS ¹⁴C DES ÉCHANTILLONS SÉDIMENTAIRES

Échantillon	Côte UTM	Matériel daté	Age ¹⁴ C (ans BP)	Référence
MFT 67	KJ 643 043	Gastéropode marin	250 ± 60	
MFT 188b		Huître	480 ± 80	
MFT 68	KJ 643 043	Charbon de bois	515 ± 140	
JCF T 1	KH 300 763	<i>Arca</i>	2010 ± 120	FONTES (1971)
JCF 76/17			2165 ± 135	FONTES (1979)
MFT 188a		<i>Arca</i>	2630 ± 260	
JCF 76/18		<i>Arca</i>	2890 ± 160	FONTES (1979)
A 454	KH 281 827	<i>Mélanoïdes</i>	6280 ± 220	GASSE (1975)
MFT 127	KH 294 867	<i>Mélanoïdes</i>	6315 ± 175	
MW 235		<i>Mélanoïdes</i>	6380 ± 185	J. Ch. FONTES, communication personnelle
MFT 124	KH 276 859	<i>Mélanoïdes</i>	6890 ± 270	
MFT 410	KH 283 827	<i>Mélanoïdes</i>	7060 ± 160	
N 118	KH 286 864	<i>Mélanoïdes</i>	7890 ± 120	GASSE (1975)
MFT 302	KH 287 861	<i>Mélanoïdes</i>	8225 ± 160	
A 445	KH 280 830	<i>Mélanoïdes</i>	8400 ± 140	GASSE (1975)
A 453	KH 281 827	<i>Mélanoïdes</i>	8460 ± 180	GASSE (1975)
MFT 126	KH 294 867	<i>Mélanoïdes</i>	8630 ± 320	
MFT 123	KH 276 859	<i>Mélanoïdes</i>	8965 ± 240	
MFT 300	KH 283 827	<i>Mélanoïdes</i>	9440 ± 160	
A 446	KH 280 830	<i>Mélanoïdes</i>	9590 ± 230	GASSE (1975)
A 444	KH 281 830	<i>Mélanoïdes</i>	9920 ± 230	GASSE (1975)
MFT 301	KH 276 856	<i>Mélanoïdes</i>	13970 ± 320	
Ghoubbet (récif soulevé)		Coquille	27600 ± 1500	STIELTJES (1973)

Les datations inédites présentées dans ce tableau ont été réalisées par J. Ch. FONTES et feront l'objet de publications ultérieures.

ANNEXE 6

ANALYSE PAR DIFFRACTION AU RAYONS X DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

1 — Méthode

Les carbonates ont été mesuré par calcimétrie et sont exprimés en % poids.

Le quartz, exprimé en % poids, a été mesuré par la surface du pic situé à $2\theta = 15,53^\circ$, corrigé par les rapports obtenus pour les mélanges connus de calcite pure (MFT 121) et de quartz.

Les argiles, exprimées en % poids, sont mesurées par les rapports des surfaces des pics principaux au pic principal obtenu par un échantillon de smectite pure (MFT 84). Les échantillons argileux ont été traité à l'éthylène-glycol, ce qui a mis en évidence que les argiles prépondérantes correspondent à des smectites.

Les feldspaths sont mesurés par la surface des pics sur l'intervalle $15,7^\circ \leq 2\theta \leq 16,35^\circ$, rapportée par un rapport 1/1 à la surface du pic $2\theta = 15,53^\circ$ du quartz. Cette mesure n'a qu'une signification qualitative, afin de permettre une comparaison entre les échantillons.

La tridymite-cristoballite, exprimée en % poids, est mesurée par le rapport de la surface des pics situés sur l'intervalle $11^\circ \leq 2\theta \leq 14^\circ$ à la surface des pics de cet intervalle obtenue pour un échantillon essentiellement constitué de tridymite-cristoballite (MFT 173).

2 — Conclusion

Dans l'ensemble, les échantillons de limons sont riches en matériaux non exprimés pour l'intervalle $0^\circ \leq 2\theta \leq 21^\circ$. L'observation microscopique de ces échantillons révèle la présence de nombreux fragments de verre, plus ou moins usés. Des échantillons de roches éruptives altérées ont été prélevés. Les rhyolites de Mabila sont représentées par les échantillons MFT 72A et 73B, les basaltes du Dahla par MFT 13, 128, 165 et 166 (ponces), les basaltes initiaux par MFT 1. On retrouve le même type d'argile dans les limons et dans les roches éruptives altérées.

ANNEXE 6 — TABLEAU

ANALYSES MINÉRALOGIQUES DES SÉDIMENTS (rayons X)

Échan- tillon	Locali- sation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFT 1	KJ 036 674	10				nombreux petits pics non identifiables
MFT 2	KJ 036 674		21.5			F 10 %
MFT 4	KJ 036 674	13	25	16	46	F 15 %
MFT 5	KJ 036 674	18	7	23	52	F 12 %
MFT 6	KJ 036 674	13	21.5	15	50.5	F 13 %
MFT 7	KJ 036 674	9	4.5		86.5	F 15 %
MFT 8	KJ 036 674	15	13	19	53	F 9 %
MFT 9	KJ 036 674	10	20	12	58	F 19 %
MFT 10	KJ 036 674	11	17.4	13	58.5	F 19 %
MFT 12	KJ 375 225	21	30	3	46	F 2 %
MFT 13	KJ 375 225	25	18	3	54	F 3 %
MFT 14	KJ 375 225	11	12.5	6	71.5	F 12 %
MFT 15	KJ 426 077	27	15	5	53	F 3 %
MFT 16	KJ 426 077					amorphe
MFT 17	KJ 426 077					amorphe
MFT 18	KJ 426 077	14	53	4	29	F 3 %
MFT 21	KJ 769 055	15	10	14	61	F 10 %
MFT 22	KJ 746 038	28		10	62	F 4 %
MFT 23	KH 500 883	13	7.5	3	79.5	F 11 %
MFT 24	KH 523 905	12			88	F 10 %, Na Cl
MFT 25	KH 523 905	27	7.5	8	57.5	F 9 %
MFT 26	KJ 739 041	17	10	12	61	F 8 %
MFT 27	KJ 739 041	17		14	69	F 9 %
MFT 28	KJ 739 041	19	7.5	9	64.5	F 4 %
MFT 29	KJ 739 041	11	15	10	64	F 7 %, Na Cl
MFT 30	KJ 739 041	16	15	10	64	F 4 %
MFT 31	KJ 739 041	13	12	7	68	F 6 %
MFT 32	KJ 739 041	12	10.5	9	79.5	F 6 %, Na Cl
MFT 33	KJ 739 041	19	7.5	8	65.5	F 6 %, Na Cl
MFT 34	KJ 739 041	10	15	10	65	F 7 %
MFT 35	KJ 739 041	11	16	16	57	F 6 %
MFT 36	KJ 739 041	17	19	11	53	F 6 %
MFT 38	KJ 739 041	63	17	10	10	F 6 %
MFT 39	KJ 674 036	18	7	8	69	F 9 %
MFT 40	KH 715 059	11	41	1	47	TC 33 %
MFT 41	KH 715 059	28	12	7	53	F 5 %
MFT 42	KH 715 050	20	22	6	52	F 6 %
MFT 43	KH 715 050	28	12.5	5	45.5	F 5 %
MFT 44	KH 715 059	11	29	10	50	F 6 %
MFT 45	KH 715 059	41	28.5	3	27.5	F 2 %
MFT 46	KH 715 059	11	54	1	34	
MFT 47	KH 715 059	11	74	2	13	
MFT 49	KH 397 958	32	5.5	1	61.5	TC 23 %
MFT 51	KH 397 958	47		7	46	F 5 %

ANNEXE 6 — TABLEAU (suite)

Échantillon	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFT 52	KH 397 958	33	1	3	63	F 3 %
MFT 53	KH 397 958	33	5	9	26	F 2 %
MFT 56	KH 397 958	15	18	11	56	F 6 %
MFT 60	KH 610 768	4	42	2	52	A 5 %
MFT 61	KH 610 768	18	27	2	53	F 9 %
MFT 62	KJ 657 053	25	20	7	48	F 7 %
MFT 63	KJ 657 053	9	12	5	74	F 5 %, TC 14 %
MFT 64	KJ 643 043	10	9.5	4	76.5	F 8 %
MFT 65	KJ 643 043	11	9	6	74	F 9 %
MFT 70	KJ 643 043	9		20	71	F 11 %
MFT 72	KJ 002 598	20		25	55	F 7 %
MFT 72A	KJ 770 248	18	10	2	70	F 10 %
MFT 73	KJ 002 598	18		5	77	F 12 %
MFT 73B	KJ 770 248	38		20	42	F 2 %
MFT 74	KJ 002 598	22	12	5	61	F 9 %
MFT 76	KJ 814 129	4	5.5	30	60.5	TC 43 %
MFT 77	KJ 799 137	36		38	26	
MFT 78	KJ 700 050	9	58	2	31	F 2 %
MFT 79	KJ 700 050	17	28	5	50	F 3 %, TC 16 %
MFT 80	KJ 700 050	17	39	2	42	F 1 %, TC 11 %
MFT 81	KJ 700 050	20	20	2	58	TC 35 %
MFT 82	KJ 700 050	51	4.5	3	42.5	F 15 %, TC 7 %
MFT 83	KJ 700 050	66		1	33	TC 5 %
MFT 84	KJ 700 050	98		1	1	
MFT 85	KJ 700 050	39		61		
MFT 86	KJ 700 050	42		58		G
MFT 87	KJ 700 050	39		61		
MFT 88	KJ 700 050	52		1	47	F 2 %
MFT 89	KJ 700 050	31	5	13	51	F 8 %
MFT 90	KJ 715 064	32	6		62	F 3 %
MFT 92	KJ 715 064	24	18	12	46	F 11 %
MFT 93	KJ 715 064	39	38.5	4	18.5	F 4 %
MFT 95	KJ 715 064	28	5	20	47	
MFT 96	KJ 705 050	27	23	3	47	F 5 %
MFT 97	KJ 705 050	21		2	77	F 2 %
MFT 99	KJ 705 050	17	4.5	1	77.5	F 2 %, Na Cl
MFT 100	KJ 705 050	28		2	70	F 3 %
MFT 101	KJ 705 050	31	4.5	3	61.5	F 5 %
MFT 102	KJ 705 050	23		1	76	F 1 %, Na Cl
MFT 103	KJ 705 050	15			85	Na Cl
MFT 104	KJ 705 050	26		1	73	F 1 %, Na Cl
MFT 105	KJ 705 050	16		2	82	
MFT 106	KJ 705 050	45	5	1	49	F 1 %, TC 6 %
MFT 107	KJ 705 050	11	5		84	TC 26 %
MFT 108	KJ 700 050	20	6	5	69	F 12 %
MFT 110	KJ 700 050	17	7.5	3	72.5	F 2 %
MFT 111	KJ 700 050	23		2	75	F 2 %
MFT 112	KJ 700 050	30	9	2	59	F 2 %

ANNEXE 6 — TABLEAU (suite)

Échantillon	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFT 113	KJ 700 050	45	5		50	F 2 %
MFT 114	KJ 700 050	27			73	
MFT 115	KJ 700 050	47	4	2	47	Na Cl
MFT 116	KJ 700 050	43		1	56	TC 14 %, G
MFT 117	KJ 700 050	6	25.5		68.5	TC 30 %
MFT 118	KJ 700 050	20	40	1	39	F 4 %
MFT 119	KJ 700 050	7		1		F 12 %, P 2 %
MFT 120	KJ 700 050	7	85		8	
MFT 121	KJ 700 050		99		1	
MFT 128	KJ 700 050	36	21.5	2	61.5	
MFT 129	KJ 700 050	34	18		48	
MFT 165	KJ 750 250	25	4.5	1	69.5	
MFT 166	KJ 750 250	56			44	F 12 %, nombreux petits pics non identif.
MFT 167	KJ 750 250	52	8	4	36	TC 9 %
MFT 168	KJ 750 250	24			76	TC 47 %
MFT 169	KJ 750 250	9	22.5	1	67.5	TC 65 %
MFT 170	KJ 750 250	15	36	4	45	F 3 %
MFT 171	KJ 696 055	18	22.5	7	52.5	F 5 %
MFT 172	KJ 696 055	32	9	2	57	F 2 %, TC 14 %
MFT 173	KJ 696 055					TC 100 %
MFT 174	KJ 696 055	36		1		F 2 %
MFT 175	KJ 696 055	21		2	77	F 1 %
MFT 176	KJ 696 055	23		4	73	F 6 %
MFT 177	KJ 696 055	21		3		F 5 %
MFT 178	KJ 692 055	17	10	4	79	F 5 %, TC 13 %
MFT 179	KJ 692 055	15	8	3	74	F 4 %, Na Cl
MFT 180	KJ 692 055	4	61.5	2	32.5	
MFT 181	KJ 692 055	7	32	1	60	Na Cl
MFT 184	KJ 692 055	12	28	1	59	F 3 %, G
MFT 185	KJ 692 055	5	92	1	2	
MFT 186	KJ 692 055	12	59	2	27	F 1 %
MFT 187	KJ 692 055	10	59	1	30	G
MFT 205	KJ 692 055		98	1	1	
MFT 320	KJ 774 100	11	66.5	1	21.5	F 2 %
MFT 321	KJ 774 100	26	20.5	3	50.5	F 6 %
MFT 322	KJ 756 074	21	22.5	10	46.5	F 2 %
MFT 324	KJ 758 071	10	83	2	5	
MFT 325	KJ 758 071	21	5	8	66	F 11 %
MFT 326	KJ 701 057	61			39	Na Cl, MO 1 %, sels solubles (Na Cl, Mg Cl ₂ , Ca Cl ₂) 3,5 %
MFT 327	KJ 692 055	15	5	3	77	F 4 %
MFT 673	KJ 658 057	27	9	8	55	F 8 %
MFT 687	KJ 658 057	16	9	6	69	F 8 %
MFT 692	KJ 658 057	10	19	10	61	F 10 %, TC 30 %
MFT 6115	KJ 658 057	21	13	3	63	F 8 %

F : feldspaths ; TC : tridymite-cristoballite ; G : gypse ; A : attapulgite ; MO : matières organiques.

Dépôt légal n° 6386

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI TADJOURA

Élaborée par : M. FOURNIER, F. GASSE, J.-C. LÉPINE, O. RICHARD et J.-C. RUEGG
(DADACTO (N° 384-2))

RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI
INSTITUT SUPÉRIEUR D'ÉTUDES ET DE RECHERCHES
SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES

LÉGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE HOLOCÈNE (10 000 - 0 ANS BP)

- d Sables éoliens (dunes récentes et actuelles)
- a¹ Alluvions fluviales actuelles
- a² Alluvions fluviales et cordons littoraux marins récents
- i² Limons et argiles (Holocène supérieur)
- m¹ Plages et récifs marins (Holocène moyen et supérieur)
- c¹ Limons lacustres d'Casal (Holocène inférieur et moyen)
- c² Calcaires lacustres d'Casal (Holocène inférieur et moyen)
- t Travertins. Concrétions calcaires liées aux manifestations hydrothermales (Dans les zones Casal et Nord-Ghoubbat).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

- z¹ Alluvions fluviales (conglomérats, limons graveleux)
- D Diatomites lacustres d'Casal
- G Couverture de glaci
- m² Calcaires récifaux et faciès associés (madripores, passées conglomératiques, calcarenites et grès calcaires).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLEISTOCÈNE MOYEN A PLEISTOCÈNE INFÉRIEUR

- O₄ Conglomérats rhyolitiques et basaltiques (Pleistocène moyen)
- O₁ Argiles, diatomites et calcaires lacustres (Pleistocène inférieur)
- P₁ Argiles, diatomites et calcaires lacustres (Pliocène supérieur Pleistocène inférieur)
- P₂ Conglomérats rhyolitiques, basaltiques et limons, contemporains des basaltes initiaux (P₁), ou antérieurs aux basaltes initiaux (P₁).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE MIO-PLIOCÈNE

- P Calcaires, argiles et diatomites lacustres, contemporains des séries basaltiques anciennes (M, P₁).

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR A HOLOGÈNE

- Série basaltique de la zone axiale d'Casal
- Volcans, cônes et coulées d'extension limitée (picrites à ferrobasaltes, porphyriques à mégacristaux de bytownite, aphyrique pour les coulées plus récentes).

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE PLIO-PLÉISTOCÈNE

- Hyaloclastites de la zone axiale d'Casal
- Produits d'explosion phréatique (hyaloclastites de composition basaltique à mégacristaux de bytownite).
- Série basaltique du plancher interne d'Casal
- (Picrites à ferrobasaltes, dont certains à mégacristaux de bytownite).
- Hyaloclastites des marges externes d'Casal
- Produits d'explosion phréatique (hyaloclastites de composition basaltique).
- Série basaltique des marges externes d'Casal
- (Picrites à ferrobasaltes, parfois à mégacristaux de bytownite). Mise en place subaquatique.
- Série stratotide de l'Afar-ensemble supérieur (- 1 MA).
- Rhyolites d'Egeraleya, dômes, coulées massives, ponces et ignimbrites (Rhyolites métalumineuses et rhyolites hypercalcalines).
- Série stratotide de l'Afar-ensemble moyen (2 - 1 MA).
- Série basaltique fissurale d'épaisseur faible ici.
- Cônes et volcans centraux associés à la série initiale (P₁).
- Faïtes volcaniques alignées sur des fissures NW-SE dans la partie SE de la carte. Gros cônes de scories dans la zone Nord-Ghoubbat.
- Basaltes initiaux des bordures du Golfe de Tadjoura (2,8 - 1,0 MA)
- Série basaltique fissurale de 20 à 300 m d'épaisseur (basaltes picritiques à ferrobasaltes à tendance tholéitique).
- Série stratotide de l'Afar-ensemble inférieur (3,3 - 2,0 MA)
- Série basaltique fissurale de 50 à 300 m d'épaisseur (basaltes picritiques à trachytes sombres, à affinité transitionnelle).

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE MIOCÈNE ET PLEISTOCÈNE INFÉRIEUR

- Basaltes de Somalie
- Série basaltique fissurale d'épaisseur variant de 30 à 100 m.
- Rhyolites de Ribta (3,6 - 3,3 MA)
- Dômes, coulées (CR) et nappes de ponces (CR), de la partie supérieure de la série du Dalha. (Rhyolites métalumineuses et rhyolites hypercalcalines).
- Basaltes du Dalha (8,9 - 3,6 MA)
- Série basaltique fissurale (basaltes picritiques à trachytes sombres) d'épaisseur variant de 200 à 1000 m.
- P₂, ensemble inférieur, souvent altéré (8,9 - 5,9 MA)
- P₁, ensemble supérieur (5,9 - 3,6 MA).
- Rhyolites de Mabilia (18,8 - 9,7 MA)
- Coulées massives et dômes (M) et pyroclastiques (ignimbrites, nappes de ponces, perlites) (P) (Rhyolites métalumineuses et rhyolites hypercalcalines).
- Basaltes intermédiaires de Mabilia (13,5 - 10,0 MA)
- Série basaltique fissurale de 30 à 200 m d'épaisseur, intercalée dans la partie supérieure de la série de Mabilia (picrites à ferrobasaltes, à tendance transitionnelle).

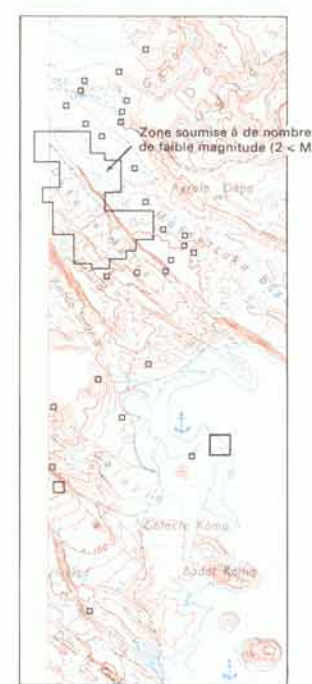
SYMBÔLES

- Faïte normale à rejet important (supérieur à 20 m)
- Faïte normale à rejet faible ou moyen (inférieur à 20 m)
- Faïte sans rejet vertical ou faïte décrochante
- Linéament
- Cratère, volcan central, cône de scories
- Dôme
- Dyke
- Nappe de ponces
- Zone d'émission rhyolitique
- Sens des coulées
- Pendage horizontal
- Direction de pendage
- Fumerolle
- Source chaude
- Forage avec profondeur en mètres
- Carrière de matériaux de construction
- Sols rouges (altération argileuse des basaltes)
- Argiles
- Diatomites
- Soufre
- Pouzzolanes

BATHYMETRIE

- Courbe bathymétrique avec profondeur en mètres.
- Mont sous-marin.

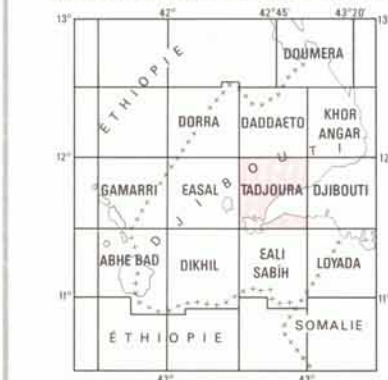
SISMICITÉ DE LA ZONE D'CASAL



SISMICITÉ

- Tous les séismes de magnitude (M) > 2 (Période : Mars 1973 à Décembre 1981)
- 2 < M < 3
- 3 < M < 4
- 4 < M < 5
- 5 < M

TABLEAU D'ASSEMBLAGE DES CARTES GÉOLOGIQUES



Lévés de terrain et minutes effectués en 1982.
Les formations sédimentaires ont été étudiées par : Marc Fournier (I.S.E.R.S.T. BP 486 DJIBOUTI) et Françoise Gasse (Ecole Normale Supérieure - 92260 FONTENAY-AUX-ROSES).
Les formations volcaniques ont été étudiées par : Olivier Richard (Géologue, 22, Place Maurice Faure - 78100 ROMANS).
La partie géophysique a été étudiée par : Jean-Claude Lépine et Jean-Claude Ruegg (Institut de Physique du Globe - Université PARIS VI).
Les données bathymétriques sont de l'I.G.N. (profondeurs de 0 à 50 m) et de la campagne océanographique de la Marine Nationale 1973-1975 (profondeurs de 50 à 700 m).