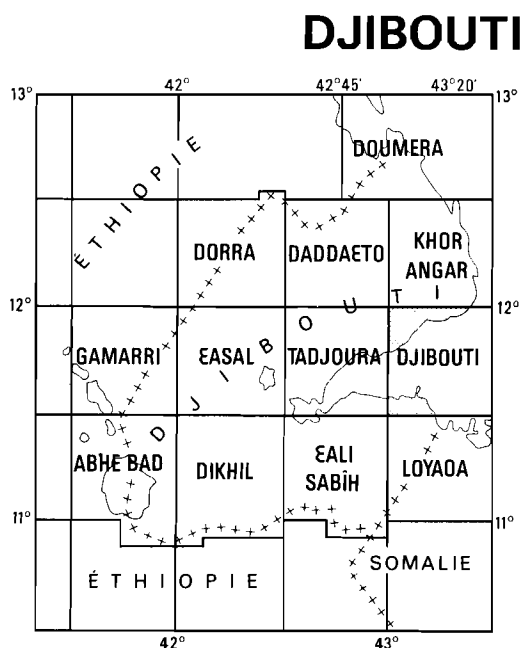


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI à 1:100 000



Coordinateur : F. GASSE
Formations sédimentaires : M. FOURNIER* et F. GASSE
Formations éruptives : O. RICHARD
Géophysique : J.C. RUEGG

Office de la Recherche Scientifique
et Technique Outre Mer
Service des Editions

PARIS
1983

NOTICE EXPLICATIVE

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

DJIBOUTI

Coordinateur : F. GASSE**

Formations sédimentaires : M. FOURNIER*
et F. GASSE**

Formations éruptives : O. RICHARD***

Géophysique : J.-C. RUEGG****

*Publié avec le concours du Ministère
des Relations Extérieures (France)
Services de la Coopération et du
Développement
Fonds d'Aide et de Coopération*

*ISERST, BP 486 Djibouti

**ENS, 92260 Fontenay-aux-Roses

***Géologue, 22, place M. Faure, 26100 Romans

****IPG, Université Paris VI

06
121

16. 473

PRÉFACE

La République de Djibouti a créé le 1^{er} janvier 1979 un Institut Supérieur d'Etudes 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 menés les tâches pratiques à cette fin.

Enfin, nos remerciements vont au Ministère Français de la Coopération et du 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

PREFACE

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

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

PRESENTATION DE LA FEUILLE I.G.N. 1:100 000 de Djibouti (F.G. et O.R.)

1. Le cadre géographique 5
2. Travaux antérieurs et méthodologie 6

LES FORMATIONS VOLCANIQUES (O.R.)

1. Les formations du Miocène 7
2. Les formations du Plio-Pléistocène 12

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

1. Les dépôts fluviatiles antérieurs à 1 MA (Plio-Pleistocène) 19
2. Conglomérats de piedmont (Pléistocène inférieur et/ou moyen) 20
3. Les sédiments marins anciens d'âge Pléistocène moyen (300 000 – 250 000 ans BP) 23
4. Les sédiments marins d'âge Pléistocène supérieur (150 000 – 100 000 ans BP) 29
5. Les sols rouges de la région de Djibouti : épigénèse et altération des basaltes initiaux 33
6. Les sédiments détritiques postérieurs aux dépôts marins du Pléistocène supérieur (environ 100 000 ans BP-Actuel) 34
7. Les sédiments marins holocènes de « la fosse d'Obock » 36

GEOPHYSIQUE (J.-C. R.) 35

1. Introduction 39
2. Structure profonde 41
3. Sismicité 44
4. Bathymétrie 44
5. Carte aéromagnétique 48

CONCLUSIONS (F.G. et O.R.) 49

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION	51
1. Substances utiles	51
2. Géothermie	51
3. Minéralisations	52
4. Hydrogéologie	52
BIBLIOGRAPHIE	53
ANNEXES	59

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, la Mer Rouge et le détroit du 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-el-Kharab.

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'Arassou, 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 1 000 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 Sahîh 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-el-Kharab 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. Des données climatiques sont publiées par LAPEYRE (1939), BESAIRIE (1949), BOULAIN (1962) et GRIFFITHS (1972). Une synthèse des données disponibles est publiée dans le rapport final de la Mission de Coopération Hydrogéologique allemande (1982).

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.

L'aridité s'accroît vers l'intérieur du pays qui ne bénéficie pas de vents marins. La pluviosité moyenne annuelle est inférieure à 200 mm/an sur une grande partie de la République. La température et l'évaporation atteignent leur maximum dans les secteurs situés en dessous du niveau de la mer (5 800 mm/an d'évaporation à Asal).

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 sont rares. Le lac Abhé, hyperalcalin, occupe un bassin fermé où se concentrent les eaux de la rivière Awash qui descend des plateaux éthiopiens. Les autres sont principalement alimentés par des sources thermales. C'est le cas du lac Asal aux eaux très minéralisées et de type chloruré-sodique.

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'inclue que les trois structures en extension de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et du rift africain (MAC KENZIE, 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 arabe (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. (1969, 1970, 1972), 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 (MARI-NELLI et VARET, 1973 ; BARBERI et al., 1975 ; ARTHAUD et al., 1977 ; STIELTJES, 1973 ; NEEDHAM 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, 1974) 1980, 1981) autour du golfe de Tadjoura montre une série d'épicentres de 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, 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 en fig. 1.

PRÉSENTATION DE LA FEUILLE IGN 1:100 000 DE DJIBOUTI

1. — Le cadre géographique

Le découpage des feuilles IGN au 1:100 000 veut que la carte de Djibouti, située à l'extrême est du golfe de Tadjoura, ne comprenne qu'un tiers environ de terres émergées, réparties de part et d'autre du golfe (fig. 1) :

- le nord du golfe : dans la zone d'Obock, le relief est dominé par les importants massifs rhyolitiques de Mabla (alt. 1300 m). Ces massifs sont entaillés par des oueds profonds et étroits qui suivent le tracé des failles majeures. Le long de la côte, au sud-ouest d'Obock, le plateau basaltique du Rouéli (alt. moyenne 350 m) plonge vers la mer par de hautes falaises de direction WNW-ESE. Vers l'est, de Gabolle au Ras Bir, d'anciens récifs coralliens forment un vaste plateau d'une cinquantaine de mètres d'altitude, entrecoupé par les larges oueds qui descendent des Monts Mabla, selon une direction NW-SE. Ce plateau, par ailleurs, se poursuit le long de la côte du Bab-el-Manhed sur la feuille de Khor Angar et jusqu'à Assab (Ethiopie).

- le golfe : les données bathymétriques dans le golfe de Tadjoura (BACKER et al., 1973 ; Campagne SUDMEROUAD, 1976...), font apparaître deux zones :

1. une vallée axiale étroite de quelques kilomètres, longeant les côtes nord : les fosses d'Obock (1500 m), de Maskali (1000 m) et le début de la fosse de Tadjoura à l'extrême ouest (750 m). Ces fosses se succèdent d'est en ouest et sont progressivement décalées vers le sud. Elles sont constituées d'un fond plat, qui remonte légèrement vers l'ouest, et sont bordées par des murs latéraux assez abrupts suivis d'une série de petits murs de hauteur moindre. Les zones de transition entre les fosses présentent une topographie plus mouvementée due à la présence de nombreux monts sous-marins.

2. un vaste plateau d'une profondeur ne dépassant pas 200m s'étend entre la vallée axiale et la côte sud. Les îles de Moucha et Maskali sont édifiées sur ce plateau.

- le sud du golfe : le massif du Bour Ougoul, marqué par de petits reliefs (alt. 350 m), affleure sur quelques kilomètres-carrés dans le coin sud-ouest de la carte. Vers le nord et l'est, s'étend un vaste plateau basaltique plus récent, d'une altitude moyenne comprise entre 50 et 150 m, entaillé par les oueds coulant d'ouest en est parallèles à la côte. Sur ce plateau s'élèvent quelques protubérances volcaniques et un édifice plus important, le volcan Hayyâbley, alignés sur des directions NW-SE. Vers l'est, un plateau corallien exondé forme, le long de la côte, une bande de quelques kilomètres de large sur laquelle est construite la ville de Djibouti. Les données bathymétriques indiquent que ce plateau madréporique se poursuit en mer, vers le nord, jusqu'aux îles Moucha et Maskali.

2. — Travaux antérieurs et méthodologie

Travaux antérieurs

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

- la « carte géologique de la Côte française des Somalis » au 1:400 000, avec notice de BESAIRIE (1949) ;
- la « carte géologique de l'Afar central et méridional » au 1:500 000, avec notice de VARET et GASSE (1975 ; 1978).

Pour le volcanisme, les grandes coupures stratigraphiques sont inspirées des travaux de BESAIRIE (1949) et de l'équipe CNR-CNRS principalement présentés dans le N° spécial de la *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.* (1973) et par BARBERI et al., 1975.

Pour les formations sédimentaires, nous nous sommes appuyés sur les travaux de FAURE et al., 1973-1981 et de HOANG et al., 1974 (formations marines) et sur ceux de GASSE, 1975 (formations continentales).

Les travaux effectués par le CEGD (1974, 1975) et l'ISERST (1978), synthétisés par BOUCARUT et al. (1980), ont également été pris en compte.

Les principales conclusions de ces études ont été présentées lors du Congrès international de Djibouti en février 1980 (Actes in N° spécial du *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1980).

Les données de terrain et les échantillons ont été recueillis pendant les campagnes de STIELTJES et VARET (1973), CIVETTA, VARET et RICHARD (1975), FAURE et HOANG (1975), ROBINEAU et RICHARD (1977), GADALIA et RICHARD (1978), GASSE, FOURNIER et RICHARD (1981). Les levés de terrain et minutes ont été effectués en 1981.

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

Travaux effectués pour la feuille 1:100 000 de Djibouti

Les échantillons de roches volcaniques ont été étudiés au microscope ; une trentaine d'échantillons ont été choisis pour analyses chimiques (Laboratoire de Pétrographie-Volcanologie - Orsay) ; des datations Potassium/Argon ont été effectuées sur 14 de ces roches volcaniques (Laboratoire K/Ar, CEA - Saclay) ; les phénomènes d'altération argileuse sur les basaltes ont été étudiés (Laboratoire de Pédologie - Paris VI) ; la méthode Uranium/Thorium a été utilisée pour dater 11 échantillons des massifs coralliens anciens (Laboratoire U/Th, CFR-CEA - Gif/Yvette) ; des analyses de la phase argileuse des sédiments ont été faites (Laboratoire de Stratigraphie, Paris VI).

LES FORMATIONS VOLCANIQUES

En parcourant une coupe depuis le horst d'Ali Sabih au sud jusqu'au bord de mer dans la région de la plage d'Arta (carte 1:100 000 de Tadjoura), on rencontre, en discordance sur la couverture sédimentaire jurassique et Crétacé 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 à plus de 20 MA, jusqu'aux basaltes très récents bordant le golfe de Tadjoura, dernières émissions visibles à l'affleurement de la dorsale de Tadjoura.

Une autre coupe effectuée au nord du golfe, de la région du Dalha jusqu'au bord de mer au voisinage d'Obock par exemple, montre la même succession stratigraphique (mis à part le socle) affectée sensiblement des mêmes événements tectoniques (fig. 2).

1. — Les formations du Miocène

1.1. — β_A : LES BASALTES FISSURAUX ANCIENS (SÉRIE D'ADOLEI)

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. Cet ensemble affleure au nord toujours en position topographique basse, au pied des grandes falaises rhyolitiques au bord des oueds. Mais ces affleurements ne représentent sans doute que le haut de la série. Au sud du golfe, la série d'Adolei apparaît au contact de la couverture sédimentaire d'Ali Sabih, au centre d'une vaste fenêtre d'érosion affectant les coulées basaltiques stratoïdes plus récentes (1).

Sur la feuille 1:100 000 de Djibouti, les seuls affleurements de ces basaltes se situent entre l'oued Orôbor et l'oued Dalleyi, aux pieds des Monts Akkaba, Oblol et Ouabole. Il est parfois très difficile de les distinguer des coulées basiques intercalées à la base de la série rhyolitique de Mabla ; il est également impossible d'individualiser une tectonique propre antérieure à celle affectant les rhyolites sus-jacentes.

Cette unité est à rapprocher de celle définie par le C.E.G.D. sous le nom de formation de Galile (B_{II}).

(1) Les passages composés en italiques correspondent à des généralités sur l'ensemble des cartes au 1:100 000 de la République de Djibouti.

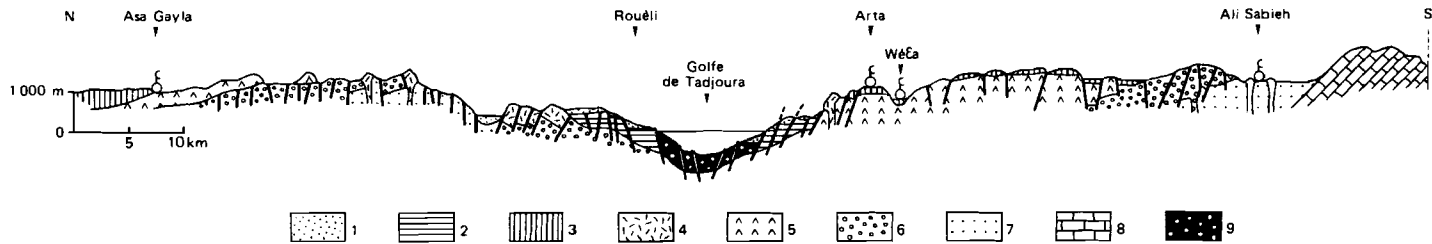


Fig. 2 : Coupe géologique schématique de la République de Djibouti.

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.

Des mesures radiométriques K/Ar faites sur des phénocristaux de plagioclases (carte 1:100 000 d'Ali Sabîh) indiquent des âges de 20 à 15 MA (BARBERI et al., 1975) ; cette unité semble donc être contemporaines des premiers mouvements extensifs affectant la plate-forme arabo-africaine (JONES, 1976) si l'on considère l'âge de 15 MA donné pour l'ouverture du golfe d'Aden par LAUGHTON (1970) et par COURTILLOT et LE MOUËL (1978).

Pétrographiquement, GADALIA (1980) montre que cette série est continue depuis des basaltes à olivine jusqu'aux trachytes rhyolitiques. Là encore, on ne peut la distinguer des émissions basiques synchrones des rhyolites de Mabla.

1.2. — ρ_{MET} ρ_P : LES RHYOLITES DE MABLA

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

Elles ont été les premières à être observées et étudiées : on raconte qu'à la fin du XIX^e 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 cette anthracite se révéla fort peu combustible et finit par être identifiée comme verre rhyolitique de la série de Mabla.

Une coupe effectuée dans les Monts Orolli, du fond de l'oued Indai au sommet (430 m), montre la succession suivante (fig. 3) :

- à la base, le basalte ancien d'Adolei.
- une coulée rhyolitique massive.
- un niveau à pyromérides (mise en place sub-aquatique, lacustre ?)
- un niveau de cendres blanches altérées, litées et creusées par l'érosion.
- une coulée de rhyolite compacte et sphérolitique à la base, lacunaire au sommet.
- un niveau de cendres blanches, verdâtres en lits entrecroisés, traversé par un filon perlitique E-W, vitreux et altéré.
- une coulée massive de rhyolites.
- une couche de petites boules blanches creuses, tapissées de silice dans une matrice sombre.
- au sommet, une coulée assez épaisse de rhyolites et d'ignimbrites aphyriques rubannées.

D'autres coupes effectuées dans la région des Mabla montrent l'importance des pyroclastes par rapport aux coulées massives (environ 60 %).

La distinction d'aspect volcanologique entre les rhyolites pyroclastiques ρ_P et les rhyolites massives ρ_M , pourtant de nature pétrographique semblable, met en relief une certaine chronologie d'émission : les niveaux de tufs, ignimbrites et cendres, forment la base des escarpements et c'est dans les derniers stades de l'émission qu'apparaissent les coulées de rhyolites massives dont l'épaisseur peut atteindre 70 m.

La caractéristique de ce volcanisme est d'être essentiellement fissural. Contrairement au reste du volcanisme acide de l'Afar, il est impossible d'identifier des appareils centraux (mis à part les dômes fréquents).

La tectonique qui s'y développe est de direction N 150° dans le nord (et plus spécialement sur la feuille 1:100 000 de Khor Angar) et N 30° dans les Monts Mabla. Ce sont des failles normales, contemporaines du début de l'extension en Mer Rouge, qui délimitent des compartiments tectoniques. Les oueds profonds et rectilignes reprennent le tracé des failles majeures. Aux alentours du golfe de Tadjoura, ces rhyolites

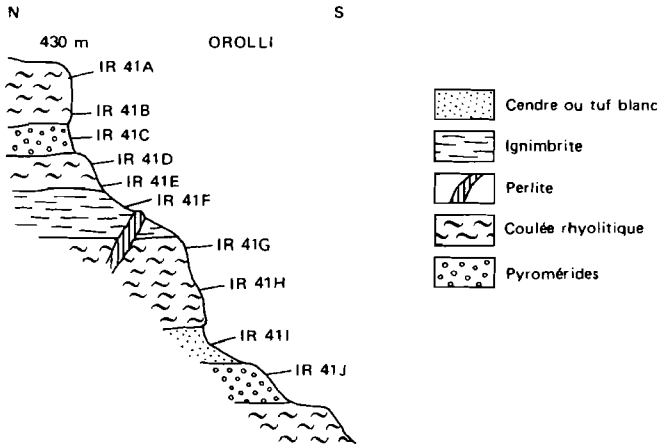


Fig. 3 : Coupe dans les rhyolites de Mabla (ρ_M et ρ_P)

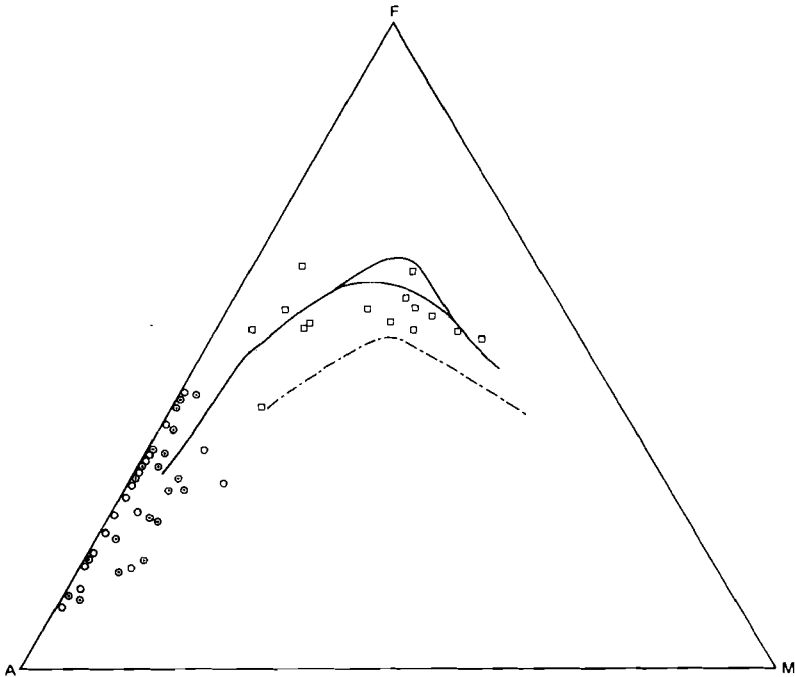


Fig. 4 : Diagramme AFM montrant le lien de parenté existant entre les termes basiques de la série d'Adolei et les rhyolites de Mabla (d'après GADALIA, 1980).

- termes basiques de la série d'Adolei
- rhyolites hypercalines
- rhyolites méta-alumineuses

sont affectées par une tectonique normale de direction parallèle à l'axe actif de Tadjoura (N 90° - N 120°) ; ces failles sont plus récentes puisqu'elles recouperont également les basaltes récents du Rouéli (partie centre-ouest de la carte).

Pétrographie :

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 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 hyperalcalines) par l'apparition de quartz en phénocristaux ; la sanidine remplace l'anorthose ; apparaissent ensuite des pyroxènes (heddenbergite et aegyryne) ; enfin les amphiboles (aenigmatite puis arfvedsonite) caractérisent les derniers stades de l'évolution (voir tableau d'analyses chimiques - annexe 2, tableau 1).

L'étude pétrographique d'une centaine de rhyolites Miocène échantillonnées dans toute la République de Djibouti montre l'absence de zonation tant dans l'espace que dans le temps. L'étude minéralogique et géochimique indique l'existence d'un lien de parenté magmatique entre les basaltes d'Adolei (et les intercalations basiques de la base de la série) et les rhyolites de Mabla. Cette série évoluerait sous faible profondeur dans des pièges tectoniques (GADALIA, 1980) (fig.4).

Géochronologie :

L'âge le plus ancien obtenu sur les rhyolites de Mabla de la carte de Djibouti est de 16,2 MA (TF 930 - annexe 3, tableau 1) ; il s'agit d'une coulée de la base de l'escarpement entre l'oued Aloum et le Mont Amaua (route de Mée-Doho) ; le sommet de la série est daté à 11,4 MA au Mont Akkaba ; au nord-ouest, sur la feuille 1:100 000 de Daddato, une coulée de trachyte du haut de la série de Mabla atteint 9,7 MA.

1.3.— β_{D_1} ET β_{D_2} : LES BASALTES 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 également au sud, autour du horst d'Ali Sabîh. On la trouve en discordance angulaire plus ou moins prononcée sur les rhyolites de Mabla fortement érodées. Cet ensemble est formé d'un empilement de coulées basaltiques régulières de 5 à 10 m d'épaisseur, d'une puissance atteignant 800 m ; on y trouve de rares intercalations ignimbritiques et de plus fréquents niveaux détritiques ; des études détaillées de terrain permettent de distinguer deux sous-ensembles observables sur la feuille 1:100 000 de Tadjoura :

— une série inférieure β_{D_1} qui, au vu des contours géologiques de la carte d'Ali Sabîh (C.E.G.D., 1975), correspondrait à la formation de Maryan'Ad (M_1).

— une série supérieure β_{D_2} correspondrait à la formation de Galémi (B_1).

Les âges varient de 8,5 MA pour le bas de la série (compartiment affaissé au nord du rift d'Asal - carte 1:100 000 d'Asal) à 3,6 MA (au sommet d'une falaise tectonique au sud de Wéa) (BARBERI et al., 1975).

Des analyses chimiques effectuées sur des roches prélevées sur les cartes voisines (Tadjoura, Asal, Ali Sabîh...) montrent que cette unité est constituée de basaltes transitionnels passant de types picritiques rares à des types plus riches en Fer (ferrobasaltes) (annexe 2, tableau 2).

Sur la carte de Djibouti, ces basaltes n'affleurent que très partiellement ; on les trouve au sommet de quelques petits compartiments tectoniques (délimités par la

combinaison de failles de direction N 30° et N 100°), sur les rhyolites antérieures (Monts Garassou, Mangaia au nord-est de l'oued Dalleyi). Ils sont facilement remarquables dans le paysage par la régularité des empilements contrastant avec l'aspect chaotique du volcanisme acide. Contrairement à la plus grande partie de l'unité du Dalha (feuilles 1:100 000 de Tadjoura et Daddato) qui pend vers le nord-ouest, ils sont ici basculés tantôt vers le NNE, tantôt vers le SSW, par la tectonique normale de direction axe actif de Tadjoura.

Au sud de la carte, ils affleurent dans le coin sud-ouest (Gél lô Djôgse) ; ils sont recouverts par les basaltes de la série stratoïde de l'Afar.

La puissance et l'âge de cette série, ainsi que sa position géographique de part et d'autre du golfe, nous amènent à penser que les lieux d'émission ont dû être voisins de l'emplacement actuel du golfe ; on peut structuralement considérer ces basaltes du Dalha comme caractérisant le stade précoce de soulèvement et de magmatisme précédant l'ouverture Plio-Quaternaire du golfe de Tadjoura.

2. — Les formations du Plio-Pléistocène

2.1. — β_R : LES RHYOLITES DE RIBTA

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

Cette unité n'affleure pas sur la carte 1:100 000 de Djibouti, mais les coulées de Hédalou (feuille 1:100 000 de Tadjoura, nord-ouest du Rouéli) ne sont en dehors de la carte que de quelques dizaines de mètres.

Nous n'en faisons mention ici que pour les situer dans la chronologie volcanique de la République de Djibouti.

2.2. — β_S : LA SÉRIE STRATOÏDE DE L'AFAR

Cette série basaltique est associée au volcanisme de l'Afar central et non à celui de sa partie sud-est. 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 importants de fines coulées basaltiques fissurales ; à la base de la série, le fort pourcentage de dykes amène BARBERI 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 (Gamarrî, Abhe Bad, Asal, Dorra...), l'épaisseur de ces basaltes peut atteindre 1300 m. La série stratoïde ne parvient à l'est (aux alentours du golfe de Tadjoura) que de façon très pelliculaire ; elle forme une couverture tabulaire sur les compartiments découpés par la tectonique postérieure.

Les affleurements les plus orientaux se situent sur la feuille de Djibouti. Dans le coin sud-ouest (Gél lô Djôgse), quelques fines coulées (3 à 5 m) recouvrent en discordance les basaltes du Dalha ; on en trouve moins d'un km².

Les roches sont des basaltes transitionnels à tendance alcaline comme le montre VARET (1973) qui note une alcalinité croissante du centre de l'Afar vers les marges. Les datations effectuées sur des roches prélevées en République de Djibouti (cartes 1:100 000 d'Ali Sabîh, Asal, Tadjoura...) font apparaître des âges variant de 3,3 à 2.0 MA.

Dans le même temps, se développe aux alentours immédiats du golfe de Tadjoura un volcanisme basaltique fissural différant de celui de la série stratoïde par sa position structurale et son chimisme.

2.3. — β_i ET β_{i_1} : LA SÉRIE BASALTIQUE INITIALE DES BORDURES DU GOLFE DE TADJOURA

Cette unité possède certaines caractéristiques significatives :

1 — la série affleure sur la quasi-totalité des deux côtes du Golfe (excepté une lacune entre Tadjoura et le nord du Ghoubbet-al-Kharab, carte 1:100 000 de Tadjoura) ;

2 — les 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 ce soit un réseau de fissures est-ouest, repris localement par des failles normales, qui soit à l'origine de ces coulées ;

3 — la plupart de ces coulées possède un caractère sous-marin (ou du moins sub-aquatique) : pillow-lavas, débit en pavés sur les surfaces visibles...

4 — chacune des unités est, sans exception, intercalée ou recouverte par des conglomérats détritiques (composés essentiellement de galets des séries anciennes). Leur mise en place est donc antérieure ou synchrone à des mouvements d'affaissement axial (à l'emplacement actuel du Golfe ?) ou de 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 est-ouest de type océanique, le long du golfe de Tadjoura ; ce sont les marqueurs chronologiques de l'ouverture de la dorsale de Tadjoura.

Les études de terrain, pétrographiques et géochronologiques nous ont conduit à distinguer plusieurs sous-ensembles dans cette formation. Elles diffèrent par leur âge décroissant d'est en ouest (retracant l'avancée de l'expansion océanique du golfe d'Aden vers l'Afar central) ; l'évolution de leur composition chimique suggère également cette progression.

Sur la feuille 1:100 000 de Djibouti, trois de ces sous-ensembles affleurent : au nord, ceux du Rouéli et d'Obock ; au sud, celui de Djibouti.

— *Unité de Djibouti*

Remplissant sur plusieurs centaines de km² la plaine qui s'étend au sud et à l'ouest de Djibouti, cette unité est caractérisée par sa faible épaisseur qui dépasse rarement 70 m et par une tectonique distensive faiblement exprimée. Quand elle n'est pas en contact direct avec les séries anciennes (série du Dalha du Bour Ougoul, vers Gêl lô Djögse), la première coulée repose sur des alluvions détritiques (Pa) composées de galets de rhyolites et de basaltes anciens ou sur des paléosols d'altération rougeâtres, cuits à son contact.

Une coupe dans l'oued Warâbôr qui débouche à Gaan Maan, entre Djibouti et Dorâle, montre sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, une succession de sept coulées basaltiques fissurales très régulières. Cette structure tabulaire est affectée, le long d'une bande est-ouest sur la côté septentrionale, par une tectonique extensive en failles normales ; le rejet de ces failles peut atteindre 40 m ; aux alentours de Dorâle, des compartiments affaissés affleurent au niveau de la mer et sont recouverts en partie par des massifs coralliens pleistocènes m²

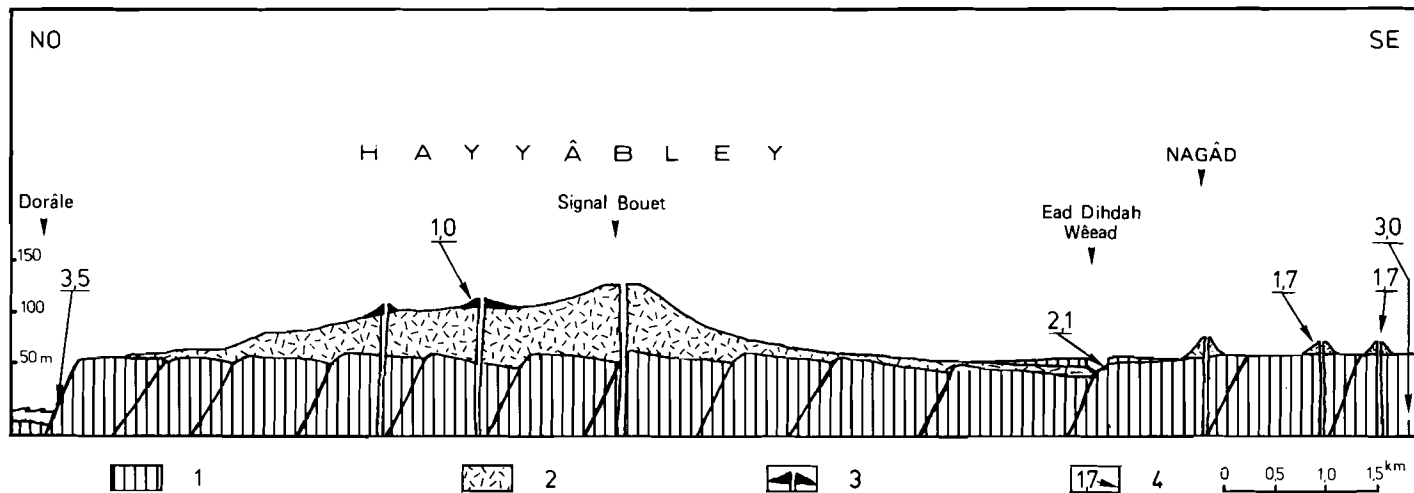


Fig. 5 : Coupe géologique schématique du volcan Hayyâbley

1. basaltes initiaux de l'unité de Djibouti (3,5 à 2,1 MA) ;
2. volcanisme central basaltique de Hayyâbley (1,7 MA) ;
3. volcanisme basaltique des cônes associés au volcan (1,0 MA) ;
4. âges en millions d'années.

Cet ensemble se poursuit vers le sud sur la carte de Loyada, mais les datations K/Ar effectuées dans cette région indiquent des âges plus anciens (3,3 MA). En se rapprochant du golfe de Tadjoura, c'est-à-dire de l'axe actif, l'âge des coulées va décroissant pour atteindre 2,5 MA à la base de la falaise de l'oued Warâbôr.

En dehors de ces coulées fissurales, un autre type de volcanisme basaltique se développe dans l'unité de Djibouti : ce sont des centres d'émission et de cônes de scories β_i . Ils sont alignés sur des failles de direction N 150° dans la zone proche du golfe de Tadjoura. *Plus au sud (carte 1:100 000 de Loyada), c'est sur des failles N 80° que l'on trouve ces petits volcans.*

Le plus important de ces édifices est le volcan Hayyâbley, vaste structure radiale, dont le sommet se situe au point coté 127 m, au signal Bouët (sud-ouest de la ville de Djibouti), (fig. 5) :

- dans la partie sommitale, on peut observer de très fines coulées (10 à 15 cm d'épaisseur), très bulleuses, altérées par endroits par la circulation de fluides hydrothermaux. Les zones scoriacées sont abondantes. Ces coulées ont un pendage important (jusqu'à 60°), dont les directions sont toujours les mêmes que celles des flancs du volcan ;

- à la base, aux rares endroits qui suggèrent un contact des coulées du volcan avec un substratum plus ancien, on observe :

- entre l'oued Warâbôr et le sommet, des coulées issues du volcan recouvrent des coulées fissurales de l'unité initiale.
- dans l'oued Dihdah Weaad, au confluent de l'oued Samantar Gôd, les alluvions anciennes de l'oued reposent sur des coulées fissurales observées en rive droite ; en rive gauche (côté volcan) on trouve une coulée basaltique du volcan, très composite (scories, brèches volcaniques...). Un épais niveau détritique (5 à 7 m) recouvre cette coulée ; enfin on trouve, recouvrant l'ensemble, une seule coulée fissurale très régulière, dernière manifestation du volcanisme initial de l'unité de Djibouti.

- sur les flancs du volcan, de petits pointements basaltiques apparaissent par endroits. Leur extension est faible (quelques dizaines de mètres) et leur âge est plus récent (TF 914 : 1,0 MA).

La structure volcanique Hayyâbley, ainsi que tous les autres cônes identiques mais de taille moindre observés autour (Nagâd, Toûrka Danka Quodanle, Ali Hâs, Doûda, Toûrka Damêrdjôg...), semblent donc immédiatement postérieurs à l'émission des basaltes initiaux. Elles apparaissent le long d'anciennes failles N 150° caractéristiques de la tectonique des formations antérieures.

— 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'ouest, 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, dont la puissance totale atteint 300 m au cœur du massif. Elle vient buter au nord soit contre les sommets de la série rhyolitique de Ribta et ses terrasses détritiques, soit, plus à l'est, contre les séries anciennes de Mabla et du Dalha.

En remontant l'oued Dalleyi jusqu'au confluent de l'oued Bourтали, on observe en rive gauche le contact des basaltes initiaux sur les rhyolites de Mabla ; ces rhyolites possèdent ici un pendage de 20° au nord-ouest ; le contact se fait par faille normale de direction N 80°. En rive droite on retrouve des affleurements de basaltes initiaux ayant remonté plus haut, remplissant le paléo-oued (repris par l'oued actuel). Ils sont là en contact horizontal sur les basaltes du Dalha. Une coupe effectuée en rive gauche montre

l'importance du matériel détritique dont la puissance peut atteindre 30 m. Plusieurs phases d'une même tectonique distensive affectent cette unité initiale : on peut voir des failles normales affecter uniquement les premières coulées et les conglomérats détritiques, d'autres recouper l'ensemble.

La tectonique distensive est surtout développée dans la partie occidentale du Rouéli, par un réseau très serré de failles normales parallèles les unes aux autres, à rejet vertical important. Leurs pendages tantôt vers le nord, tantôt vers le sud, délimitent des mini-structures de rift de direction N 120°. Toujours à l'ouest, on observe, souligné par les oueds profonds, des failles à coulissage senestre horizontal (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 normales.

Vers l'est, les failles normales prennent des directions N 70°, combinées à d'autres de directions N 20°-N 40°. Enfin dans la partie orientale, ne subsistent que les directions N 20° et N 40°, conjuguées en réseau losangique.

– *Unité d'Obock*

Entre le massif du Rouéli et Obock, la côte est essentiellement formée de récifs coralliens m¹ et m² surélevés par les mouvements verticaux liés à l'ouverture du golfe de Tadjoura (FAURE, 1976). Les basaltes initiaux de l'unité d'Obock affleurent entre les oueds Orôbor et Indai, au fond de la plupart des petits oueds creusant la couverture de calcaires récifaux. Il est probable que ces basaltes, dont on connaît l'existence dans le golfe de Tadjoura plus à l'est, existent partout sous le massif corallien ancien, jusqu'au Ras Bîr.

À l'embouchure de l'oued Sadai-Tagarré les basaltes d'une falaise, surmontée de madrépores anciens, présentent des formes de mise en place sous-marine. De bas en haut on rencontre :

- des coulées de basaltes dont n'affleurent que 7 ou 8 m, avec débit en boules de 2-3 m de diamètre présentant des structures semblables à celles observées dans les pillow-lavas sous-marins ;
- un petit niveau de conglomérat fluvial (ou d'embouchure d'oued) de 15 cm ;
- une coulée fine (30 cm) de basaltes initiaux avec éclatement en boules, et présentant d'infimes malaxages avec les particules fines des conglomérats sus et sous-jacents ;
- enfin les massifs coralliens épais d'une dizaine de mètres débutent par une sédimentation détritique fine.

La tectonique en failles normales (N 120° et N 40°) recoupe l'ensemble de la coupe.

Cette tectonique distensive est bien exprimée dans la partie occidentale de l'unité d'Obock, avec des failles normales de direction N 20° à N 50° affectant aussi bien les basaltes initiaux que les calcaires récifaux et les accumulations détritiques ; plus à l'est, ces failles prennent progressivement des directions est-ouest, parallèle à l'axe actif de la dorsale de Tadjoura.

Géochronologie des basaltes initiaux (annexe 3, tableau 1)

Une étude générale de ces basaltes initiaux autour du golfe de Tadjoura jusqu'à Asal, montre que ce volcanisme axial débute à 3,3 MA à la longitude de Djibouti pour atteindre Asal il y a moins de 1 MA (RICHARD, 1979). L'étude plus détaillée faite sur des échantillons de la carte de Djibouti, précise cette chronologie :

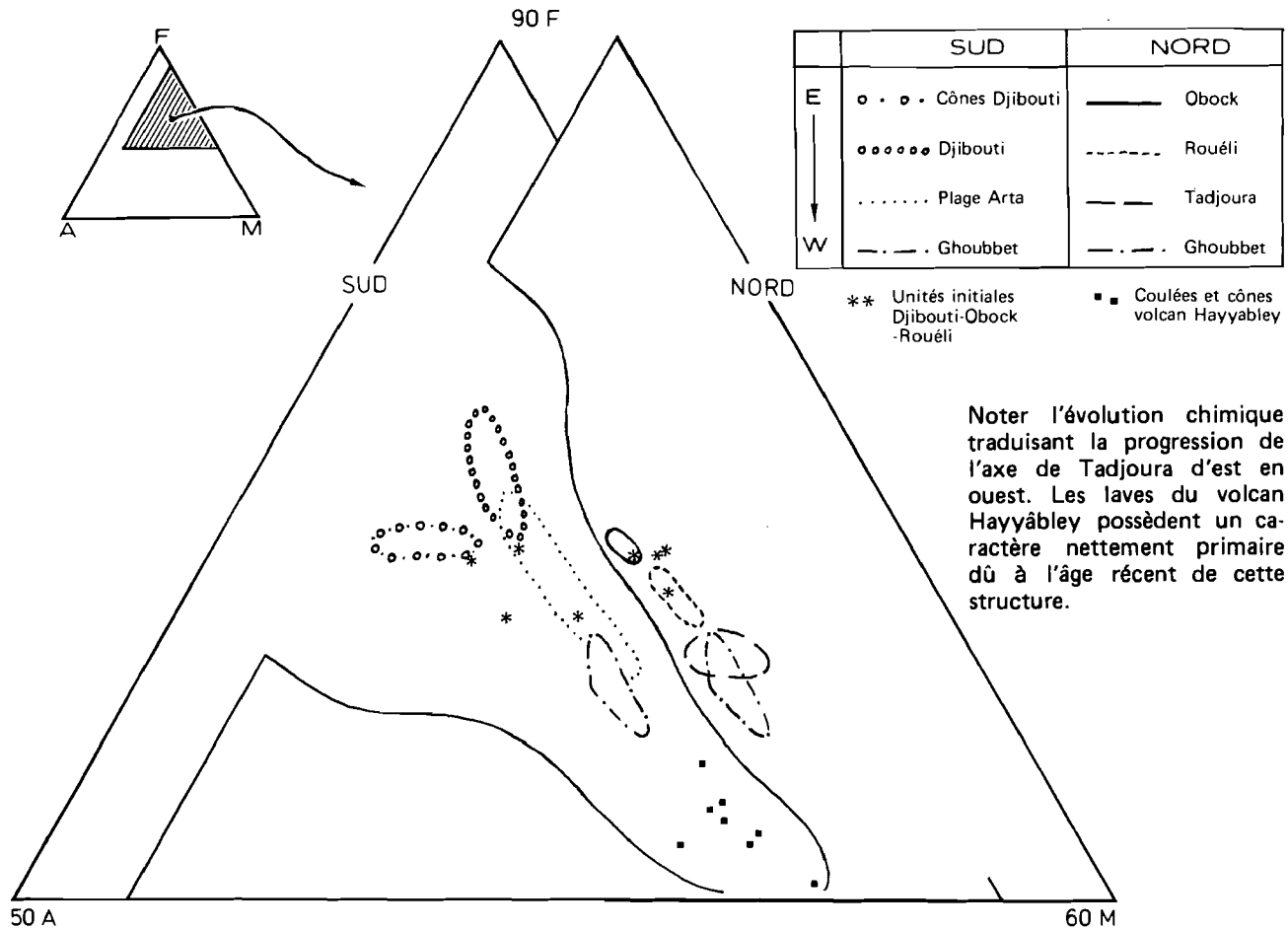


Fig. 6 : Diagramme Alcalins-Fer-Magnésie (AFM) pour les basaltes des différentes unités initiales.

Les âges de 3,5 à 3,0 MA obtenus sur les coulées de base de l'unité de Djibouti confirment les résultats précédents.

Au nord, dans l'unité d'Obock où nous avons montré que seul le haut de la série affleure sous les calcaires récifaux m^1 et m^2 , les âges compris entre 1,0 et 1,15 MA (affleurements de l'oued Sadaï et Tagarré) et de 2,0 et 2,1 MA (oued Dalleyi) confirment la continuité dans le temps de ce volcanisme fissural. *L'âge correspondant le plus certainement au bas de la série de l'unité de Rouéli, est obtenu à 2,7 MA sur un échantillon prélevé sur la feuille 1:100 000 de Tadjoura (à quelques km à l'ouest de la limite des deux cartes) ; il s'agit d'un basalte d'une coulée située au pied d'une falaise de 150 m de haut et formée exclusivement de basaltes initiaux.*

Dans la zone sud, le volcanisme fissural s'arrête à 2,1 MA. Il est recouvert par une série de volcans centraux basaltiques : les cônes de Goumarré (1,75 MA) et de Nagâd (1,70 MA) et le large édifice de Hayyâbley dont seul un petit cône adventif est daté à 1,0 MA.

Pétrographie des basaltes initiaux

L'étude pétrographique (voir tableaux d'analyses chimiques - annexe 2, tableau 3) effectuée sur les échantillons de la carte de Djibouti s'intègre bien dans l'évolution déjà observée dans les différentes unités de la série initiale (fig. 6).

Les roches sont des basaltes à tendance tholéiitique, pauvres en Potassium, et possèdent un caractère évolué (ferrobasaltes avec Fe_{total} voisin de 15 %). Par ailleurs les coulées du volcan Hayyâbley, ainsi que les cônes qui lui sont associés sur les flancs (datés à 1,0 MA) possèdent un caractère plus primaire ; ceci confirme que ce type de volcanisme devient avec le temps, à mesure que l'axe prend son équilibre dynamique, plus proche des liquides primaires issus du manteau supérieur.

Cette évolution est appuyée par la comparaison avec les basaltes sub-actuels dragués en mer le long de l'axe actif de Tadjoura : ces roches évoluent, à mesure que l'on se rapproche de l'âge actuel, vers des termes plus tholéiitiques et plus primaires, semblables à ceux rencontrés le long des dorsales océaniques (annexe 2, tableau 4).

LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Comme sur la feuille adjacente de Khor Angar (ISERST, 1978), les formations sédimentaires de la feuille de Djibouti ne sont représentées que par des dépôts marins et lagunaires le long du littoral, et par des sédiments fluviatiles. En raison de la topographie, aucun lac n'a pu s'installer durant les phases climatiques humides, qui sont représentées, vers l'intérieur du pays, par des dépôts lacustres comblant les fossés tectoniques. La stratigraphie des formations continentales est en conséquence difficile à établir, en particulier pour le quaternaire supérieur où aucune corrélation latérale n'est possible entre les dépôts fluviatiles et les unités datées radiométriquement (roches volcaniques, calcaires coralliens).

1. — Pa : les dépôts fluviatiles antérieurs à 1 MA (Plio-Pleistocène)

1.1. — LES CONGLOMERATS RHYOLITQUES ANTERIEURS AUX BASALTES INITIAUX

Ces conglomérats, visibles au nord du golfe, représentent les dépôts les plus anciens observés sur la carte. Ils s'appuient sur les rhyolites de Mabla $\rho\rho$ et ρM d'âge Miocène moyen. Ils sont bien visibles aux abords du massif du Dânitoyta, en amont des petits oueds qui en descendent. Ils sont recouverts sans discordance angulaire par les basaltes initiaux β_i datés de 2,1 à 1,15 MA dans le secteur d'Obock.

L'épaisseur, la taille des blocs et la nature du ciment (limoneux ou calcaire) varient selon les coupes. Au point KJ 953202, ces conglomérats atteignent 10 m d'épaisseur. Ils sont formés de petits galets (5-10 cm de diamètre) de rhyolites, roulés et emballés dans une matrice limoneuse indurée.

1.2. — LES CONGLOMERATS PRINCIPALEMENT RHYOLITQUES, CONTEMPORAINS DES BASALTES INITIAUX (2.1-1.0 MA)

Ils affleurent au nord et au sud du golfe.

Au nord, ces conglomérats s'observent au pied du massif de Dânitoyta et en rive gauche de l'oued Doho. Au niveau de l'oued Arkaiïle, ces dépôts atteignent 4 m d'épaisseur. Ils sont constitués de bancs limoneux à passées conglomératiques où le diamètre des galets n'excède pas 10 cm. Le long de l'oued Doho, le conglomérat interstratifié est très grossier. Il est constitué de blocs de rhyolites, hétérométriques, pouvant atteindre 40 cm de diamètre, à matrice limoneuse peu abondante.

Au sud du golfe, ces sédiments sont visibles en rive gauche de l'oued Wêad. Ils reposent sur les basaltes initiaux dont l'épanchement s'arrête à 2,1 MA dans ce secteur.

Ils sont recouverts sans discordance par les coulées basaltiques du volcan Hayyâbley (1,0 MA), qui semblent s'être écoulées le long du cours initial de l'oued Wêad. On distingue, à la base, 1 m de limon calcaire à rares graviers de rhyolites et à concrétions calcaires, puis 3 à 4 m d'alluvions grossières hétérométriques (rhyolites et basaltes).

2. — Q_a : conglomérats de piedmont (Pleistocène inférieur et/ou moyen)

















Il s'agit de conglomérats reposant sur les basaltes initiaux β_1 et antérieurs aux dépôts marins les plus anciens datés de 300 000 à 250 000 ans BP (m_a^1 , m_c^1 et m^1). Ils n'affleurent qu'au nord du golfe. Ils sont particulièrement développés entre les oueds Sadaï et Indaï où ils atteignent au minimum 25 m d'épaisseur. Cette accumulation ne présente aucune stratification et est homogène de bas en haut. Elle est constituée de galets et de blocs de rhyolites, de 10 à 50 cm de diamètre, emballés dans une matrice peu abondante, limoneuse et graveleuse. Ces conglomérats forment actuellement un vaste plateau recoupé par plusieurs surfaces emboîtées (cf. p. 34), s'enracinant au pied du massif du Mabla au nord et s'appuyant sur les basaltes initiaux à l'ouest. Des outils préhistoriques acheuléens ont été trouvés en surface.

Une accumulation aussi épaisse et aussi grossière pose le problème de son origine. Sur la feuille 1:100 000 de Djibouti, elle paraît indépendante des cours d'eau actuels, et ne présente aucun témoin de réseau hydrographique ancien. Son extension, la nature et la taille des blocs évoque plutôt un épandage diffus, façonné par des ruissellements à haute compétence capables de déplacer de gros blocs sur la partie inférieure, plane, des versants. Un tel épandage nécessite un climat aride, avec des orages violents mais suffisamment espacés pour empêcher le développement d'un couvert végétal dense. Néanmoins, une telle épaisseur et l'absence de toute discontinuité peuvent difficilement s'expliquer par les seuls facteurs climatiques, et suggèrent un soulèvement du massif du Mabla ou un affaissement le long des côtes.

Cette formation conglomératique Q_a, antérieure aux dépôts marins, paraît être l'équivalent de l'unité q_{1a} de la feuille de Khor Angar (ISERST, 1978). Néanmoins, dans la région de Khor Angar, l'unité q_{1a} est clairement d'origine fluviatile. Elle est bien développée le long des oueds Saroule et Sadaï. Au sud, l'unité q_{1a} dessine un grand triangle relié à l'oued Sadaï, dont le cours a changé postérieurement au dépôt de q_{1a}. L'oued Sadaï coule d'abord vers l'est; il dessine ensuite un coude pour prendre une direction NNW-SSE, en délaissant l'essentiel de ces alluvions anciennes q_{1a} sur sa gauche. Cette modification du réseau hydrographique a sans doute été progressive vue l'extension latérale des alluvions q_{1a} sur la feuille de Khor Angar. Elle a pu être causée par le bombement mis en évidence par les déformations des calcaires récifaux m¹ et m² (cf. p. 27 et p. 32). Elle est responsable de la nature pétrographique des conglomérats de l'unité a¹ (cf. p. 35).

La mise en place de ces conglomérats a été précédée par une fracturation des basaltes initiaux. En effet, en rive droite de l'oued Indaï, un compartiment tectonique de basaltes initiaux de direction E-W affleurant sur 10 m de hauteur, est noyé dans cette accumulation. Par ailleurs, ces conglomérats sont affectés de failles normales NE-SW à très faible rejet, scellées au pied de l'Amderta, par la couverture du glaciaire postérieure à 125 000 ans BP (cf. p. 34).

Légende des coupes dans les formations sédimentaires

	Argile		Débris de coquilles de mollusques
	Marnes, argile siteuse		Madrépore en position de vie
	Limon calcaire		Coquilles d'huîtres en position de vie
	Sable		Coquilles de Tridacna en position de vie
	Grès calcaire		Gypse en cristaux
	Calcaire marneux, calcarénite		Filon de gypse
	Conglomérat, niveau à galets		Niveau à oursins
	Graviers		Basalte initial (βi)

- N.B. : 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.

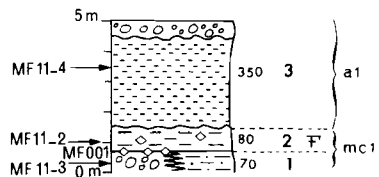


Fig. 7a – Coupe Tambe Nord

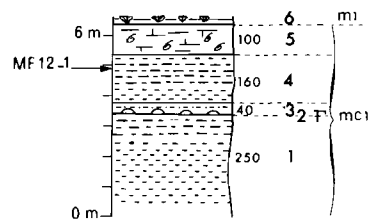


Fig. 7b – Coupe Tambe

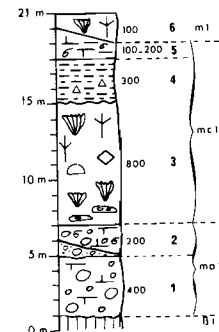


Fig. 7c – Coupe Tambe Sud

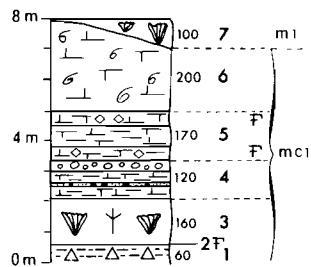


Fig. 7d – Coupe Tambe Est

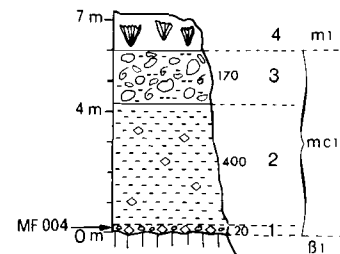


Fig. 7e – Coupe Balaal Nord-Ouest

Fig. 7 : Coupes géologiques dans les dépôts marins m¹, ma¹ et mc¹ (300 000-250 000 ans BP)

3 – Les sédiments marins anciens d'âge Pléistocène moyen (300 000-250 000 ans BP)

Les témoins de la transgression marine ancienne n'ont été observés à l'affleurement qu'au nord du golfe. De bas en haut on a distingué des conglomérats ma^1 , un ensemble de calcaires, d'argiles et de limons mc^1 et des récifs coralliens m^1 .

3.1. – ma^1 : LES CONGLOMERATS BASALTIQUES ET RHYOLITIQUES

Nous décrivons, à titre d'exemple, la base de la coupe Tambe Sud (LJ 080250) (fig. 7c). Là, l'unité ma^1 repose sur une surface d'érosion des basaltes β_i très altérés. Il s'agit de 6m de conglomérats principalement rhyolitiques à ciment calcaire, comprenant :

- 1 - un conglomérat à galets de 10 à 20 cm de diamètre (4 m) ;
- 2 - une lentille de graviers cimentés (1 m) ;
- 3 - 1 à 2 m de conglomérat grossier contenant, mêlés aux rhyolites, des galets roulés de calcaires coralliens (madrépores, calcarénites) qui sont les premiers témoins d'une transgression marine.

3.2. – mc^1 : LES CALCAIRES MARNEUX, ARGILES ET LIMONS, ET CALCAIRES RECIFEAUX

– Les changements de faciès du nord au sud

Les figures 7a, 7b et 7c illustrent l'épaississement des dépôts marins et le passage d'un faciès littoral à un faciès récifal sur une distance de 3 km de direction N-S.

Coupe Tambe Nord (LJ 082270) (fig. 7a)

On observe de bas en haut, la succession suivante :

- 1 - une argile bariolée (70 cm) gris vert à ocre jaune, à petits graviers de rhyolite, passant latéralement à un niveau de galets rhyolitiques atteignant 8 cm d'épaisseur. Le sommet est rubéfié sur 1 à 5 cm d'épaisseur. La composition minéralogique de cette argile (MF 11-3) pauvre en calcaire (9.2 %) et riche en quartz est indiquée en annexe 5. Le passage au niveau 2 est progressif ;
- 2 - une argile brune (80 cm), fossilifère (petites huîtres, pinces de crabes, oursins...), plus riche en calcaire que l'unité 1 (15,2 %) (MF 11-2, annexe 5) ;
- 3 - en discordance, des limons calcaires (22.4 % de $CaCO_3$) (MF 11-1, annexe 5) et un conglomérat rattaché à l'unité a^1 (cf. p. 35).

Les huîtres (*Ostrea*) du niveau 2, très abondantes et fossilisées en positions de vie, ont fourni un âge U/Th > 300 000 ans BP (MF 001, annexe 3, tableau 2). Un autre banc d'huîtres, en position stratigraphique tout à fait identique, situé à 2 km de la coupe ici décrite (LJ 108268) a aussi donné un âge U/Th > 300 000 ans BP (MF 002, annexe 3, tableau 2).

Coupe Tambe (LJ 080265) (fig. 7 b)

De bas en haut, on distingue :

- 1 - un limon brun rosé passant progressivement à une argile limoneuse violacée (2,50 m) ;
- 2 - un niveau à oursins plats ;
- 3 - un limon sableux beige induré à petits graviers de rhyolites, débris de coquilles et moules internes de lamellibranches (40 cm) ;
- 4 - un limon beige azoïque passant progressivement à une marne verdâtre, limoneuse au sommet (1,60 m). La composition de cette marne (MF 12-1) est indiquée en annexe 5 ;
- 5 - des marnes blanches à débit en boules, avec passées de lumachelles (1 m) ;

6 - par place, des madrépores développés à la surface des marnes et rattachés à l'unité m¹.

Coupe Tambe Sud (LJ 080250) (fig. 7c)

La base de la coupe (1 et 2) appartient à l'unité ma¹

- 3 - un calcaire à madrépores, oursins et lamellibranches, avec poches de petits galets rhyolitiques à la base (8 m) ;
- 4 - une argile silteuse rose à cristaux de gypse (3 m) ;
- 5 - un calcaire argileux blanc, noduleux, à moules internes de lamellibranches (1 m) ;
- 6 - un calcaire récifal à madrépores et huîtres, rattaché à l'unité m¹.

Le niveau 3 représente le faciès récifal le plus ancien observé sur la feuille 1:100 000 de Djibouti. Il représente un passage latéral de faciès des argiles à huîtres d'âge U/Th > 300 000 ans BP. Il n'a pu être daté en raison de l'état d'altération des coraux.

— *Les changements de faciès d'est en ouest*

D'est en ouest, on observe une diminution d'épaisseur des dépôts marins et leur enrichissement en matériel détritique.

Coupe Tambe Est (LJ 122260) (fig. 7d)

On distingue de bas en haut :

- 1 - une argile silteuse violacée à gypse et filons de calcite (0,6 m) ;
- 2 - un niveau fossilifère (débris de coquilles et madrépores) ;
- 3 - un calcaire récifal (1,60 m) équivalent du niveau 6 de la coupe précédente ;
- 4 - une alternance de bancs de calcaires marneux beiges et de conglomérats à huîtres, à ciment calcaire (1,20 m). Cet ensemble passe latéralement à un conglomérat vers l'amont ;
- 5 - une calcarénite marneuse beige (1,70 m) en trois bancs. Les bancs inférieur et supérieur sont riches en coquilles de lamellibranches ;
- 6 - une calcarénite beige riche en débris de coquilles (2 m) ;
- 7 - un calcaire à madrépores en place (1 à 2 m) rattaché à l'unité m¹.

Coupe Doho (LJ 047243)

Sur le conglomérat de piedmont Qa, vient en discordance, un conglomérat (30 cm) à gros galets de rhyolites (5 à 20 cm de diamètre) et à matrice calcaire. Il supporte un mince lit (10 cm) de conglomérat fin à abondantes huîtres (*Ostrea*) fixées sur les galets, et visible latéralement sur une dizaine de mètres. Ces huîtres sont datées par la méthode U/Th $258\,000 \pm \begin{matrix} 46\,000 \\ -31\,000 \end{matrix}$ ans BP (MF 003, annexe 3, tableau 2). Ce banc

d'huîtres est surmonté par un calcaire récifal m¹ à *Fungia* dominants.

Coupe Balaal Nord-Ouest (KJ 990210) (fig. 7e)

Sur les basaltes initiaux β_i , on observe de bas en haut :

- 1 - un conglomérat à petits galets de rhyolites (0.20 m). De nombreuses huîtres parfaitement conservées sont fixées sur ces galets ;
- 2 - on passe progressivement à un limon beige à coquilles de lamellibranches (4 m) ;
- 3 - le limon est recoupé par un conglomérat (1,70 m) à galets grossiers (10 cm de diamètre) et à matrice limoneuse, contenant des lentilles de graviers et de coquilles remaniées ;
- 4 - une dalle de calcaire récifal rattaché à l'unité m¹.

Les huîtres du niveau 1 ont fourni un âge U/Th de $256\,000 \pm \begin{matrix} 44\,000 \\ -31\,000 \end{matrix}$ ans BP (MF 004, annexe 3, tableau 2).

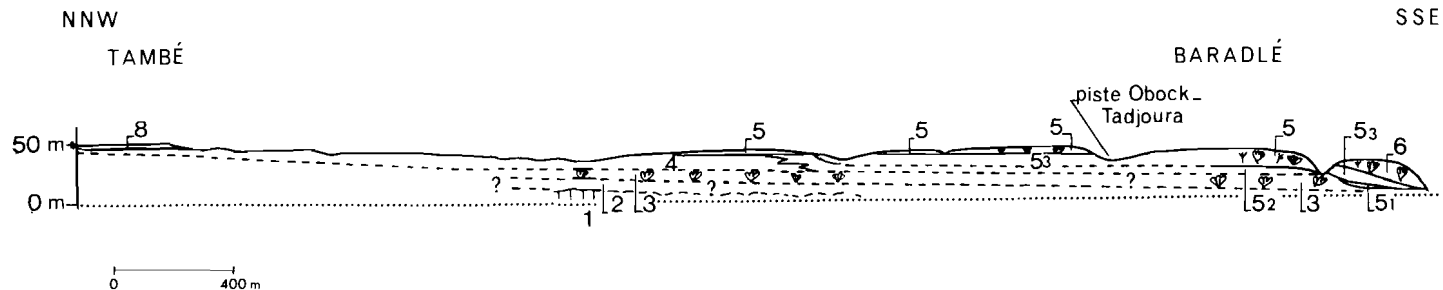


Fig. 8a

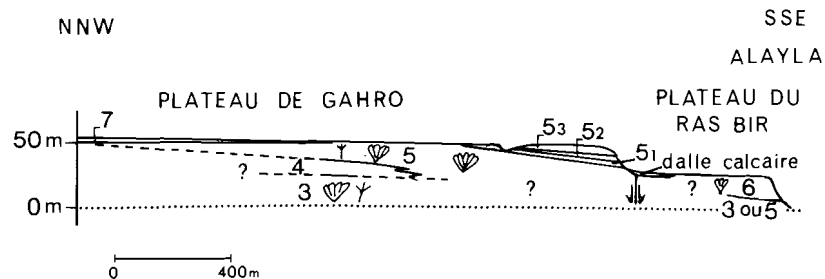


Fig. 8b

1. β_i , basaltes initiaux
2. conglomérats à ciment calcaire mc^1
3. récifs corallien ancien mc^1 (> 300 000 ans BP)
4. calcaires et argiles mc^1
51. conglomérat à ciment calcaire m^1
52. calcarénite m^1
53. calcarénite et grès calcaire m^1
5. calcaires récifaux m^1
6. calcaires récifaux m^2 (125 000 ans BP)
7. limons rouges l^1
8. conglomérat fluvatile a^1

Fig. 8 : Coupes géologiques montrant les passages latéraux de faciès dans les dépôts marins m^1 et mc^1 (300 000-250 000 ans BP).

3.3. — m¹ : LES CALCAIRES RECIFAUX ET FACIES ASSOCIES

Cet ensemble comprend des calcaires construits à madrépores, avec des passées conglomératiques, des calcaires à coquilles et des grès calcaires. Bien qu'appartenant au même cycle sédimentaire marin que les unités ma¹ et mc¹, il a été distingué ici en raison de son importance dans le paysage.

A l'est de l'oued Sadaï, les calcaires récifaux et les faciès associés forment un vaste plateau (plateau de Gahro) s'étendant à l'altitude + 50 m et pénétrant d'une dizaine de km à l'intérieur des terres. Vers l'ouest, leur extension horizontale diminue progressivement et le plateau s'abaisse de + 50 m à Bôl Guiba à + 40 m à l'oued Gabolle, dernier affleurement vers l'ouest. Ce plateau, principalement constitué de calcaires construits à madrépores, *Tridacna*, oursins et calcarénites, représente un ancien récif corallien. L'état de recristallisation des organismes n'a pas permis de datation U/Th. Cependant, l'étude des passages latéraux et verticaux de faciès montre que les calcaires récifaux m¹ sont contemporains des calcaires et argiles mc¹ (datés à > 300 000 ou environ 250 000 ans BP) ou immédiatement postérieurs. C'est ce qu'illustre la figure 8a : en amont de l'oued Baradle, le récif m¹ recouvre en contact direct les calcaires en argiles mc¹. Vers l'aval, les dépôts mc¹ passent progressivement aux calcaires récifaux m¹ qui s'épaississent pour atteindre une dizaine de mètres de puissance au niveau de la falaise limitant le plateau. Quelques outils de type acheuléen évolué ont été trouvés en surface dans la région de l'oued Tagarre.

La fin du cycle sédimentaire est matérialisé par des grès calcaires organogènes à stratification oblique. Ces grès sont bien visibles en bordure du plateau de Gahro (fig. 8b). Ils recourent le récif m¹ ou l'unité mc¹. Leur pendage, conforme à la pente, peut atteindre 30°.

Des déformations de deux types, cassantes et souples, affectent l'ensemble récifal m¹ (fig. 9 et 10) :

- des fentes ouvertes de direction E-W sont visibles en rive gauche de l'oued Debergade. Elles se suivent sur une distance maximale de 2 km, et ont une ouverture de 1 à 3 m. Le talus vertical et rectiligne de direction E-W qui limite le plateau récifal m¹ au nord d'Alayla est interprété comme la trace d'une faille normale (fig. 8b). Cette faille et les fentes ouvertes sont scellées par le dépôt de l'unité m² datée de 150 000-100 000 ans BP. Ces accidents témoignent d'une tectonique en distension en bordure nord-est du golfe de Tadjoura entre environ 250 000 et 100 000 ans BP. D'autres failles de direction NE-SW, dont le rejet n'excède pas 5 m, affectent l'unité m¹ à l'ouest de l'oued Indaï, mais leur âge ne peut être précisé.

- par ailleurs, les dénivellations observées d'ouest en est pour le sommet de récif corallien (fig. 10), témoignent de nombreuses déformations dues à des failles NW-SE, soulignées par le tracé des oueds et des thalwegs (oued Gabolle, oued Kômaadou, oued Barar rey, oued Tagarre). La dénivellation existant entre le plateau de Baradle et le plateau de Gahro (3 m) indique l'existence d'un bombement dont le foyer est situé à l'est du méridien d'Obock. Ce bombement affecte également l'unité m² postérieure (cf. p. 32).

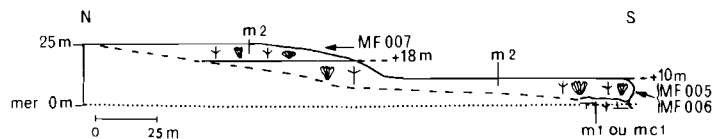


Fig. 11a – coupe Ras Bir

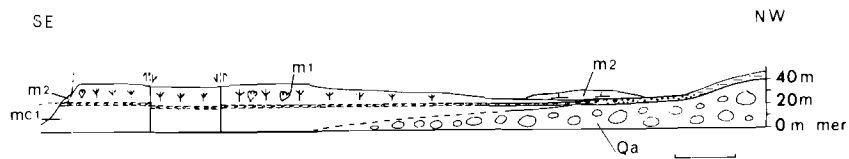


Fig. 11c – coupe oued Tagarre rive droite

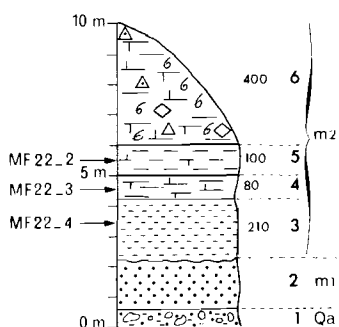


Fig. 11d – coupe oued Tagarre rive droite

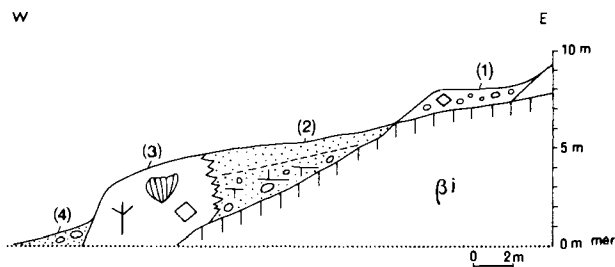


Fig. 11e – coupe baie de Sarrey

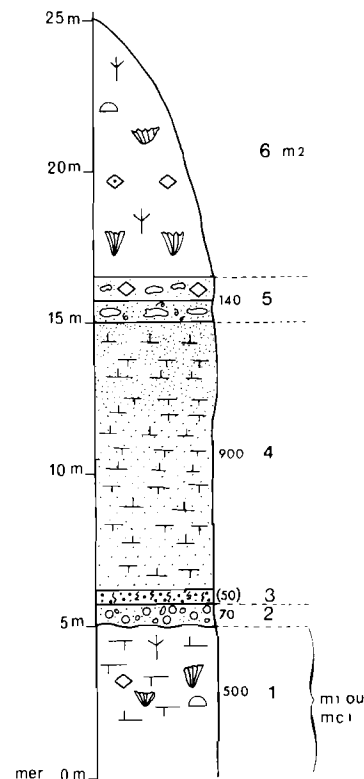


Fig. 11b – coupe Alayla

Fig. 11 : Coupes dans les dépôts marins des unités m^2 et ma^2 (150 000-100 000 ans BP).

4. — Les sédiments marins d'âge Pléistocène supérieur (150 000-100 000 ans BP)

4.1. — m^2 : LES CONGLOMERATS FLUVIATILES

Ce conglomérat à blocs rhyolitiques et rares galets de basaltes est visible entre l'oued Orobor et l'oued Galato. Il s'appuie sur le basalte initial β_i . Il est d'origine fluviatile mais passe latéralement vers le sud aux calcaires récifaux m^2 .

4.2. — m^2 : LES CALCAIRES RECIFAUX ET FACIES ASSOCIES

Cette unité est très développée sur la carte de Djibouti. Au nord du golfe, les affleurements dessinent une bande le long de la côte s'étendant au plus sur 4 km à l'intérieur des terres. Ils sont moins étendus au sud.

— Au nord du golfe

La description de quelques coupes relevées d'est en ouest montre la diversité des faciès.

Coupe Ras Bir (LJ 220250) (fig. 11a)

On observe 25 m de calcaires récifaux :

A la base, sur 2 m, les organismes sont entièrement recristallisés et pourraient correspondre à un récif plus ancien m^1 ou mc^1 .

Viennent ensuite 23 m de calcaires récifaux m^2 séparés en deux bancs de même faciès par un plan de stratification à + 18 m. Le banc inférieur est entaillé à + 10 m, par une surface faiblement inclinée vers la mer, pouvant représenter une ancienne plage.

Trois datations U/Th ont été effectuées sur des coraux en position de vie. Les âges obtenus sont de 146 000 \pm 13 000 ans BP et de 119 000 \pm 10 000 ans BP pour le

banc inférieur (MF 005 et MF 006) et de 129 000 \pm 11 000 BP pour le sommet (MF 007, annexe 3, tableau 2). Les deux bancs observés appartiennent donc à la même unité stratigraphique. Ce calcaire récifal forme le plateau inférieur qui s'étend à + 27 m (plateau du Ras Bir).

Coupe Alayla (LJ 120240) (fig. 11b)

Elle est très représentative de l'unité m^2 à l'ouest de l'oued Debergade. On observe de bas en haut :

- 1 - un calcaire récifal très induré (4-5 m). Les organismes y sont tous très recristallisés. Sa surface est fortement ravinée. Il est rattaché à l'unité m^1 ou mc^1 ;
- 2 - en discordance, un niveau de galets de madrépores avec matrice de grès calcaire (0,50-0,70 m) ;
- 3 - un grès calcaire avec figures de slumping (0,50 m) ;
- 4 - une calcarénite blanche (9-10 m), avec graviers de calcaire à la base, et une stratification oblique apparaissant progressivement vers le sommet ;
- 5 - un niveau de galets de madrépores à débris coquillers à la base et coquilles de lamelli-branches entières au sommet (1,4 m) ;
- 6 - un calcaire récifal à patine grise (7,5 m) constitué de madrépores, oursins et lamelli-branches en position de vie, dans une matrice de sables calcaires zoogènes peu indurés. Ce calcaire récifal se suit en continuité jusqu'au Ras Bir.

Dans ce secteur nord-est, le calcaire récifal m^2 forme le plateau inférieur du Ras Bir (+ 25 m d'altitude). Il s'emboîte, généralement par une dalle calcaire, au pied du plateau récifal supérieur (plateau de Gahro) constitué par les calcaires récifaux m^1

Vers l'ouest, l'unité m^2 s'amenuise progressivement.

Coupe oued Tagarre, rive droite (LJ 030225) (fig. 11c et 11d)

La falaise principale est constituée par des calcaires récifaux des unités m^1 et mc^1 , indurés et recristallisés, qui forment le plateau ancien situé ici à + 25 m. Vers le sommet de la falaise, on observe une encoche comblée par une calcarénite blanche et très meuble, à coquilles de mollusques et *Fungia* bien conservés, emboîtée dans l'unité m^1 . Cette calcarénite affleure également un peu plus au nord dans une dépression creusée dans le plateau ancien. La figure 11d montre la succession observée dans l'une de ces buttes. Les résultats des analyses minéralogiques de quelques niveaux sont mentionnés en annexe 5 (tableau).

Sur le conglomérat Qa (1), repose un grès calcaire (2) passant latéralement, vers la mer, au récif corallien m^1 . En discordance angulaire, vient ensuite l'unité m^2 représentée par un silt argilo-calcaire brun rosé (3), une calcarénite à *Fungia* (4), une argile calcaire rosée (5) puis une calcarénite blanche et pulvérulente (6) à rares coquilles de lamellibranches très fines et à filons de gypse.

Le sommet de ces buttes témoins est à + 34 m, soit quelques mètres en contrebas du plateau récifal ancien m^1 .

Coupe oued Hamaoule (KJ 948152)

Sur une colline modelée dans le calcaire récifal m^1 , à organismes mal conservés, on peut voir des placages de madrépores en position de vie, inclus dans une matrice calcaire meuble. Ces madrépores ont fournis des âges U/Th de $145\ 000 \pm 13\ 000$ ans BP (MF 008) et $142\ 000 \pm 10\ 000$ ans BP (MF 009, annexe 3, tableau 2).

Coupe oued Aila (KJ 170950)

Cette coupe montre le passage de faciès littoraux aux faciès récifaux. De bas en haut, on distingue :

- 1 - un calcaire marneux (2 m) recoupé par un banc de conglomérat grossier (0,40 m). Ce calcaire est biseauté vers l'amont ;
- 2 - un conglomérat fin (0,50 m) très riche en coquilles de *Gryphea* fixées. Vers l'amont, il s'épaissit et devient plus grossier ; les huitres disparaissent : il passe à l'unité ma^2 . Vers l'aval, il passe progressivement à un silt ;
- 3 - quatre bancs de grès calcaires (2,25 m au total) à graviers et galets de rhyolites passant à un silt vers l'aval ;
- 4 - un grès calcaire à stratification oblique à pendage vers la mer et riche en coquilles de lamellibranches souvent brisées. Ces grès s'amenuisent puis disparaissent vers le nord. Vers l'aval, ils passent à un calcaire où apparaissent quelques madrépores.

Coupe Mudo (KJ 932128)

C'est en ce point que disparaissent, vers l'ouest, les dépôts marins. Sur le basalte initial β_1 , un conglomérat à galets rhyolitiques est surmonté par le calcaire récifal m^2 . Un *Tridacna* y est daté à $101\ 000 \pm 8\ 000$ ans BP (MF 010, annexe 3, tableau 2). Le sommet de l'unité m^2 est ici à + 12 m d'altitude, mais ne représente pas un platier.

Plusieurs autres coupes ont été décrites par HOANG et al., (1974) ; les âges U/Th obtenus par ces auteurs (annexe 3, tableau 2) s'accordent bien avec les datations ici obtenues.

— *Au sud du golfe*

Les faciès récifaux, comparables, à ceux du nord et de même âge, s'observent surtout entre la ville de Djibouti et Khor Ambabo, vers l'ouest. Les faciès détritiques associés diffèrent de ceux du nord en raison de la topographie et de la nature de l'arrière

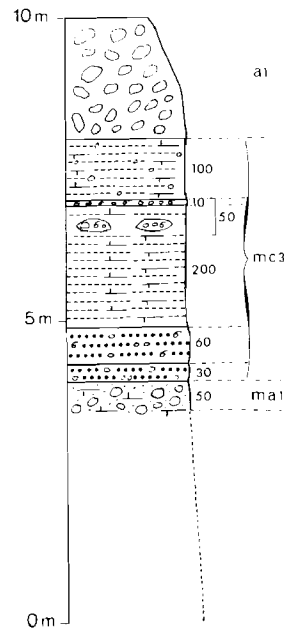
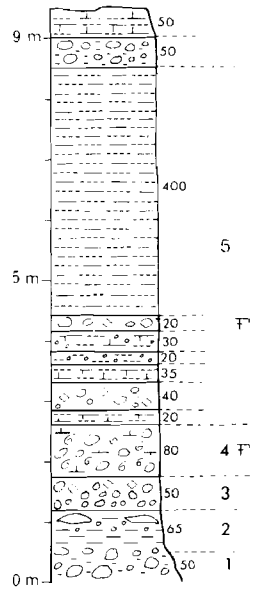


Fig. 12 a – coupe oued Doua Weyn Fig. 12c – coupe oued Sadai

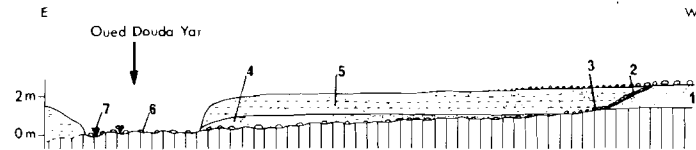


Fig. 12b – coupe de l'oued Doua Yar (rive droite)

Légende de la Fig. 12b :

- β_i - basaltes initiaux
- 1 - niveaux d'altération de β_i
- 2 - galets roulés de basaltes avec débris de coquilles
- 3 - blocs de basaltes encroûtés de balanes
- 4 - sables verts limoneux
- 5 - limons beiges sableux à rares débris de coquilles
- 6 - blocs de basaltes encroûtés d'huîtres
- 7 - madrépores en place

Fig. 12 : Coupes géologiques dans l'unité mc^3 au sud (12a et 12b) et au nord (12c) du golfe de Tadjoura.

pays. La coupe de la baie de Sarrey (KJ 845882) (fig. 11c) est bien représentative. L'entaille d'un petit oued y montre la succession suivante :

- 1 - sur le basalte initial β_1 s'appuie un conglomérat à galets de basaltes et de calcaires contenant des huîtres en position de vie. Ce conglomérat forme un replat à +8 m ;
- 2 - en contrebas, s'emboîte un grès calcaire avec des galets à la base ;
- 3 - ce grès calcaire passe latéralement, vers la mer, à un calcaire à madrépores et à coquilles d'huîtres. Ce calcaire récifal dessine une surface plane légèrement inclinée vers la mer, et découpée par un talus de 3 m vers la côte ;
- 4 - un grès calcaire à galets de madrépores et coquilles de lamelibranches s'emboîte au pied de ce talus.

Deux datations U/Th ont été obtenues par FAURE et al., 1981, sur des coraux prélevés à + 9 m d'altitude pour une coupe voisine. Les âges obtenus sont de 126 000 \pm 11 000 ans BP (N° 860) et de 142 000 \pm $\frac{14\ 000}{12\ 000}$ ans BP (N° 861, annexe 3, tableau 2).

Un âge voisin (141.000 \pm $\frac{11\ 000}{10\ 000}$ ans BP) a été mesuré pour le plateau Héron dans la ville de Djibouti (MF 011, annexe 3, tableau 2).

Les datations U/Th obtenues pour l'ensemble des échantillons de la formation m^2 (annexe 3, tableau 2) permettent de situer cette formation récifale entre environ 150 000 et 100 000 ans BP, aussi bien au nord qu'au sud.

— Les déformations de l'ensemble récifal m^2

Ces déformations n'ont été observées qu'au nord du golfe (fig. 10).

A l'est de l'oued Sadaï, le plateau du Ras Bir est affecté d'accidents E-W : fentes ouvertes près de la côte (Alayla), failles près d'Obock, linéaments visibles sur photographies aériennes. Ces accidents interviennent dans l'organisation des écoulements actuels. Par ailleurs, un bombement souple, déjà mis en évidence par HOANG et al. (1974) et par FAURE et al. (1981) est intervenu. C'est au niveau du Ras Bir que l'altitude maximale du platier est atteinte (+ 27 m en bordure de la côte, 31 m au pied du plateau de Gahro) alors que le niveau le plus élevé est à + 26 m dans la région d'Obock.

A l'ouest de l'oued Sadaï, la fracturation en failles normales est intense. Entre les oueds Kômaadou et Gabolle, on distingue deux familles de failles : E-W à NW-SE et NE-SW. Les failles E-W à NW-SE sont des failles anciennes ayant faiblement rejoué postérieurement au dépôt de l'unité m^2 . Le rejet vertical mesuré dans les coraux est de 4 m maximum. Ce dernier rejet n'est pas accompagné de basculement. Les failles NE-SW (rejet vertical maximal de 5 m) paraissent postérieures au récif corallien. Ces failles délimitent des compartiments effondrés et basculés vers le nord entre les oueds Gabolle et Aila, vers le sud entre les oued Aila et Ounde Borsi. Elles sont responsables des différences d'altitude du sommet du calcaire récifal (fig. 10).

Au sud du golfe, la discontinuité des dépôts n'a pas permis d'identifier ces déformations.

4.3. — mc^3 : LES ARGILES, LIMONS, SABLES ET CONGLOMERATS FOSSILIFERES

Cette unité est souvent riche en fossiles marins et appartient peut-être au même cycle sédimentaire que l'unité m^2 , dont elle pourrait représenter le stade régressif.

— Au sud du golfe

L'unité mc^3 constitue l'essentiel de la plaine littorale au sud de la ville de Djibouti. Elle entoure les buttes résiduelles de récifs coralliens m^2 . Elle repose sur le basalte

initial β_i ou sur des alluvions basaltiques. La coupe relevée en rive droite de l'oued Douda Weyn (KH 982092) (fig. 12a) est décrite à titre d'exemple. On observe, de bas en haut :

- 1 - un conglomérat basaltique ;
- 2 - on passe progressivement à une argile (0,65 m) rose puis ocre, homogène puis graveleuse, et contenant vers le sommet des poches de sables verts et des graviers basaltiques ;
- 3 - un conglomérat fin (0,50 m) riche en coquilles entières vers le sommet ;
- 4 - une lumachelle (0,80 m) contenant des blocs de basaltes couverts de balanes ;
- 5 - une alternance de limons et de conglomérats fins dont les galets sont parfois encroûtés de balanes ou d'huîtres. Cet ensemble représente 6,70 m, dont 4 m de limons argileux orangés, homogènes.

Les passages latéraux de faciès entre limons, sables et conglomérats sont fréquents. En plusieurs points, le soubassement basaltique β_i est couvert de balanes et d'huîtres, et même de rares madrépores en position de vie (fig. 12 b). Le degré d'altération des coraux et des coquilles n'a pas permis de datations U/Th.

L'évolution morphologique ultérieure et l'emboîtement des unités a^2 et a^3 suggèrent un âge Pléistocène supérieur plutôt qu'Holocène pour l'unité mc^3 .

— Au nord du golfe

Des limons beiges, dans lesquels s'intercalent des niveaux conglomératiques à coquilles d'huîtres s'observent le long de l'oued Sadaï (fig. 12c). Ils s'emboîtent au pied des calcaires et argiles mc^1 . Au nord-ouest d'Obock, trois buttes témoins de limons gris à cristaux de gypse reposent en discordance sur les calcaires récifaux m^2 . Ces limons ont été hypothétiquement rattachés à l'unité mc^3 .

5. — Les sols rouges de la région de Djibouti : épigénèse et altération des basaltes initiaux

Le figuré - - - - - marque les contours du sol rouge développé à partir des basaltes initiaux, dans la région de Djibouti. Ce sol occupe surtout les zones déprimées et fermées. En bordure de ces dépressions, de l'extérieur vers l'intérieur, on peut suivre le passage suivant : basalte sain, basalte altéré en boules avec remplissage calcitique des fissures, altération complète du basalte en argile limoneuse rouge, à l'exception de quelques boules de basaltes encore frais qui parsèment la surface. Ces boules basaltiques, de 10 cm à 1 m de diamètre, présentent un épais cortex blanc à leur face inférieure.

L'étude des boules basaltiques et des argiles apporte quelques informations sur l'origine de ce sol (P. ILDEFONSE, com. pers.).

Les cortex blancs qui s'observent autour des boules sont constitués de calcite microcristalline. Cette calcite envahit le cœur des boules à la faveur de fissures et digère les minéraux qu'elle traverse. Les minéraux primaires restent sains, notamment les plagioclases riches en calcium. La formation du cortex calcitique est donc un phénomène d'épigénèse, avec apport extérieur de calcite et non un phénomène d'altération.

En lame mince, le sol rouge montre la structure suivante :

- un squelette fin constitué de rhomboèdres de calcite, de plagioclases, de pseudomorphes d'olivine, de pyroxènes et de quartz ;
- des lithorélites de basalte initial ;
- des nodules calcitiques arrondis ;
- un plasma argileux et calcitique brun rouge ;

— une fissuration assez importante dans laquelle le gypse se rencontre en position ultime.

Les diffractomètres de rayon X ont mis en évidence de l'halloysite à 10 \AA , abondante, une smectite en faible quantité et à mettre vraisemblablement en relation avec les pseudomorphes d'olivines, du gypse, de la calcite et du quartz. L'examen de ce matériau en microscopie électronique à balayage montre le faciès caractéristique de l'halloysite en tubes.

La formation de ce sol implique plusieurs influences de nappes chargées en éléments, responsables de la carbonatation et de la salure. Le dernier événement serait la contamination par une nappe salée dont le gypse est la preuve.

Cette pédogénèse est difficile à situer dans le temps, d'autant plus que ce sol est polygénétique. Néanmoins, la figure 12c montre que cette altération était déjà réalisée, au moins partiellement, avant le dépôt de l'unité mc^3 . Liée à l'influence des nappes chargées en sels minéraux, elle est peut-être à mettre en relation avec les hauts niveaux marins du Pléistocène, correspondant aux unités mc^1 , m^1 et m^2 .

6. — Les sédiments détritiques postérieurs aux dépôts marins du Pléistocène supérieur (environ 100 000 ans BP-Actuel)

Les dépôts postérieurs à la sédimentation marine n'ont été jusqu'à présent, datés que de façon relative. Les industries humaines n'ont été trouvées qu'en surface, comme pour les formations antérieures, et n'ont pas pu, de ce fait, être utilisées en stratigraphie. Par ailleurs, pour ces dépôts détritiques plus ou moins grossiers, les corrélations entre le nord et le sud du golfe de Tadjoura ne sont qu'hypothétiques.

6.1. — l' : LES LIMONS ROUGES

Ces limons n'existent qu'au nord du golfe, à l'ouest de l'oued Indaï. Ils sont plaqués sur les plateaux coralliens m^1 et m^2 . Ils ont une épaisseur maximale de 1 m. Seul leur contour est cartographié (— — — —). Ils sont riches en carbonates (28 % de CaCO_3). La composition de la fraction argileuse (illite principalement) est indiquée en annexe 5 (tableau, MF 006-14). Ils contiennent de petits graviers de rhyolites qui forme un reg en surface. Ils sont probablement le résultat d'un ruissellement diffus et calme sur les surfaces faiblement inclinées des plateaux coralliens, au cours des périodes humides du Pléistocène supérieur ou de l'Holocène inférieur.

6.2. — g : LES CONES D'ÉBOULIS ET LA COUVERTURE DE GLACIS

Sont regroupés ici deux types de dépôts qui ne s'observent qu'au nord du golfe.

Un vaste glacis s'est mis en place au pied du Massif de Mabla (entre les oueds Sadaï et Gande-I-Leyi). Il recoupe principalement les conglomérats Qa , secondairement les massifs coralliens m^1 et, en de rares points, les calcaires récifaux m^2 . On l'a représenté sur la carte par sa couverture peu épaisse (quelques cm à 1 m), constituée de petits blocs très anguleux, qui contraste avec l'accumulation d'énormes galets roulés de l'unité Qa . L'unité Qa est recoupée par plusieurs surfaces d'érosion emboîtées. La couverture de glacis g correspond à la surface la plus élevée, actuellement très déchiquetée.

Par comparaison avec l'évolution des bassins tectoniques de la République de Djibouti, la mise en place de ce glacis pourrait dater de la phase climatique hyperaride

du Pléistocène terminal (18 000-12 000 ans BP) bien connue dans toute l'Afrique intertropicale. Ce glacis serait l'équivalent de l'unité q_2 figurée sur la carte de Khor Angar (ISERST, 1978).

Vers l'ouest, les hauts reliefs les plus proches ont nourris des cônes d'éboulis s'étalant indifféremment sur les rhyolites, les basaltes, les conglomérats Q_a et les calcaires récifaux m^2 . Certains de ces cônes sont encore fonctionnels. Ils sont d'âge Pléistocène supérieur à Actuel.

6.3. — a^1 : ALLUVIONS FLUVIATILES (conglomérats grossiers)

L'unité a^1 a été distinguée dans la région de Tambe, au nord du golfe. C'est un conglomérat fluviatile à gros blocs roulés, atteignant 10 m d'épaisseur. Il est constitué de rhyolites et de basaltes anciens (séries de Mabla et du Dalha). Ce conglomérat est actuellement recoupé par l'oued Debergade et ses affluents. Ces oueds prennent naissance au sein de l'accumulation q_1 de la feuille 1:100 000 de Khor Angar (ISERST, 1978). Les galets de basaltes anciens de l'unité a^1 ne peuvent avoir été apportés que par l'ouest Sadaï, puisqu'aucun des autres oueds n'atteint, en amont, la série basaltique du Dalha. L'unité a^1 , postérieure aux formations récifales m^1 et m^2 , est donc constituée de matériaux repris aux alluvions anciennes de l'oued Sadaï. Cette unité a^1 est liée à la modification du réseau hydrographique (et en particulier, au déplacement de l'oued Sadaï vers l'ouest, cf. p. 20), conséquence du bombement tectonique de ce secteur postérieur aux calcaires récifaux m^1 et m^2 (cf. p. 27 et p. 32).

L'unité a^1 paraît correspondre à l'unité q_2 portée dans la partie sud de la carte de Khor Angar (ISERST, 1978).

6.4. — a^2 : ALLUVIONS FLUVIATILES (conglomérats, limons graveleux)

A cette unité sont rattachés deux types de dépôts.

Au nord du golfe, au niveau de l'oued Indaï, il s'agit d'une terrasse fluviatile située à 5 m au-dessus du cours actuel, et constituée de blocs de galets de rhyolites dans une matrice limoneuse.

Au sud du golfe, l'unité a^2 représente un ancien cône deltaïque de l'oued Houmbouli. En amont de la station de captage des eaux de la ville de Djibouti, cette unité atteint 15 m d'épaisseur. C'est une accumulation de blocs et de galets basaltiques dans laquelle s'intercalent plusieurs niveaux de limons graveleux de 50 cm à 1 m d'épaisseur. Ces limons sont mieux développés en rive gauche de l'oued Douda Weyn, où ils sont discordants sur l'unité mc^3 . Les alluvions a^2 sont généralement plus grossières que les dépôts actuels a^5 de l'oued Houmbouli. Elles sont le témoin du régime torrentiel du cours d'eau s'écoulant alors vers l'est.

6.5. — a^3 : LES LIMONS GRAVELEUX (dépôts deltaïques récents de l'oued Houmbouli)

Ces limons s'emboîtent dans le cône ancien a^2 . Une grande partie de la ville de Djibouti est construite sur ces alluvions. D'après d'anciens forages (HAUQUIN, 1978), ces limons, argilo-sableux et graveleux, ont 3 à 4 m d'épaisseur. Ils reposent sur l'unité mc^3 .

6.6. — l^2 : LES LIMONS AZOÏQUES (Age Holocène probable)

Au nord du golfe, des limons ocre jaune, très pulvérulents, de 1 à 3 m d'épaisseur, affleurent au niveau des cours actuels des oueds Sadaï et Lasaa dont ils combrent

les méandres. Des dépôts comparables s'observent au sud de Djibouti, le long de l'oued Douda Weyn. Ces limons, très homogènes, témoignent d'une phase climatique humide, aux cours d'eaux calmes charriant et déposant des particules fines vers l'aval. Ils pourraient correspondre à un épisode climatique humide de l'Holocène inférieur ou moyen. Etant donné leur pulvérulence et l'intensité de l'érosion fluviale actuelle, ils ne peuvent être anté-Holocène. Ils sont comparables aux limons observés sur la carte d'Alî Sabîh (CEGD, 1974) et datés sur coquilles de 6590 ± 560 ans BP. Cependant, une telle corrélation reste hypothétique ; aucun organisme n'a été trouvé ici.

6.7. — a⁴ : LES ALLUVIONS FLUVIATILES ET LES DEPOTS LITTORAUX RECENTS

Il s'agit des dépôts fluviaux grossiers situés à proximité des cours d'eau actuels et recoupés par eux. Ils peuvent être remaniés par des crues exceptionnelles telles que celles de mars 1981.

Au nord du golfe, en bordure de la côte, ces alluvions sont souvent mêlées d'organismes marins et façonnées en petits reliefs (1 m à 1,5 m) parallèles à la côte et évoquant d'anciens cordons littoraux.

6.8. — a⁵ : LES ALLUVIONS FLUVIATILES ACTUELLES

Les alluvions fluviales actuelles, généralement très grossières, sont constituées de matériaux issus des reliefs voisins.

6.9. — d : LES SABLES EOLIENS (dunes récentes et actuelles)

Les dunes situées au sud de Djibouti sont constituées de sable quartzeux. Elles ont une direction NW-SE. Certaines sont fixées par la végétation. Les plus anciennes supportent des kjökkenmodings associés à une industrie lithique.

7.— Les sédiments marins holocènes de « la fosse d'Obock »

Des données sur la sédimentation marine du golfe de Tadjoura ont été obtenues par la mission Orgon IV (golfe d'Aden, mer d'Oman).

L'objectif en était l'étude de la géochimie organique des sédiments marins profonds. L'ensemble des résultats a fait l'objet d'un ouvrage publié avec le concours du C.N.R.S. (C.E.P.M. — C.N.E.X.O., 1981). Nous n'en donnerons ici qu'un très bref résumé.

En ce qui concerne la feuille de Djibouti, les dépôts récents de la « fosse d'Obock » ont été étudiés. Placée au bas de la pente continentale (— 1 070 m), cette fosse, dissymétrique, constitue par sa morphologie un milieu fermé. Un profil par écho-sondeur C.F.S. 3,5 kHz montre l'existence de deux types de sédiments. Les sédiments les plus anciens atteignent 20 à 30 m d'épaisseur dans la fosse d'Obock, et une dizaine de mètres sur son pourtour. Ces sédiments, dans lesquels on distingue des réflecteurs en traces assez diffusés, sont intensément faillés. Ils sont rattachés très hypothétiquement au Pléistocène moyen. Le deuxième type de sédiments est bien individualisé par un réflecteur net et continu. Il s'agit d'une pellicule mince (6-7 m) strictement limitée à la fosse d'Obock. Une esquisse géologique de la fosse d'Obock et de ses parages a été établie (C.E.P.M. — C.N.E.X.O. 1981, carte 1). Trois

carottes (KS₁, KL₁, KR₁ de longueurs respectives 4,70 m, 2,75 m et 0,34 m) ont été prélevées dans les sédiments superficiels au point 11°49'00 N, 43°00 E, et sous 1 070 m d'eau. Elles ont fait l'objet d'analyses détaillées.

La stratigraphie et la sédimentologie ont été étudiées par MOYES et al. (1981). L'âge des dépôts, Holocène (et peut-être Pléistocène terminal pour la base de la carotte KL₁), est déduit de la microfaune planctonique. Les sédiments sont assez homogènes ; il s'agit d'une vase argilo-carbonatée contenant des lits riches en organismes pélagiques (Ptéropodes, Foraminifères). La concentration en lits de ces débris organiques, qui jouent un rôle important dans cette sédimentation de fosse, peut résulter de blooms planctoniques, ou de l'effet dynamique des courants sur le fond. L'existence de courants sur le fond semble confirmée par le caractère non réducteur du milieu qui se traduit par l'absence de monosulfures dans les sédiments. Le pourcentage des carbonates, essentiellement organogènes, est élevé (en moyenne 45 %). Les éléments inorganiques non carbonatés (50 à 60 %) sont principalement constitués d'argiles. La prédominance de la montmorillonite dans le cortège argileux peut résulter d'apports continentaux (par les fleuves ou par le vent), ou de néogénèses facilitées par la présence d'une activité hydrothermale. La fosse d'Obock, qui joue le rôle de piège à sédiments, se caractérise par un taux de sédimentation élevé (23 cm à 45 cm/1 000 ans).

Ces carottes ont également donné lieu à des analyses biochimiques (composés biogéniques fixés aux sédiments), géochimiques (composés organiques), et micropaléontologiques (palynologie et nanofossiles planctoniques). Comme pour l'ensemble du golfe d'Aden, la composition minéralogique mi-argileuse mi-carbonatée des sédiments rend le potentiel pétrolier faible, malgré une teneur relativement élevée en matière organique.

GÉOPHYSIQUE

1. — INTRODUCTION

Il convient de replacer les données géophysiques dont on dispose sur la feuille de Djibouti dans le contexte géodynamique et général de l'Afar.

La plupart des recherches géophysiques ont été menées ici depuis les années 1970 dans le cadre d'actions du C.N.R.S. français (R.C.P. 180 et R.C.P. 341) ou de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique (Observatoire d'Arta) et depuis 1978 en collaboration avec l'I.S.E.R.S.T. 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 a fonctionné 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. Citons enfin des mesures géodésiques, gravimétriques dont l'objet ne concernait pas la feuille de Djibouti mais qui ont participé à la compréhension géophysique de l'environnement régional.

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 (1975), « Colloque Rift d'Asal — N° Spécial *Bull. Soc. Géol. de France* » (1980).

Les travaux réalisés à Djibouti ont 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. Une suite de fossés profonds bordés par des failles normales et d'orientation sensiblement E-W y marquent la frontière entre les deux plaques ; ils sont décalés par des zones de failles « transformantes » d'orientation N20 à N45 (fig. 13).

La feuille de Djibouti de la carte géologique est donc traversée par cette frontière de plaque dans sa partie maritime. Plus précisément, d'est en ouest on y rencontre la fosse d'Obock, puis, décalée vers le sud-ouest par la zone transformante d'Obock, la fosse de Maskali-Moucha, la faille transformante très nette de Maskali et l'amorce de la fosse de Tadjoura.

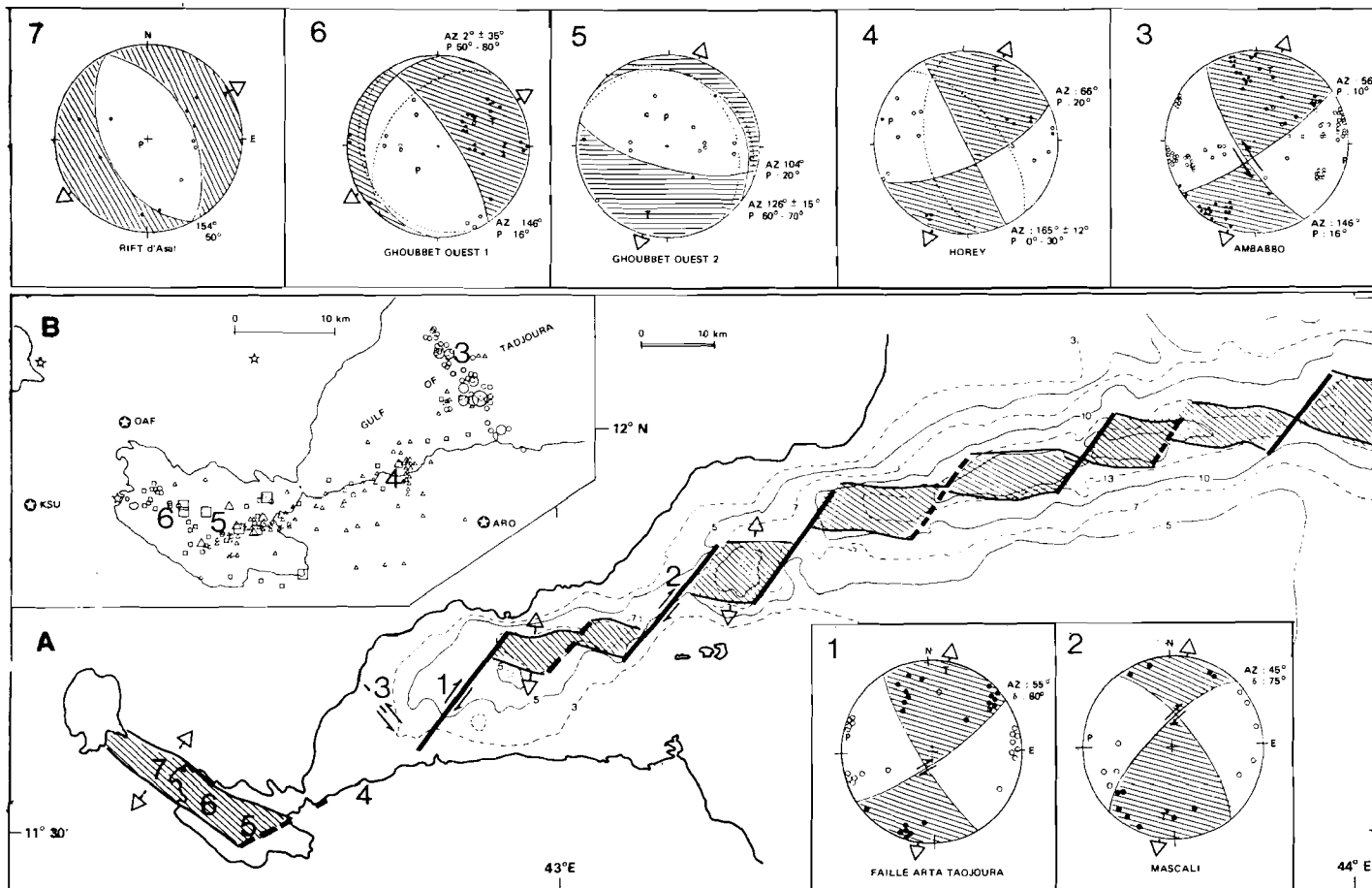


Fig. 13 : Schéma dynamique de la dorsale de Tadjoura

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 Djibouti. Les résultats de leur interprétation (LEPINE 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 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 supérieur 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 (inférieure à 10 %) dans un milieu de composition pyrolitique ou périclotitique. Ceci expliquerait les fortes valeurs du coefficient de Poisson trouvé dans cette couche (RUEGG, 1975 ; VINCENT et al., 1977) ainsi que les phénomènes d'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques (PONTOISE et al., 1976).

Les principaux résultats sont indiqués sur les fig. 14 et 15. 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.

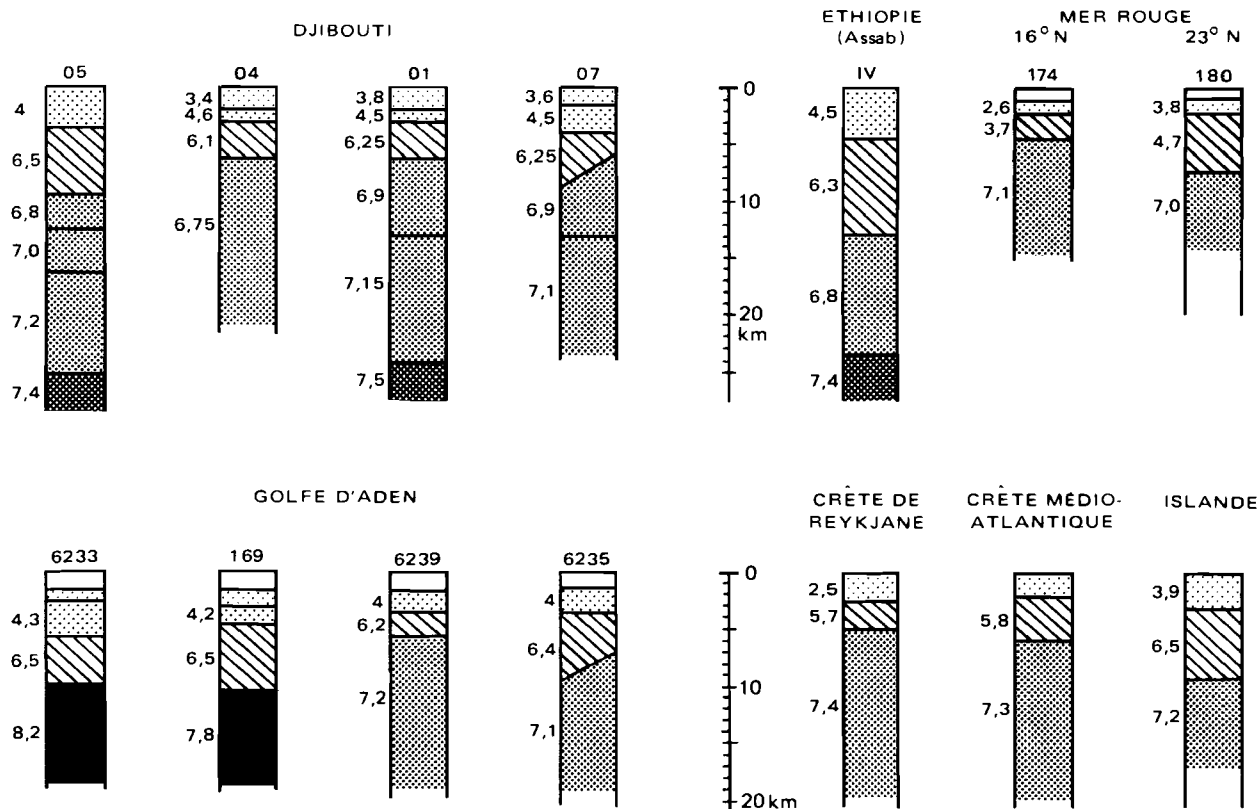


Fig. 15 : Comparaison des coupes obtenues pour les profils réalisés à Djibouti avec celles d'autres régions de dorsales (golfe d'Aden, Mer Rouge, Islande, dorsale médio-océanique).

3. — SISMICITE

La sismicité relativement importante de cette région 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 mondiale (ROTHE, 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^{ème} siècle est donné 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. Un observatoire (l'Observatoire Géophysique d'Arta) fonctionne de façon permanente depuis 1974, dans le cadre d'une convention entre l'I.S.E.R.S.T. 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 est un peu moins bonne au dehors.

La répartition géographique de la sismicité est montrée sur la fig. 16 pour la période 1974-1980. La majeure partie des séismes déterminés est groupée sur une bande d'une dizaine de km 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 épisodiques. 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, avril 1980.

Sur la feuille de Djibouti, l'activité sismique se produit essentiellement sur les failles normales bordant au sud la fosse d'Obock, dans la fosse de Maskali, et le long de la faille transformante reliant la fosse de Maskali à celle de Tadjoura.

4. — BATHYMÉTRIE

Plusieurs campagnes bathymétriques ont été organisées de 1973 à 1976 par les géophysiciens de l'I.P.G. Paris avec le concours de la Marine Nationale française afin d'obtenir des données précises sur les principales structures tectoniques sous-marines du golfe de Tadjoura et permettre une corrélation avec les données de la sismicité. D'autre part, en 1977, la campagne océanographique SUDMEROUAD a été réalisée dans le cadre de la R.C.P. 341 du C.N.R.S. avec le navire océanographique « Le Su-roît ». Au total, une centaine de profils ont été réalisés dans l'ouest du golfe d'Aden et le golfe de Tadjoura avec un espacement de 2 à 3 km (RUEGG et al., 1980), en utilisant le sondeur de bord à faisceau large (EDO 12 kHz). La précision sur les profondeurs est de l'ordre de 10 à 20 m et celle sur le positionnement de quelques centaines de mètres. Ces données numérisées et traitées de façon homogène ont permis

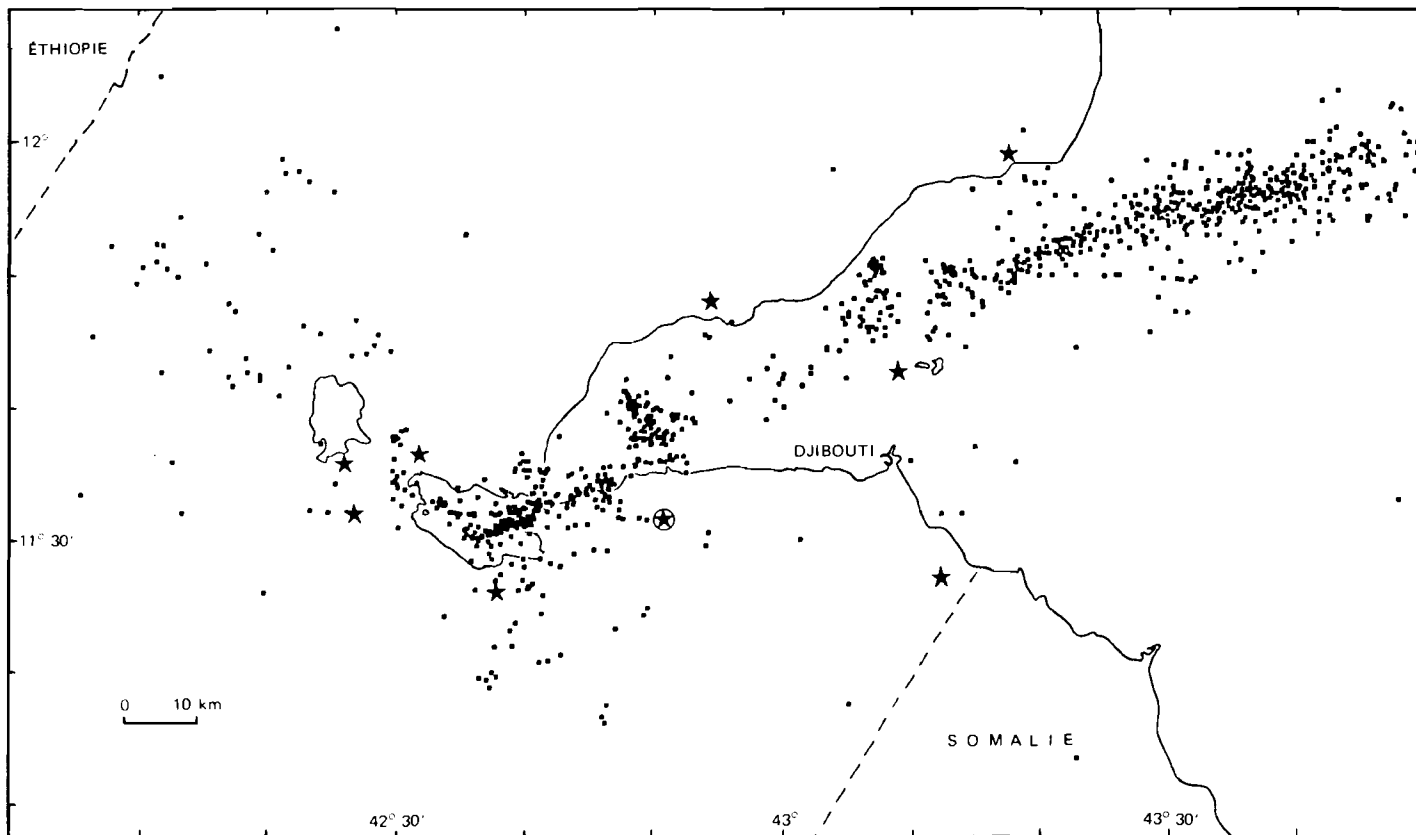


Fig. 16 : Carte de sismicité de la région de Djibouti entre 1974 et 1980.
 Les séismes représentés sont ceux dépassant la magnitude 2. Les stations sismologiques
 sont figurées par une étoile; l'observatoire d'Arta par une étoile entourée d'un cercle.

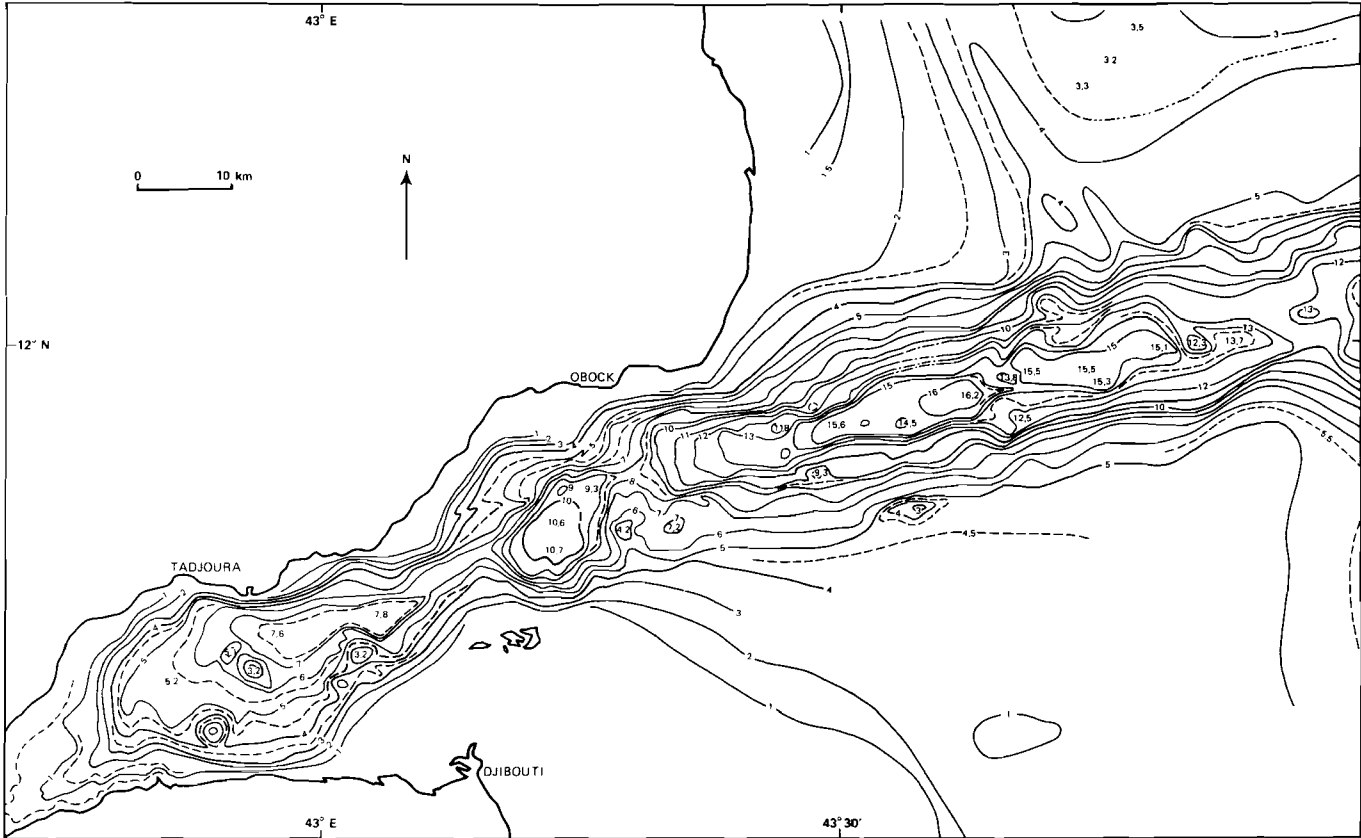


Fig. 17 : Carte bathymétrique du golfe de Tadjoura (profondeurs en centaine de mètres).

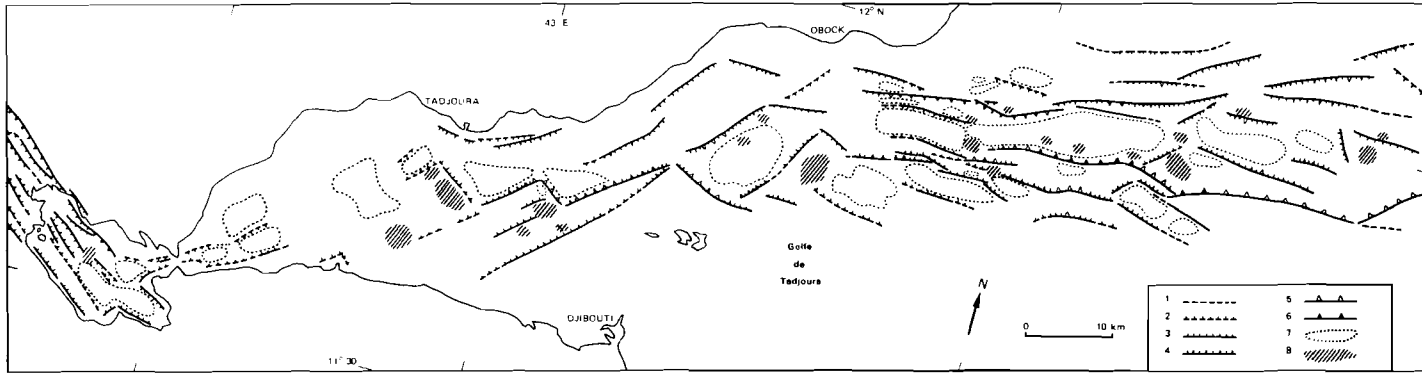


Fig. 18 : Carte d'interprétation tectonique à partir des données bathymétriques.

1. prolongation probable des failles
2. faille normale de rejet < 50 m
3. faille normale de rejet 50-100 m
4. faille normale de rejet \geq 100 m
5. faille normale de rejet \geq 200 m
6. faille normale de rejet \geq 300 m
7. replats ; paliers
8. monts sous-marins

d'obtenir des cartes isobathes du Ghoubbet, du golfe de Tadjoura et de son extension vers l'est et de dresser une carte des principales failles et structures de la partie sous-marine (fig. 17 et 18). En outre, lors de la campagne *SUDMEROUAD* des dragages ont été réalisés dans la fosse d'Obock.

5. — CARTE AÉROMAGNETIQUE

Un levé aéromagnétique de la République de Djibouti et de l'ouest du golfe d'Aden jusqu'à la longitude 44°E a été réalisé en mars 1977. Ce levé a été réalisé en 2 parties, une partie terrestre effectuée à l'altitude de 2 000 m et une partie maritime à l'altitude de 600 m. Le levé comprend au total 54 lignes orientées nord-sud, espacées de 5 km, et 9 lignes orientées est-ouest, espacées de 25 km. Les mesures ont été corrigées des variations du champ externe de la Terre par rapport à 2 stations de base situées à Arta et Assa Gueyla. Les résultats sont présentés sous forme d'une carte d'anomalie du champ total à l'échelle de 1 : 250 000 publiée par l'Institut de Physique du Globe de Paris ; les résultats sont commentés et interprétés dans deux publications (COURTILLOT et LE MOUËL, 1978 et COURTILLOT et al., 1980).

Deux zones possédant des styles magnétiques différents peuvent être distinguées : (A) une zone présentant des anomalies linéaires de forte intensité et de courte longueur d'onde, symétrique par rapport à l'axe de la dorsale et semblables aux anomalies rencontrées près des rifts médioocéaniques, (B) une zone avec des anomalies dont l'organisation est moins claire avec de faibles amplitudes et de grandes longueurs d'onde.

La zone (A) s'étend de 20 à 30 km de part et d'autre de la dorsale jusqu'au rift d'Asal et s'élargit ensuite vers l'ouest alors que la zone (B) est identifiée principalement dans la région située au nord du golfe de Tadjoura ; cette zone calme est interprétée comme n'ayant pas subi de déformation tectonique majeure dans les derniers millions d'années.

La limite entre la zone calme (B) et la zone d'anomalies intenses (A) n'étant pas isochrone, COURTILLOT et al., (1980) ont proposé d'interpréter ces observations en invoquant la propagation d'est en ouest d'une fissure lithosphérique à la vitesse de 3 cm/an. L'extrémité de cette fissure serait actuellement au niveau du lac Asal. Cette fissure majeure de la lithosphère correspond naturellement à la dorsale actuelle ; son arrêt au lac Asal correspond au fait que dans la partie émergée de la dépression Afar la lithosphère ne se situe qu'à un stade précoce de l'océanisation et que les déchirures se répartissent dans un domaine étendu, lié à l'état de contrainte et non suivant une frontière nettement définie.

La feuille de Djibouti est presque entièrement dans la zone d'anomalies intenses de type purement océanique (A), la frontière entre les zones (A) et (B) passant dans le coin NO au niveau des Monts Mabla et au sud de la limite avec la feuille de Loyada.

CONCLUSIONS

L'ensemble des données présentées, ainsi que celles, rappelées brièvement, des travaux géologiques et géophysiques effectués dans le reste de la dépression Afar, permettent une synthèse des événements volcaniques, sédimentaires et tectoniques qui ont affecté la région de Djibouti depuis le Miocène :

MIOCENE INF. (~ 25 MA) : *formation de trois rifts continentaux, début d'atténuation crustale le long des trois bras majeurs (Mer Rouge, golfe d'Aden, rift africain) et en Afar. Intense volcanisme fissural à caractère basaltique (série des trapps éthiopiens, yéménites et somaliens).*

C'est de cette époque que datent les basaltes d'Adolei, rencontrés sous les rhyolites de Mabla.

MIOCENE MOYEN (25-10 MA) : *intense activité volcanique et tectonique le long des quatre structures. La tectonique qui se développe en Afar est de direction « Mer Rouge » (NNW-SSE).*

Autour de Djibouti, volcanisme fissural acide (ρ_P et ρ_M). La base de ces massifs est essentiellement de nature pyroclastique, que viennent recouvrir des coulées plus massives. La tectonique y est également de direction « Mer Rouge ».

MIOCENE-PLIOCENE (10-4 MA) : *océanisation progressive de la partie centrale et occidentale du golfe d'Aden ; les marges est de l'Afar et sud de la Mer Rouge deviennent stables : la tectonique de direction Mer Rouge n'affecte plus les alentours du golfe de Tadjoura.*

Dans ce secteur, début d'atténuation crustale et premiers mouvements de direction E-W (« golfe de Tadjoura »). Mise en place des marges du golfe de Tadjoura : émission des basaltes du Dalha (β_D , et $\beta_{D,II}$) le long des fissures et forte tectonique distensive de direction E-W, comme en témoignent les accumulations détritiques intercalées dans ces basaltes.

PLIOCENE SUP. – PLEISTOCENE INF. (4-1 MA) : *production de croûte océanique en Mer Rouge septentrionale et centrale, et en Afar (série stratoïde) ; intercalés dans ces basaltes stratoïdes ou remplissant les grabens affectant cette série, des sédiments lacustres (diatomites, argiles, calcaires), souvent épais de plusieurs dizaines de mètres, témoignent d'une alternance d'épisodes climatiques humides et de périodes arides ; ces sédiments sont bien développés en Afar central entre le lac Abhé et le bassin de Gaggadé.*

Apparition des chaînes axiales en Afar (équivalents émergés des segments de dorsales océaniques).

Ouverture progressive du golfe de Tadjoura, d'est en ouest et mise en place des basaltes initiaux (β_i), le long de l'axe ; à la longitude de Djibouti, l'océanisation est datée à 3,4 MA (Djibouti) et 2,7 MA (Obock).

Très importante tectonique distensive de direction est-ouest et apparition de failles en décrochement de direction NE-SW le long de la côte (direction correspondant aux zones de failles transformantes actuelles reliant les segments entre eux). Surrection marginale et/ou affaissement axial ; forte sédimentation détritico (conglomérats Pa et Qa) contemporaine et postérieure aux basaltes initiaux.

L'océanisation progressive du golfe de Tadjoura se poursuit jusqu'à Asal (moins d'1 MA).

Depuis 1 MA, mis à part quelques sources chaudes et fumerolles, l'activité volcanique et tectonique dans la région de Djibouti se manifeste essentiellement dans la zone axiale actuelle (fosses de Maskali et d'Obock).

PLEISTOCENE MOYEN (1 MA-150 000 ans BP) : *sur le continent, période d'érosion et mise en place de grands glacis (Hadar, Dikhil...) correspondant à une phase climatique aride.*

Le long des côtes nord et sud du golfe de Tadjoura, premier cycle de sédimentation marine (calcaires récifaux, calcaires, ... mc¹, m¹ -> 300 000-200 000 ans BP). *Des formations récifales d'âge voisin sont connues au nord de l'Afar dans la région de Dallol.*

L'activité tectonique distensive est toujours intense.

PLEISTOCENE SUPERIEUR (150.000-10.000 ans BP) : *formations récifales le long des côtes ; deuxième cycle de sédimentation marine le long des côtes du golfe de Tadjoura (calcaires récifaux, calcaires .. mc², m², ma² - 150 000-100 000 ans BP).*

Entre 100 000 ans et 20 000 ans BP, trois épisodes successifs de grande extension lacustre dans les grabens de l'Afar central ; mise en place de grands glacis entre 18 000 et 12 000 ans BP, durant une phase d'extrême aridité.

L'activité tectonique se traduit par d'importantes déformations verticales des massifs coralliens (atteignant au moins 30 m d'amplitude), fissures ouvertes et failles normales de direction est-ouest et NE-SW affectant les formations sédimentaires (m¹ et m²) et les basaltes initiaux (β_i).

HOLOCENE (10 000 ans BP - Actuel) : *L'activité volcanique et tectonique continue encore actuellement en Afar, sur les chaînes axiales (Asal, Dama'Ale, Erta'Ale...) et le long des segments de dorsales immergés des golfes d'Aden et de Tadjoura.*

Deux phases principales d'extension lacustres (10 000-8 000 ans BP et 7 500-5 000 ans BP).

Erosion et sédimentation fluviale ; tectonique active, particulièrement dans la vallée axiale du golfe de Tadjoura.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION

1. – SUBSTANCES UTILES

Matériaux de remblaiement

L'oued Houmbouli a longtemps fourni des galets, des graviers et des sables facilement extractibles. Actuellement, le degré d'exploitation fait craindre une détérioration de la nappe phréatique de l'oued, qui alimente une galerie captante.

Une zone d'exploitation de tout-venant (basaltes β_i altérés) est ouverte sur le flanc sud du volcan Hayyâbley et l'ouverture d'une nouvelle zone balisée est prévue sur son flanc nord-ouest.

De petites exploitations de sables et graviers existent dans les oueds Dihdah Wêâd et Gêdmarre.

La surface des basaltes initiaux (β_i) fournit des moellons de construction et des pierres de remblai.

Support de culture

Les dépôts limono-argileux de l'oued Douda Weyn sont utilisés comme terre de culture. Les niveaux d'altération des basaltes initiaux paraissent trop riches en sels et en gypse pour servir de support.

Perlites

Les masses rhyolitiques du nord ($\rho\rho$) contiennent de nombreux lits pyroclastiques à obsidiennes et perlites ; ces niveaux existent plus spécialement dans la partie inférieure de la série des rhyolites de Mabla.

2. – GÉOTHERMIE

Les indices géothermiques sont rares sur la carte 1:100 000 de Djibouti ; deux zones sont à signaler :

1 - au pied de la résidence d'Obock, des sources chaudes, situées dans la zone intertidale, ont un débit en partie en relation avec les marées. Il faut noter également la présence d'une fumerolle ($\simeq 40^\circ\text{C}$). (Annexe 4, tableau).

2 - au pied du Rouéli, il existe deux sources chaudes en zone intertidale (KJ 872077 et KJ 877083) et quelques fumerolles (KJ 832063 et KJ 870065).

3. – MINÉRALISATIONS

1 - Seules les séries anciennes présentent quelques traces de minéralisations : les rhyolites de Mabla sont riches en filons et boules de quartz (onyx et calcédoine rouge).

2 - La composition, l'âge et l'état d'altération de ces rhyolites anciennes laissent présager des traces d'uranium ; il est probable que cet uranium se concentre dans les sables et alluvions des oueds qui descendent des Monts Mabla.

4. – HYDROGÉOLOGIE

Ce paragraphe est basé sur les informations fournies dans le rapport final de la Mission de Coopération Hydrogéologique Allemande : inventaire et mise en valeur des ressources en eau de la République de Djibouti (1982).

1 - La région nord paraît dans l'ensemble peu favorable à l'exploitation des ressources en eau. L'état avancé de l'altération des rhyolites de Mabla, qui recouvrent une très grande partie de cette zone nord, est responsable de la qualité médiocre des eaux y circulant. Ces eaux, dont le volume est difficilement estimable, ont une teneur en sels variable localement, mais toujours élevée (conductivité : 2 000 à 7 000 μScm^{-1}). Aucun forage n'a été effectué dans cette zone.

Le long de la côte, la qualité des eaux est très mauvaise là où affleurent les sédiments marins pléistocènes. Les possibilités sont réduites aux zones d'alluvions conglomératiques. Un forage a été réalisé à Orôbor (KJ 173965). Ce forage, situé à 30 m d'altitude, traverse 25 m de conglomérats fluviaux. Il atteint une eau à 35°C contenant une quantité non négligeable de Bore (1,4 ppm) indiquant une origine mixte de la nappe (circulation à travers les alluvions et à travers les rhyolites).

Le secteur d'exploitation potentielle de l'eau se limite au cône de déjection de l'oued Sadaï, dont la plus grande partie se situe sur la carte de Khor Angar. Sur la feuille de Djibouti, les potentialités dépendent de l'épaisseur des conglomérats fluviaux. Celle-ci ne semble pas très importante puisque le basalte initial affleure à quelques kilomètres de la mer, au fond de l'oued.

2 - Au sud du golfe, les infiltrations dans les oueds (en particulier dans l'oued Houmbouli), alimentent une nappe s'étendant en continuité sous les basaltes initiaux. L'infiltration est bonne puisqu'une journée de crue de l'oued élève la nappe d'une hauteur variant de 0,2 à 0,9 m. La qualité de cette eau est moyenne. La salinité totale, de l'ordre de 1 000 à 2 000 ppm, est essentiellement due à NaCl. Les teneurs élevées en Bore (1 à 2,5 ppm) constituent un facteur limitant pour la plupart des cultures. Les nombreux forages effectués montrent que la qualité des eaux est variable : elle est par exemple meilleure à Douda qu'à Houmbouli.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P., RICHARD O., ROBINEAU B. et VARET J., 1977. — Esquisse de l'évolution structurale du golfe de Tadjoura (TFAI). 5^e RAST, Rennes. Résumés.
- 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. Roy. 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 G., SANTACROCE R. et VARET J., 1975. — Structural evolution of Afar triple junction. *in* : « Afar Depression of Ethiopia », PILGER et ROSLER ed. (Stuttgart).
- BARBERI F. et VARET J., 1977. — Small-scale plate tectonics implication : volcanism of Afar. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88, 1251-1266.
- BÄCKER H., CLIN M. et LANGE K., 1973. — Tectonics in the Gulf of Tadjoura. *Marine Geology*, 15, 309-327.
- BERCKHEMER H., BAIER B., BARTELTSEN 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. *in* : « Afar Depression of Ethiopia », PILGER et ROSLER ed. (Stuttgart).
- 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.
- 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. *in* : « Geodynamic evolution of Afro-arabic rift system » Accademia nazionale di Lincei (Rome).

- BOULAIN J., 1962. — Etude pédologique de la plaine du Hanlé (Rep. de Djibouti) *Rap. BDPA, BCEOM*, 70 p. (Paris).
- 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. *in* : « Numerical dating in stratigraphy », ODIN ed., WILLEY Publ.
- 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. Novembre 1978. Géochimie organique des sédiments marins profonds. C.N.R.S., Paris, 547 p.
- COLLOQUE RIFT D'ASAL, 1980. — *N° spécial Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), 22 (6).
- COURTILLOT V. et LE MOUËL J.L., 1978. — Le levé aéromagnétique de la République de Djibouti, *I.P.G.P. Observ. Magn.*, 39 p.
- 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. Sci. Letters*, 47, 144-160.
- FAIRHEAD J.D. et GIRDLER R.W., 1970. — The seismicity of Red Sea, Gulf of Aden and Afar Triangle. — *Phil. Transl. Roy. 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. et Géol. Dyn.* (2), 15 (4), 393-402.
- FAURE H., 1976. — Les déformations des côtes et le modèle géodynamique de l'Afar.. *in* : « Afar between cont. and ocean. rifting » PILGER et ROSLER ed. (Stuttgart).
- FREUND R., 1970. — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 228, p. 453.
- GADALIA A, 1980. — Les rhyolites du stade initial de l'ouverture d'un rift : exemple des rhyolites Miocène de l'Afar. Thèse, Université Paris-Sud.
- GASSE F., 1975. — L'évolution des lacs de l'Afar central (Ethiopie et TFAI) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Thèse d'état, Université Paris VI, 406 p.
- GASSE F. et STREET A., 1978. — Late Quaternary lake-level and environnements of the Northern Rift Valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 24, 279-325.
- GASSE F., ROGNON P. et STREET A., 1980. — Part. 2 : Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift lakes. *in* : « The Sahara and the Nile », WILLIAMS et FAURE ed., BALKEMA (Rotterdam). 361-400, 10 fig., 1 tab.

- 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. I.D.R.C. Ed. 118 E, Ottawa, 259 p.
- GRIFFITHS J.F., 1971. — The Horn of Africa. *in* : « Climates of Africa ». 133-165, Els. Sc. Publ. Comp. (Amsterdam).
- HAUQUIN J.P., 1978. — La nappe côtière de la région de Djibouti : géologie et hydrologie. Thèse 3^e cycle. Université de Bordeaux-Talence.
- 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. CRNS*, 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.*, 18 (4).
- 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. Transl. Roy. Soc. London, A*, 267, 227-270.
- LAPEYRE L., 1939. — Le climat de Djibouti. Thèse, Paris.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J., 1973. — *in* : Plate Tectonics, Elsevier Publ., Amsterdam, 300 p.
- 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*, 277, D, 33.
- LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1976. — La sismicité du TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18 (4).
- 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-Açal (TFAI). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 9-12.
- MAC KENZIE D.P., DAVIED D. et MOLNAR P., 1970. — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226, 243-249.
- MARINELLI G. et VARET J., 1973. — Structure et évolution du « Horst Danakil » (Ethiopie et TFAI). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, D, 1119.
- MISSION DE COOPERATION HYDROGEOLOGIQUE ALLEMANDE, 1982. — Inventaire et mise en valeur des ressources en eau de la République de Djibouti. Rapport de mission Génie Rural (Djibouti) — B.G.R. (RFA).

- MOYES J., DAPRAT J., FAUGERES J.C., GONTHIER E. et PUJOL C., 1981. — Etude stratigraphique et sédimentologique. *in* : C.E.P.M. — C.N.E.X.O., Orgon IV, Golfe d'Aden, Mer d'Oman. Novembre 1978. C.N.R.S. Paris, 189-263.
- MOHR P., 1970. — The Afar triple junction and sea floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 75, 7340-7352.
- NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., CHEMINEE J.L., LE PICHON X., FRANCHE-TEAU J. et TAPPONNIER P., 1976. — The accreting plate boundary : Ardoukobâ Rift (N.E. Africa) and the oceanic Rift valley. *EPSL*, 28, 439-453.
- PONTOISE B., LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1976. — Atténuation des ondes sismiques en TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18 (4).
- REVUE de GEOGRAPHIE PHYSIQUE et de GEOLOGIE DYNAMIQUE, 1973. — *N° spécial Afar*, 15 (4), Paris.
- RICHARD O., 1979. — Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé : le Golfe de Tadjoura (Rép. de Djibouti). Thèse, 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); *in* « Geodynamic evolution of the Afro-arabic Rift System », Accademia nazionale dei Lincei ed. (Rome).
- ROTHÉ J.P., 1954. — La zone sismique médiane indo-atlantique. *Proc. Roy. Soc. London*, A 222, 387-297.
- 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., 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.
- 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. *EPSL*, 36, 359-362.
- STIELTJES L., 1973. — L'axe tectono-volcanique d'Asal (TFAI et Afar central). Thèse, Paris-Sud.
- 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 Seas. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 54, 1927-40.
- TAPPONNIER P. et VARET J., 1974. — La zone de Mak'Arassou en Afar : un équivalent émergé des « failles transformantes » océaniques. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 278, D, 209-212.
- 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*, 235, 144-147.
- TISSEAU J., 1978. — Evolution du Golfe d'Aden et du bassin de Somalie (Océan Indien) d'après les données magnétiques. Thèse, Université 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, Université Paris-Sud.
- VARET J. et GASSE F., 1975. — Carte géologique de l'Afar central et méridional au 1/500 000. CNR-CNRS ed.
- VARET J. et GASSE F., 1978. — Notice de la carte géologique de l'Afar central et méridional. CNRS ed.
- VINCENT C. et RUEGG J.C., 1977. — P and S velocities in S-E Afar and the Poisson's ratio regionalisation related with the suboceanic lithosphere. Proceeding of IASPEI/IAVCEI Assembly, Durham.



ANNEXES

ANNEXE 1 - TABLEAU 1

SITUATION DES ECHANTILLONS VOLCANIQUES
ANALYSÉS OU DATÉS

1 - à terre (coordonnées UTM, fuseau 38).

Echantillon	Coordonnées hectom.	Echantillon	Coordonnées hectom.
TF 727	KJ 919109	TF 918	KH 922807
TF 728	KJ 921112	TF 919	KH 945738
TF 729	KJ 945155	TF 921	KH 918776
TF 906	LJ 023231	TF 922	KH 918776
TF 907	KJ 945185	TF 923	KH 957736
TF 910	KH919801	TF 925	KH 917737
TF 912	KH919801	TF 927	LJ 064243
TF 913	KH921792	TF 928	LJ 041225
TF 914	KH921788	TF 930	KJ 885204
TF 915	KH937777	TF 931 A	KJ 853116
TF 917	KH852783	TF 931 B	KJ 853116

2 - en mer

Site	Echantillon	Latitude N	Longitude E	Provenance	Analyse
A8	A8 D1	11° 52.2	43° 19.0	1	A et B
A9	A9 C1	11° 49.4	43° 17.5	1	A et B
	V 55	11° 51.9	43° 16.1	2	B et C

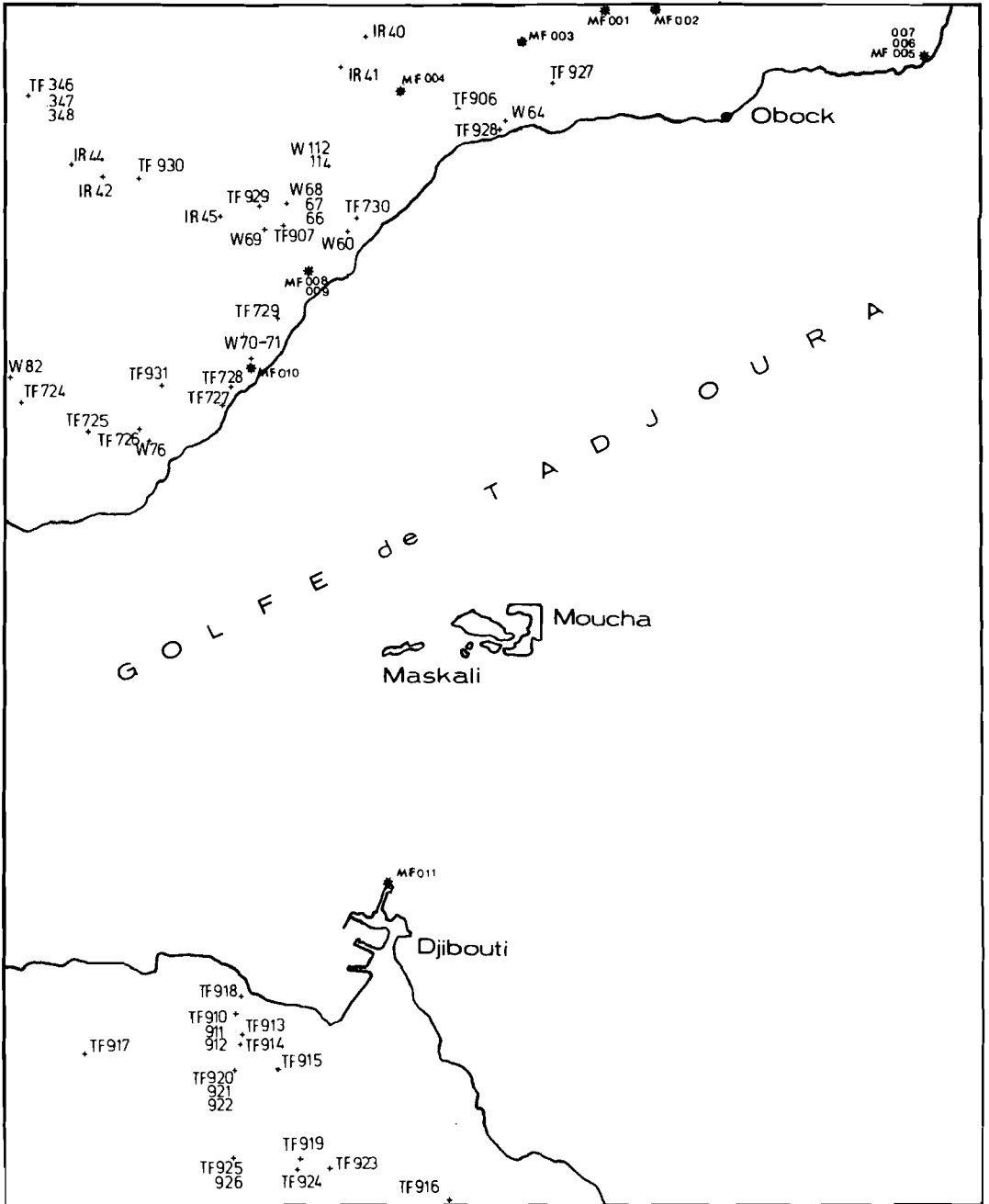
Provenance :

- (1) SUROÏT *in* Rapport de fin de mission SUDMEROUAD (1976).
- (2) VALDIVIA *in* SCHNEIDER und WACHENDORF (1973).

Analyse :

- (A) B.R.G.M. *in* Rapport d'étude SUDMEROUAD (à paraître).
- (B) Laboratoire de Microanalyse électronique (Orsay).
- (C) Laboratoire de Pétrographie et Volcanologie (Orsay).

ANNEXE 1 - CARTE 1



Echantillonnage des formations volcaniques (+)
et localisation des échantillons marins datés (U/Th) (*)

ANALYSES CHIMIQUES DES RHYOLITES DE MABLA ($\rho\rho$ et ρM)
ET DES BASALTES D'ADOLET (β_A)

Echantillon →	IR 45 A (comendite +)	IR 44 C (rhyolite +)	IR 74 D (trachyte sombre +)	TF 930 (rhyolite)
Si O ₂	75.59	79.41	54.59	76.87
Ti O ₂	0.27	0.30	2.80	0.28
Al ₂ O ₃	10.48	10.31	12.69	9.59
Fe ₂ O ₃	3.84	3.40	12.31	3.66
Fe O	0.63	0.48	0.95	—
Mn O	0.04	0.01	0.06	0.06
Mg O	—	—	1.22	0.14
Ca O	0.03	—	7.78	0.31
Na ₂ O	3.97	3.12	3.87	3.11
K ₂ O	5.08	4.57	2.13	4.03
P ₂ O ₅	0.08	0.08	1.57	0.10
total	100.01	101.68	99.97	99.47

(+) Analyses *in* GADALIA (1980).

ANALYSES CHIMIQUES DES BASALTES DU DALHA (β_{D_1} et β_{D_2})

Echantillon Provenance	TF R 1 (ferrobasalte)	TF R 18 (ferrobasalte)	TF 740 (basalte)	TF 879 B (trachybasalte)
	β_{D_1} Randa (carte Tadjoura)	β_{D_2} Randa (carte Tadjoura)	β_{D_1} Wésa (carte d'Ali Sabîh)	β_{D_1} Arta (carte Tadjoura)
Si O ₂	46.70	45.52	45.75	48.67
Ti O ₂	3.39	3.94	2.48	2.91
Al ₂ O ₃	13.59	12.55	14.23	14.57
Fe ₂ O ₃	6.13	9.22	5.27	11.84
Fe O	8.14	6.03	7.74	1.84
Mn O	0.09	0.05	0.02	0.08
Mg O	5.10	5.43	9.09	3.56
Ca O	10.92	10.35	10.62	7.07
Na ₂ O	2.99	2.94	2.78	4.28
K ₂ O	0.62	0.80	0.27	1.39
P ₂ O ₅	0.44	0.48	0.05	1.06
H ₂ O+	0.97	1.60	0.49	2.12
H ₂ O-	0.31	0.57	0.14	0.08
Total	99.39	99.48	98.93	99.47

Analyses *in* RICHARD (1979).

ANNEXE 2
TABLEAU 2

**ANALYSES CHIMIQUES DES BASALTES
DE LA SERIE INITIALE DES BORDURES DU GOLFE DE TADJOURA (β_i)**

	TF 727°	TF 728°	TF 729°	TF 906°	TF 907°	TF 910	TF 912	TF 913	TF 914	TF 915	TF 917
Si O ₂	47.07	44.94	45.16	44.82	46.29	44.78	44.79	46.51	46.00	46.59	44.92
Ti O ₂	2.81	3.06	3.09	3.23	3.06	2.37	0.86	0.99	0.92	0.94	2.88
Al ₂ O ₃	14.07	14.18	13.87	14.04	14.38	15.39	16.64	16.49	16.38	16.51	14.28
Fe ₂ O ₃	4.88	1.05	7.44	4.52	6.59	9.76	5.89	1.52	2.59	1.43	2.59
Fe O	9.13	13.56	7.79	11.00	7.67	4.00	3.89	7.80	6.59	7.72	12.47
Mn O	0.08	0.08	0.07	0.08	0.01	0.24	0.20	0.18	0.18	0.18	0.26
Mg O	7.82	7.60	6.74	6.77	5.59	7.00	7.85	9.16	8.69	9.57	6.19
Ca O	10.22	9.57	10.30	10.16	10.72	11.03	14.62	13.75	13.72	13.13	10.86
Na ₂ O	2.71	2.80	2.81	2.79	2.90	2.54	1.96	2.17	2.13	2.14	2.81
K ₂ O	0.52	0.55	0.56	0.70	0.65	0.30	0.11	0.16	0.13	0.11	0.49
P ₂ O ₅	0.40	0.25	0.46	0.42	0.52	0.32	0.41	0.10	0.10	0.16	0.40
H ₂ O+	0.67	0.96	0.72	1.23	1.10	0.94	2.45	1.25	1.37	0.68	0.91
H ₂ O-	0.20	0.22	0.17	0.21	0.34	0.41	0.30	0.22	0.21	0.09	0.14
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	99.58	98.82	99.18	99.97	99.82	99.08	99.97	100.30	99.01	99.25	99.20
	TF 918	TF 919	TF 921	TF 922	TF 923	TF 925	TF 927	TF 928	TF 931A	TF 931B	
Si O ₂	45.42	44.40	44.43	45.82	47.00	47.42	43.59	44.02	46.30	45.85	
Ti O ₂	0.91	0.90	0.96	0.86	3.15	3.51	3.07	2.93	2.25	2.25	
Al ₂ O ₃	16.19	15.61	15.96	16.20	13.64	13.71	14.89	14.74	15.09	15.10	
Fe ₂ O ₃	3.31	3.06	1.23	3.15	4.56	3.74	8.51	4.98	10.17	11.92	
Fe O	6.34	7.09	8.34	5.46	8.45	9.34	6.45	9.40	3.17	1.36	
Mn O	0.20	0.20	0.20	0.18	0.24	0.25	0.25	0.26	0.22	0.24	
Mg O	10.11	12.37	9.10	8.33	6.08	5.05	6.25	7.05	5.80	5.60	
Ca O	13.31	12.10	13.51	14.66	11.42	9.99	10.68	10.66	10.43	10.41	
Na ₂ O	2.03	1.92	2.24	2.57	2.93	3.10	2.78	2.80	2.40	2.30	
K ₂ O	0.12	0.13	0.12	0.12	0.66	0.55	0.46	0.45	0.22	0.15	
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.14	0.10	0.41	0.63	0.42	0.40	0.28	0.26	
H ₂ O+	1.41	1.06	0.66	1.58	0.91	1.71	1.08	1.00	2.44	2.74	
H ₂ O-	0.16	0.12	0.07	0.11	0.17	0.31	0.28	0.18	0.67	1.03	
CO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Total	99.61	99.06	96.96	99.14	99.62	99.31	98.71	98.87	99.44	99.22	

Analyses in RICHARD (1979)

ANALYSES CHIMIQUES DES BASALTES DE L'AXE ACTIF DE TADJOURA

Echantillon	V 55	A8 D1	A9 C1
Si O ₂	46.80	46.50	46.70
Ti O ₂	2.65	3.10	2.50
Al ₂ O ₃	14.00	15.20	14.90
Fe ₂ O ₃	2.95	6.52	3.84
Fe O	10.70	7.88	9.33
Mn O	0.23	0.20	0.19
Mg O	6.40	7.31	7.46
Ca O	10.70	10.40	10.87
Na ₂ O	2.70	2.66	2.31
K ₂ O	0.30	0.32	0.30
P ₂ O ₅	0.57	0.26	0.38
H ₂ O ⁺	1.70	0.52	1.43
H ₂ O ⁻	—	—	0.09
Total	99.70	100.87	100.30

Analyses in RICHARD (1979)

DATATIONS K/Ar DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES DE LA SÉRIE BASALTIQUE INITIALE

Echantillon	Localisation	Type de roche	K %	% ⁴⁰ Ar rad.	⁴⁰ Ar rad. at. g ⁻¹	Age (millions d'années)
TF 914	Hayyâbley	basalte	0.11	2.0	1.129 . 10 ¹¹	0.98 ± 0.1 (a)
				2.2	9.543 . 10 ¹¹	0.83 ± 0.08 (b)
TF 928	oued Massa (rive gauche)	basalte	0.285	2.4	3.475 . 10 ¹¹	1.17 ± 0.1 (a)
				6.79	3.377 . 10 ¹¹	1.13 ± 0.03 (b)
TF 906	oued Tagarré (rive droite)	basalte	0.43	9.47	5.691 . 10 ¹¹	1.26 ± 0.04 (a)
				9.52	5.366 . 10 ¹¹	1.20 ± 0.06 (b)
TF 729 (+)	oued Aglé	basalte	0.47	2.3		1.3 ± 0.3
TF 927	Lassaa (oued Sadai)	basalte	0.32	2.9	5.052 . 10 ¹¹	1.51 ± 0.1 (a)
				7.9	4.65 . 10 ¹¹	1.39 ± 0.04 (b)
TF 923	Nagâd	basalte	0.495	6.57	8.685 . 10 ¹¹	1.68 ± 0.05 (a)
				14.12	8.747 . 10 ¹¹	1.69 ± 0.04 (b)
TF 750	Chabelley Weyn <i>carte de LOYADA</i>	basalte	0.85	16.03	1.554 . 10 ¹²	1.75 ± 0.04 (a)
				22.46	1.539 . 10 ¹²	1.73 ± 0.04 (c)
TF 907 (+)	oued Orôbor	basalte	0.54	6.0		2.0 ± 0.2
TF 925	Ad Dîndah Wead Samantar God	basalte	0.46	11.65	1.024 . 10 ¹²	2.12 ± 0.05 (a)
				19.20	9.94 . 10 ¹¹	2.02 ± 0.05 (b)
TT 931 B	oued Dalleyi	basalte	0.097	2.21	2.154 . 10 ¹¹	2.13 ± 0.19 (a)
				2.98	2.053 . 10 ¹¹	2.03 ± 0.13 (b)
TT 748 A	oued Chabelley <i>carte de LOYADA</i>	basalte	0.572	5.42	1.832 . 10 ¹²	3.07 ± 0.11 (a)
				9.26	1.723 . 10 ¹²	2.89 ± 0.07 (b)
TF 748 A (+)	oued Chabelley <i>carte de LOYADA</i>	basalte	0.75	9.8		3.3 ± 0.2

DATATIONS K/Ar DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES DES SERIES DU DALHA ET DE MABLA

W 82 (°)	Hedalou	basalte	0.47	14.0		6.5 ± 0.2
W 67 (°)	Akkaba	comendite	4.08	77.0		11.4 ± 0.3
TF 930	Balahi oued Aloum	rhyolite	3.23	23.02	5.473 · 10 ¹³	16.2 ± 0.4 (a)
				64.82	5.416 · 10 ¹³	16.0 ± 0.4 (b)

(+) mesures faites à Naples (Italie) - Laboratoire de Géologie et Géophysique - *in* RICHARD, 1979.

(°) mesures faites à Pise (Italie) - Laboratoire de Géochimie - *in* BARBERI et al., 1975.

Toutes les autres mesures, faites au Laboratoire K/Ar (Pr CASSIGNOL) du Centre des faibles Radioactivités (Labo mixte CEA-CNRS 91191 - Gif-s/Yvette).

Les conditions sont les suivantes :

- séparation minérale (mésostase) et analyse (Ar et K) sur la fraction 250-500 μ
- analyse de K par spectrophotométrie (absorb. atomique)
- analyse de l'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 internationales dans :

STEIGER et JAGER (1977).

Les mesures de l'Ar faites après dégazage à :

- la température ambiante (a)
- 200° C (b)
- 130° C (c)

DATATIONS U/Th DES ECHANTILLONS SEDIMENTAIRES

Echantillon	Nature	Calcite %	U (ppm)	Th ²³² (ppm)	Th ²³⁰ /Th ²³²	U ²³⁴ /U ²³⁸	Th ²³⁰ /U ²³⁴	Age (.10 ³ ans)
MF 010	Tridacana		0.63 ±0.014	n.m.		1.32±0.03	0.623±0.030	101± 8
MF 006	Corail		2.67 ±0.05	n.m.		1.16±0.02	0.680±0.030	119±10
749 (°)	"	14	4.05 ±0.10	n.m.		1.13±0.02	0.690±0.020	123± 7
759 (°)	"	6	2.04 ±0.08	n.m.		1.08±0.04	0.690±0.050	124± ²⁰ ₁₆
860 (°)	"	3	2.15 ±0.09	n.m.		1.14±0.03	0.700±0.030	126±11
721 (°)	"	5	2.97 ±0.07	n.m.		1.14±0.04	0.710±0.030	129± ¹² ₁₀
MF 007	Corail		2.50 ±0.05	n.m.		1.12±0.02	0.707±0.030	129±11
727 (°)	"	<3	2.19 ±0.05	n.m.		1.12±0.03	0.720±0.030	133±12
848 (°)	"	5	3.09 ±0.13	n.m.		1.09±0.03	0.720±0.040	134± ¹⁷ ₁₄
841 (°)	"	<2	2.46 ±0.09	n.m.		1.16±0.02	0.730±0.040	136± ¹⁶ ₁₄
MF 011	Corail							141± ¹⁴ ₁₂
861 (°)	"	6	2.09 ±0.08	n.m.		1.09±0.03	0.740±0.030	142± ¹⁴ ₁₂
MF 009	Corail		2.91 ±0.05	n.m.		1.10±0.02	0.740±0.024	142±10
MF 008	Corail		2.24 ±0.05	n.m.		1.12±0.02	0.752±0.027	145± ¹³ ₁₀
MF 005	Corail		3.00 ±0.07	n.m.		1.10±0.02	0.751±0.028	146± ¹³ ₁₁
MF 004	Huitre		0.353±0.007	n.m.		1.16±0.03	0.940±0.030	256± ⁴⁴ ₃₁
MF 003	Huitre		0.926±0.019	0.047±0.006	66±9	1.18±0.02	0.946±0.033	258± ⁴⁰ ₃₁
MF 002	Huitre		1.276±0.03	n.m.		1.48±0.02	1.15 ±0,04	> 300
MF 001	Huitre		0.206±0.006	0.035±0.004	24±3	1.26±0.04	1.065±0.044	> 300

Les principes et les limites de la méthode utilisée sont décrits dans FAURE et al., 1981.

(°) datations faites à Gif/Yvette, Laboratoire U/Th, CFR - Pr C.T. HOANG, *in* FAURE et al., 1981
toutes les autres datations faites à Gif/Yvette, Laboratoire U/Th, CFR - Pr C.T. HOANG.

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX HYDROTHERMALES D'OBOCK

	1	2	3	4	5	6	7	8 eau de mer
H CO ₃ ⁻	2.4	2.5	2.5	2.7	2.5	2.6	2.8	2.5
Cl ⁻	507	511	497	511	501	513	562	587
SO ₄ ⁻⁻⁻	31.6	33.5	29.4	32.4	29.7	29.9	35.0	58.5
Ca ⁺⁺	50	48	52	49	51	52	52	21
Mg ⁺⁺	60	64	55	64	58	58	65	114
Na ⁺	424	428	412	432	424	436	486	524
K ⁺	15.5	14.9	15.3	15.2	15.6	16.4	17.8	11.1

Les concentrations sont exprimées en meq. 1⁻¹.

La température des différentes sources varie de 57° à 86° C.

Les prélèvements ont eu lieu en juin 1981.

Les analyses ont été faites au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'ISERST (Djibouti), sous la responsabilité de H. BUTZ.

TENEURS EN CARBONATES ET ANALYSES DE LA PHASE ARGILEUSE DES SÉDIMENTS

Echantillon	CaCO ₃ %	Illite	Kaolinite	Smectite	Quartz	Feldsp.	Goeth.	Chlorite
MF 006-14	28	6	tr.	2.5	+++	+	+	1.5
MF 11-2	22.4	5.5	0.5	2.5	++	+	tr.	1.5
MF 11-3	9.2	6	0.5	2	+++	+	tr.	1.5
MF 11-4	15.2	7	tr.	2	+++	+	tr.	1
MF 12-1	48	6	0.5	1.5	+++	+		2
MF 22-2	31.2	5.5	tr.	2.5	++	+	+	2
MF 22-2	51.6	5.5	tr.	2	++	+	+	2.5
MF 22-3	26.7	6	tr.	2.5	++	+		1.5

Analyses faites à Paris VI, Laboratoire de Stratigraphie, Pr J.C. MISKOVSKY.

Situation des échantillons analysés (coordonnées UTM) :

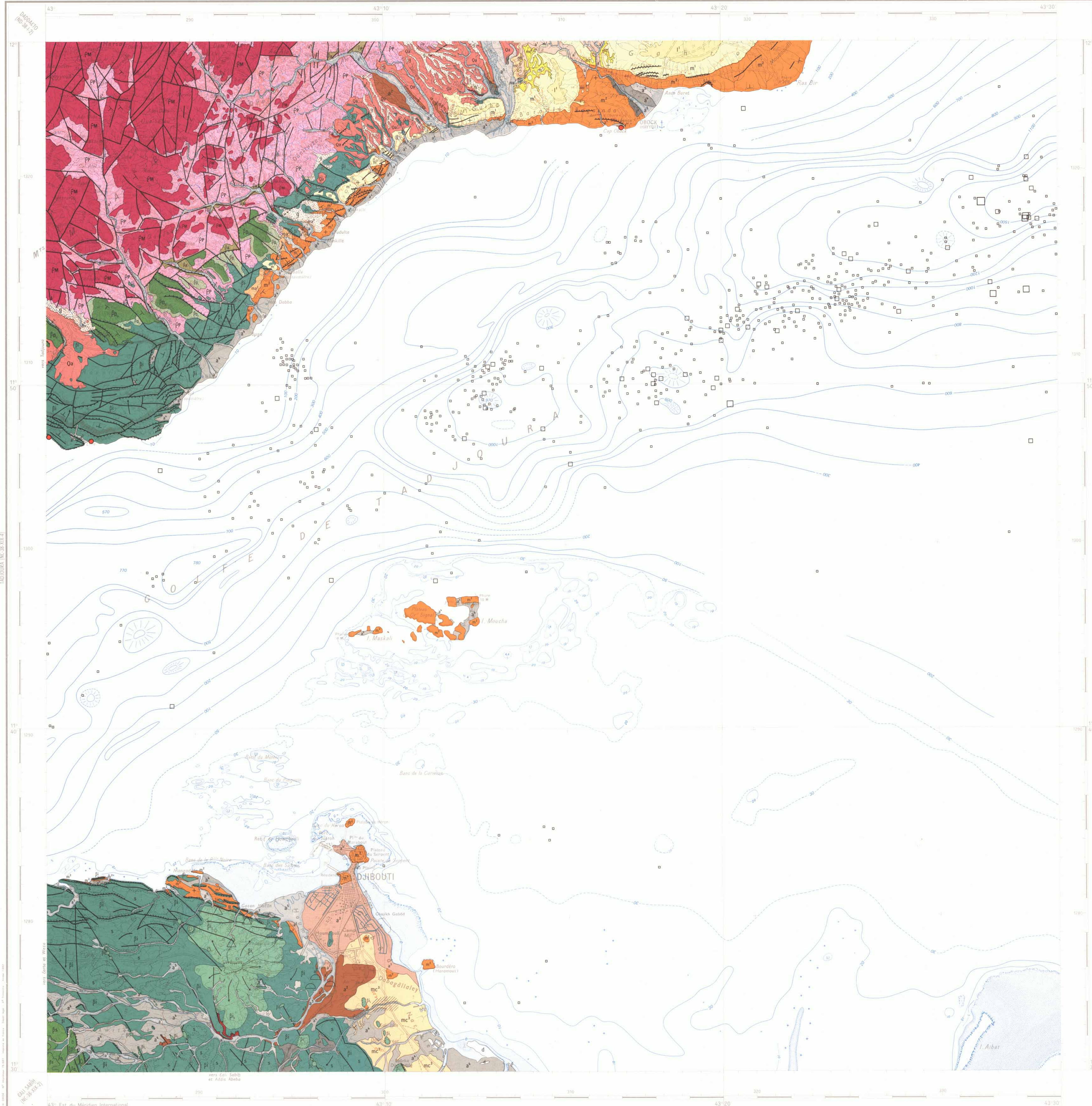
MF 006-14	LJ 108237	
MF 11-2 MF 11-3 MF 11-4	LJ 080270	Nord Tambe
MF 12-1	LJ 085266	Sud Tambe
MF 22-2 MF 22-3 MF 22-4	LJ 026226	Oued Tagarre

Dépôt légal n° 4660

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI

Élaborée par : M. FOURNIER, F. GASSE, J.-C. LÉPINE, O. RICHARD et J.-C. RUEGG
KHOR ANGAR (ND 38-II)

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)
- a³ Alluvions fluviales actuelles
- a² Alluvions fluviales et dépôts littoraux récents
- i² Limons azoïques
- a¹ Limons graveleux (dépôts deltaïques de Foued Houbouli)

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES CONTINENTALES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (125 000 - 10 000 ANS BP)

- a³ Alluvions fluviales (conglomérats, limons graveleux)
- a¹ Alluvions fluviales (conglomérats grossiers)
- g Cônes d'éboulis et couvertures de glaciés de versants
- i¹ Limons rouges
- s Sols rouges (altération argileuse des basaltes initiaux - βi)

DÉPÔTS MARINS D'ÂGE PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (140 000 - 100 000 ANS BP)

- mc³ Argiles, limons, sables et conglomérats fossilifères
- m² Calcaires récifaux et faciès associés (madrépores, passées conglomératiques, calcairentes, calcaires et grès calcaireux)
- ma² Conglomérats fluviaux (passant latéralement à m²)

DÉPÔTS MARINS D'ÂGE PLÉISTOCÈNE MOYEN (> 300 000 - 200 000 ANS BP)

- m¹ Calcaires récifaux et faciès associés (madrépores, passées conglomératiques, calcairentes, calcaires et grès calcaireux)
- mc¹ Calcaires marneux, argiles et limons, calcaires récifaux
- ma¹ Conglomérats basaltiques et rhyolitiques

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR ET/OU MOYEN

- Qs Conglomérats de piémont, rhyolitiques

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLIO-PLÉISTOCÈNE

- Pa Conglomérats principalement rhyolitiques contemporains des basaltes initiaux (βi) et conglomérats rhyolitiques antérieurs aux basaltes initiaux

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE PLIO-PLÉISTOCÈNE

- Basaltes initiaux des bordures du Golfe de Tadjoura (3.4 - 1.2 MA)
 - βi Série basaltique fissurale de 20 à 300 m d'épaisseur (basaltes picritiques à ferrobasaltes à tendance tholéitique)
 - Cônes et volcans centraux associés à la série initiale (βi)
 - βv Alignés sur des failles de direction NW-SE et E-W au sud de Djibouti (basaltes picritiques à ferrobasaltes, porphyriques)
 - Série stratolite de l'Alfar (3.4 - 3.0 MA)
 - βs Série basaltique fissurale (basaltes, ferrobasaltes) dont l'épaisseur est faible (ici inférieure à 50 m)

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE MIOCÈNE ET PLIOCÈNE

- Basaltes du Daiba (8.5 - 3.6 MA)
 - βd Série basaltique fissurale (basaltes, hawaïtes, j'd'épaisseur variant entre 100 et 1000 m)
 - βi ensemble inférieur, souvent altéré (8.5 - 5.9 MA)
 - βs ensemble supérieur (5.9 - 3.6 MA)
- Rhyolites de Mabila (16.2 - 11.4 MA)
 - βm Coulees massives dans la partie supérieure (βm) ; important volume ignimbritique et pyroclastique dans la partie inférieure (βp)
- Basaltes d'Adolei (20 - 16 MA)
 - βa Trapps basaltiques dont n'apparaît que la partie supérieure, au pied des falaises rhyolitiques au Nord du golfe

SYMBOLES

- Faille normale à rejet important (supérieur à 20 m)
- Faille normale à rejet faible ou moyen (1 à 20 m)
- Faille sans rejet vertical ou faille décrochante
- Fissure ouverte
- Cône, volcan central
- Sens des coulées
- Direction de pendage
- Pendage horizontal
- Indice géothermique (source chaude, fumerolle...)
- Zone d'extraction de terre végétale
- Zone de concassage des graviers
- Zone d'extraction des graviers et sables

BATHYMÉTRIE

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

SISMICITÉ

- Tous les séismes de magnitude (M) ≥ 2 (Période : Mars 1974 à Novembre 1981)
- 2 < M < 3
- 3 < M < 4
- 4 < M < 5
- 5 < M

Levés de terrain et minutes effectués en 1981
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 - 28100 ROMANS).
La partie géophysique a été étudiée par : Jean-Claude Lépine et Jean-Claude Ruegg (Institut de Physique du Globe - Université PARIS VII).
Les données bathymétriques sont de l'I.G.N. (profondeurs de 0 à 50 m) et de la campagne océanographique SUDMEROUAD 1977 (profondeurs de 50 à 1500 m).

TABLEAU D'ASSEMBLAGE DES CARTES GÉOLOGIQUES

