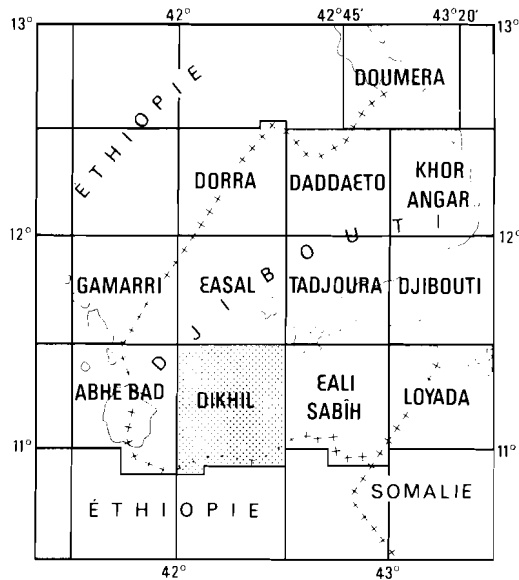


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI à 1 : 100 000

DIKHIL



Coordinateur : F. GASSE

Formations volcaniques : J. DAGAIN, G. MAZET et O. RICHARD

Formations sédimentaires : F. GASSE et M. FOURNIER

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

PARIS
1987

NOTICE EXPLICATIVE

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

DIKHIL

Coordinateur : F. GASSE*

Formations volcaniques : J. DAGAIN** , G. MAZET*** et O. RICHARD****

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

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

- * ENS, 92260 Fontenay-aux-Roses
- ** BRGM, B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex
- *** ISERST, BP 486, Djibouti
- **** Géologue, 22, place M. Faure, 26100 Romans
- ***** ORSTOM, 93140 Bondy

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

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

PRÉFACE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

AVANT-PROPOS

La réalisation de la carte de Dikhil a été longue et difficile, ceci pour des raisons de conjoncture complexe. Les géologues coopérants chargés de l'établissement de la carte se sont succédés sur le terrain pour les formations éruptives, et tous, suite à l'expiration de leur contrat avec le Ministère de la Coopération et à leur engagement dans divers organismes, ont dû abandonner la carte de Dikhil avant son achèvement.

C'est donc à partir d'une minute en morceaux et de notes de terrain, qu'il n'a pas été possible d'homogénéiser avec le concours des géologues coopérants concernés, que la carte a été achevée. Il en résulte sans doute certaines imperfections.

F. Gasse

SOMMAIRE

Pages

PRÉFACE

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

PRESENTATION DE LA FEUILLE IGN A 1:100 000
DE DIKHIL (F.G.)

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

LES FORMATIONS VOLCANIQUES (J.D., G.M., O.R.)

1. La série du Dalha 7
2. La série stratoïde de l'Afar : série inférieure 9
3. La série stratoïde de l'Afar : série moyenne 15
4. La série stratoïde de l'Afar : série supérieure 19
5. La série des marges externes du rift d'Éasal-Ghoubbat 23

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

1. Formations d'âge Mio-Pliocène 25
2. Formations d'âge Pliocène supérieur, intercalés dans la série
des basaltes stratoïdes 27
3. Formations d'âge Pléistocène inférieur et moyen 37
4. Formations d'âge Pléistocène supérieur 45
5. Formations holocènes 51

CONCLUSION 59

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET SUBSTANCES UTILES 63

1. Substances utiles 63
2. Géothermie 63

BIBLIOGRAPHIE 65

ANNEXES 71

INTRODUCTION

1. — La république de Djibouti : présentation générale

1.1. — LES GRANDS ENSEMBLES TOPOGRAPHIQUES

Située entre 11° et 12°30' de latitude nord et 41°45' et 43°15' de longitude est, la République de Djibouti est entourée par sa grande voisine l'Éthiopie, alors que seuls quelques dizaines de kilomètres confinent à la Somalie, au sud-est. Au nord-est, elle est limitée par la Mer Rouge et le détroit de Bal-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 Ghoubbat-al-Kharâb.

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

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

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

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

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

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

1.2. — DONNÉES CLIMATIQUES

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

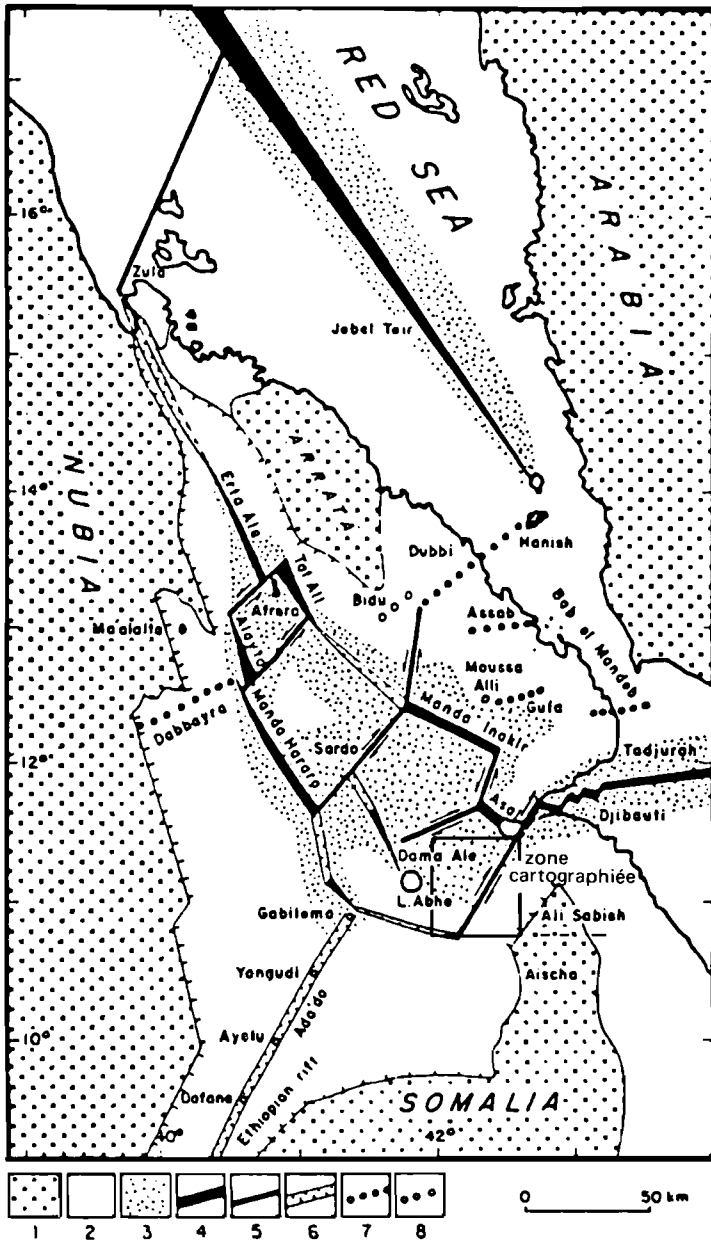


Fig.1 : Carte structurale schématique de l'Afar (BARBERI et VARET, 1977)
Situation de la zone cartographiée.

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

atmosphérique générale, les données actuellement disponibles sont présentées de façon détaillée, et synthétisées.

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 217 mm/an à Randa. Vers les sommets, l'humidité de l'air très élevée a permis le maintien de forêts relictuelles (forêt du Day).

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

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

2. — Le contexte géodynamique

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

La théorie de la tectonique des plaques, dans son application stricte, conduit, à la fin des années soixante, quelques auteurs à proposer un modèle de point triple qui n'inclut que les trois structures en extension de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et du rift Africain (MAC KENZIE, 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. (1970, 1972), et STIELTJES (1973) considèrent ces édifices volcaniques comme les équivalents émergés des segments de dorsale océanique.

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

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

Les travaux géophysiques sur la structure de la croûte (BERKHEMER et al., 1975 ;

LEPINE et al., 1972, 1976 ; RUEGG, 1975...) ont montré que celle-ci, en Afar comme en République de Djibouti, n'est pas continentale (même atténuée) mais est clairement de type océanique. La sismicité, étudiée par LEPINE et RUEGG (1973, 1976), RUEGG et al. (1980) et RUEGG et LEPINE (1983) autour du golfe de Tadjoura montre une série d'épicentres des séismes répartie le long d'une bande de quelques kilomètres de large dans le golfe, soulignant ainsi les zones axiales et les zones de failles transformantes, déjà mises en évidence par les données bathymétriques dans les golfes de Tadjoura et d'Aden.

De même les travaux d'aéromagnétisme (LAUGHTON et al., 1970 ; COURTILOT 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 figure 1.

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

1. — Le cadre géographique

Les grandes lignes structurales de la zone recouverte par la feuille de Dikhil sont dues à une phase tectonique majeure d'âge Plio-Pléistocène, affectant les basaltes de la série stratoïde. Les basaltes sont découpés en une mosaïque de plateaux et de fossés d'effondrement comblés de sédiments.

Dans le tiers sud de la carte, les structures EW dominant. La frontière entre l'Ethiopie et Djibouti longe le sommet d'un escarpement basaltique EW délimitant de hauts plateaux au sud, les bassins du Gobæad et de Dikhil au nord.

Au coin SE de la carte, les plateaux d'Oukoula s'étendent à 700-800 m d'altitude. Ils sont constitués de basalte de la série stratoïde β_s dans lequel s'intercalent des sédiments détritiques (conglomérats et limons Pp_i ou lacustres Pp_{ii}).

Le bassin de Dikhil a une structure complexe : les axes tectoniques s'incurvent de la direction EW au sud, à la direction SE - NW au nord. Le fond du bassin s'abaisse, du sud au nord, de 475-450 m à 440-420 m d'altitude. La cuvette de Dikhil est parcourue par l'oued Chekkeyti qui draine les plateaux d'Oukoula et qui s'écoule vers le graben de Hanlé au nord. Elle est comblée de sédiments détritiques et lacustres Pa^1, Pa^2, P_l, P_{li} plio-pléistocènes, recoupés par de vastes glacis d'âge Pléistocène moyen. Le volcan Diksa Dêré marque la limite, peu nette au niveau de la plaine, entre le bassin de Dikhil et le fossé du Gobæad, EW.

Seule la partie orientale du bassin du Gobæad, qui s'étend en pente douce vers le lac Abhé, est représentée sur la carte de Dikhil. Le cours d'eau principal est l'oued Gobæad descendant des plateaux du sud et longeant la bordure méridionale du graben. Le bassin a été recouvert, à plusieurs reprises au cours du Quaternaire supérieur, par le lac Abhé qui a transgressé jusqu'à la cote 400 m environ. Les épais sédiments qui le comblent sont d'âge Plio-Pléistocène à Holocène.

Dans les deux tiers nord de la carte, la direction structurale dominante est NW-SE. Le bassin de Hanlé est représenté sur la carte par sa partie méridionale. C'est une dépression endoréique, s'abaissant progressivement de 300 m au sud, à 100 m au nord, où vient se perdre l'oued Chekkeyti après avoir entaillé en gorge profonde le seuil basaltique séparant le bassin de Dikhil du graben de Hanlé. Ce graben est rempli de sédiments Plio-Pléistocène à Holocène. La dépression de Gaggade s'abaisse, en son centre, à 80 m d'altitude. La plaine centrale, limoneuse, est bordée d'affleurements de sédiments quaternaires, lacustres et fluviaux.

Les plateaux de basalte séparant ces bassins sont principalement constitués de basaltes de la série stratoïde β_s surmontant les basaltes du Dalha β_D . En de rares

points, des sédiments lacustres P s'observent entre les coulées de basalte du Dalha β . Les sédiments Pl_1 - Pl_2 interstratifiés dans la série stratoïde moyenne affleurent par contre largement au niveau des escarpements de faille ou des entailles des oueds, à l'est du Hanlé et au sud du Gaggade.

A l'extrémité NE de la carte, le secteur de l'Éounda Hemed appartient au système du rift d'Éasal. C'est là que le basalte de la série stratoïde supérieur, dans lesquels s'intercalent des sédiments lacustres Q^1 , Q^3 , affichent les âges les plus récents (Pléistocène inférieur et moyen).

2. — Travaux antérieurs et méthodologie

Travaux antérieurs

Pour l'établissement de la carte géologique à 1 : 100 000 de Dikhil et sa notice nous avons utilisé les données présentées dans :

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

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

— les « cartes géologiques de la République de Djibouti » à 1 : 100 000 avec notices, feuilles de Djibouti, Tadjoura, Éali Sabîh, Loyada, Abhé Bad (FOURNIER et al., 1982 et 1984 ; GASSE et al., 1983 et 1985 ; MAZET et al., 1985 ; FOURNIER et al., à paraître ; RECROIX et al., 1986).

Pour le volcanisme, les grandes coupures stratigraphiques sont inspirées des travaux de BESAIRIE (1949), de l'équipe CNR-CNRS principalement présentés dans le numéro spécial de la *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* (1973) et dans BARBERI et al. (1975). Les travaux réalisés par GASSE (1975) et GASSE et al. (1980) sont à la base des données fournies pour les formations sédimentaires.

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

Les principales conclusions des études faites en République de Djibouti ont été présentées lors du Congrès International de Djibouti en février 1980 et publiées dans le numéro spécial du *Bull. Soc. Géol. France* (1980).

Méthodologie et travaux effectués pour la carte de Dikhil

Les données de terrains et les échantillons ont été récoltés pendant les années 1982, 1983 et 1984 lors des missions de DAGAIN et MAZET pour les roches volcaniques, FOURNIER et GASSE pour les formations sédimentaires. Les minutes définitives ont été réalisées en 1984. La notice a été rédigée en 1984-1985.

Pour les échantillons de roches volcaniques, 210 lames minces ont été étudiées au microscope ; 13 roches, choisies pour leur fraîcheur, ont été analysées au Laboratoire de Pétrographie de l'Université Paris VI ; 11 datations Potassium/Argon ont été réalisées aux laboratoires K/Ar du C.E.A. à Sarclay (GILLOT) et du B.R.G.M. à Orléans (BAUDRON). Les formations sédimentaires ont donné lieu à 287 analyses minéralogiques réalisées par FOURNIER au Laboratoire de Sédimentologie stratigraphique (Paris VI), à 13 datations ^{14}C (Laboratoire d'Hydrologie et Géochimie Isotopique, Paris-Sud) et à 50 analyses micropaléontologiques (GASSE, ENS-Fontenay).

LES FORMATIONS VOLCANIQUES

1. — La série du Dalha

1.1. — β_D : ENSEMBLE BASALTIQUE

Cette unité regroupe les formations de Maryan 'Ad et de Galemi (C.E.G.D., 1975). Elle a été définie dans le nord de la République par MARINELLI et VARET (1973) et par BARBERI et al. (1975). Les âges de cette formation varient, de part et d'autre du golfe de Tadjoura, entre 8,9 et 3,8 M.A. Son épaisseur peut atteindre 1 000 mètres.

Affleurements

La série basaltique du Dalha affleure dans tout le coin SE de la carte (massif de Qoton) et, pour une moindre part, dans le coin NE (massif de $\text{\textcircled{C}}$ ounda Hemed).

1. Massif de Qoton

Ce massif, le plus ancien sur la carte de Dikhil, représente la terminaison SO du « horst d'Éali Sabîh ». Plus à l'est, sur la carte d'Éali Sabîh, cette formation surmonte la série rhyolitique de Mabla, datée de 25 à 9 M.A.

Ici, elle affleure sur les 5 000 km² du coin SE de la carte. Il s'agit de trapps de coulées basaltiques avec quelques intercalations trachytiques. La puissance de la série est estimée à 250-300 mètres.

2. Massif de $\text{\textcircled{C}}$ ounda Hemed

On trouve la série du Dalha au pied NE de $\text{\textcircled{C}}$ ounda Hemed. Sur une hauteur de 250-300 mètres, cette formation se caractérise par un empilement de coulées basaltiques, discordant, plus au nord, sur les rhyolites de Mabla. Une coupe réalisée au pied du massif (KH 260 670) montre une succession de blocs faillés et basculés ; chaque compartiment est formé d'une superposition de coulées de basaltes avec parfois des intercalations d'épisodes sédimentaires P marqués par des dépôts de calcaires lacustres et de cinérites et hyaloclastites remaniées (fig.2).

Tectonique

Les déformations tectoniques diffèrent largement suivant la zone d'affleurement. Au SE, la série est basculée dans son ensemble vers le NO. On observe des directions de failles normales N-S, N 20, N 120 et N 160. La direction N 120 est la plus récente, correspondant à la direction des grands grabens du Hanlé, mais elle peut être par endroits affectée par le rejou de failles plus anciennes.

Dans le massif de $\text{\textcircled{C}}$ ounda Hemed, les directions anciennes (N-S et N 20) sont recoupées par les failles normales plus récentes de direction « rift d'Éasal » (N 100).

N.B. : Les parties en italique correspondent à des généralités sur l'ensemble de la République de Djibouti.

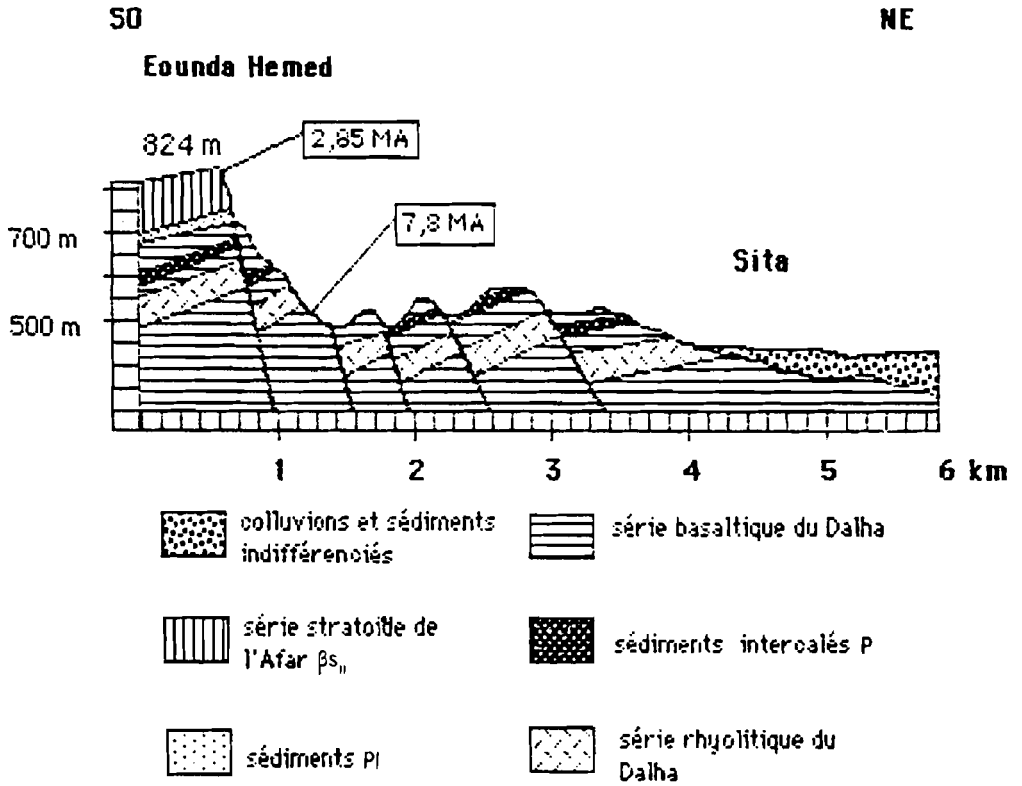


Fig. 2 : Coupe géologique schématique au NE de Eounda Hemed (KH 260 670)

La série est basculée vers le SO, comme l'ensemble des formations dans ce secteur, mais de façon beaucoup plus marquée.

Géochronologie

Une datation a été effectuée sur cette série. Une coulée du sommet d'une coupe dans le secteur de Soueyra a donné un âge de $4,78 \pm 0,10 - 4,76 \pm 0,10$ M.A. (DD 5 C. KH 228 190). Cet âge relativement récent laisserait supposer que la base de la série (plus de 8 M.A.) n'affleure pas dans ce secteur. Ceci est confirmé par son pendage NO, laissant la base à l'affleurement au SE.

Pétrographie et pétrologie

L'examen microscopique de ces roches montre des basaltes picritiques à phénocristaux d'olivine magnésienne ($Fe/Fe + Mg = 40$), et des basaltes à basaltes à andésine à structure microlitique porphyrique. On peut y rencontrer des trachytes sombres ($Fe/Fe + Mg = 75$).

Les analyses chimiques d'échantillons provenant de l'ensemble de la République de Djibouti (une seule sur la carte de Dikhil) montrent une série évoluant dans le domaine intermédiaire entre séries tholéiitique et alcaline (voir annexe 2).

1.2. — ρ_D : ENSEMBLE RHYOLITHIQUE

Les intercalations rhyolitiques dans la série du Dalha sont assez rares. Il en existe dans la zone d'Arta (carte de Tadjoura).

Affleurements

C'est à la faveur de deux grandes failles normales de direction N-S et N 160 qu'apparaissent quelques coulées de rhyolites interstratifiées dans la série du Dalha. La roche présente une intense altération et la kaolinisation presque complète a pu faire prendre, chez certains auteurs, ces rhyolites pour des calcaires lacustres !

Une coupe réalisée dans ce secteur laisse apparaître 30 mètres de rhyolites massives surmontées par un niveau de ponces pliniennes avec sédiments lacustres. La série stratoïde moyenne recouvre le tout (KH 242 691).

Tectonique

Ces intercalations sont affectées par les mêmes failles que la série basaltique du Dalha. Cependant, les failles normales (N-S et N 160) jouent un grand rôle dans leur apparition à l'affleurement.

2. — La série stratoïde de l'Arta : série inférieure

Cette série à dominante basaltique est associée au volcanisme de l'Arta central. Là, elle se développe sous forme d'empilements de coulées fissurales en association avec des centres volcaniques rhyolitiques. A 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, « océanique », de l'Arta. Dans l'ouest de la République de Djibouti, l'épaisseur de ces basaltes peut atteindre 1 300 mètres. Ils ne parviennent plus à l'est que de façon très pelliculaire.

2.1. — β_s : ENSEMBLE BASALTIQUE

Affleurements

La base de la série stratoïde est présente sur la carte de Dikhil toujours en position basse, au pied des grands massifs, au fond des oueds et dans les fenêtres d'érosion de la couverture stratoïde moyenne.

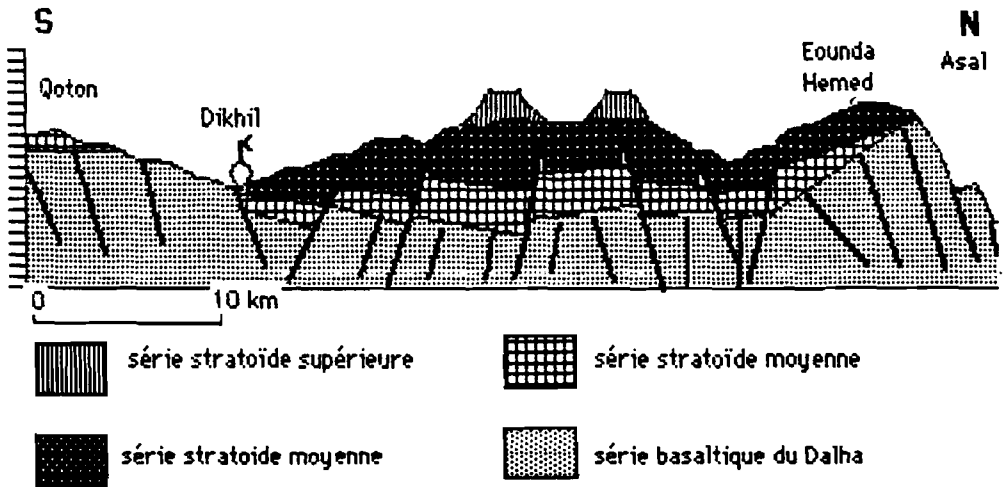


Fig. 3 : Coupe schématique N-S montrant le biseautage de la série stratoïde inférieure au nord et au sud.

On la trouve au bas de la falaise sud du Gobæad, sur 150 à 200 mètres. Elle affleure également dans le bas des falaises SO des deux grabens du Hanlé et de Gag-gade. Le pendage SO de la série ne permet pas qu'elle affleure dans les falaises NE.

Au fond des oueds Kori, Èëroli et Tacassi Daear, dans la partie NE de la carte, son épaisseur peut atteindre 300 mètres.

À l'extrême NE, la série stratoïde inférieure forme le soubassement de la falaise NE du massif d'Oklilæou. Par contre, le massif de Èounda Hemed semble jouer le rôle de barrage pour cette formation puisqu'on ne la retrouve pas plus au NE.

Le massif ancien de Qoton, au SE, semble avoir joué le même rôle : là, la série inférieure ne se présente que sous forme de pellicule de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Cette formation semble donc avoir été endiguée par la terminaison SO du « horst d'Èali Sabîh », au sud, et par un bombement préfigurant l'ouverture du rift d'Èasal, au nord (fig.3).

Tectonique

La forte altération de cette formation, en partie due au niveau des lacs pliocènes, rend la reconnaissance des failles mal aisée. La photo interprétation permet de distinguer des directions de failles qui suivent les directions des grabens : N 80 à N 100 au sud, N 120 à N 130 partout ailleurs.

Le pendage de la série est, d'une manière générale, au SO.

Au SE, le massif de Qoton est l'objet d'un fort soulèvement qui le fait basculer au NO. La base de la série stratoïde se retrouve donc sur le dessus des compartiments tectoniques découpés dans la formation du Dalha.

Géochronologie

Une coulée de base de la série, dans le secteur de Èisa Èali (KH 063 196), donne un âge de $2,44 \pm 0,06$ - $2,42 \pm 0,06$ M.A. (DD 1 K).

Dans la falaise NE du Hanlé, une datation effectuée sur la base de la série, mais sur la carte de Abhé Bad, donne un âge de $2,71 \pm 0,10$ - $2,65 \pm 0,10$ M.A. (TF A 7 - RECROIX et al., 1986).

Pétrographie et pétrologie

Les roches sont des basaltes assez évolués, basaltes à andésine, ferro-basaltes pouvant passer à des trachytes sombres : $29 < S.1. < 44$ et $0,6 < K_2O < 1,6$. Les trachytes sombres sont le plus souvent à structure microlitique fluidale, sans olivine. Les basaltes sont de structures doléritique à rares phénocristaux d'olivine à pyroxènes calciques.

Aucune analyse chimique n'est disponible pour cette formation, sur la carte de Dikhil. Les données récoltées pour l'établissement des cartes voisines (Èali Sabîh et Abhé Bad) montre que, dans le triangle A.F.M. (RECROIX et al., 1986), ils occupent le champ le plus évolué mais également le plus alcalin (voir également la fig.8).

2.2. - τ_5 : ENSEMBLE TRACHYTIQUE

Affleurements

Les épaisses coulées de trachytes et trachy-rhyolites ont généralement une extension assez limitée. Pour cette raison, elles n'ont pas été représentées sur la carte.

Dans une coupe réalisée dans la falaise NE de Dimbir Kôma (JH 970 700), on peut noter la présence de coulées de roches intermédiaires. De même au pied de la falaise de Dirdir, à Gîdoli (KH 070 610), un compartiment abaissé par faille révèle un niveau de trachytes (fig.4).

Dans le secteur d'Abæa (JH 730 600), les rhyolites de la série stratoïde inférieure sont recouvertes, en concordance, par 2 ou 3 coulées de trachytes.

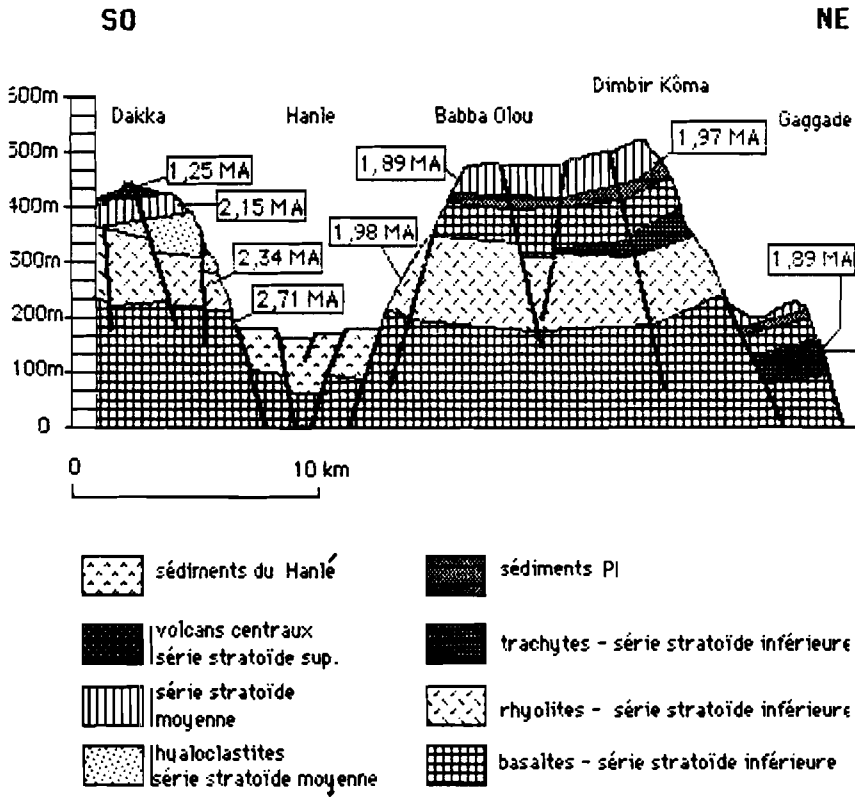


Fig.4 : Coupe schématique entre Dakka et Gaggade montrant les relations au sein de la série stratoïde de l'Afar.

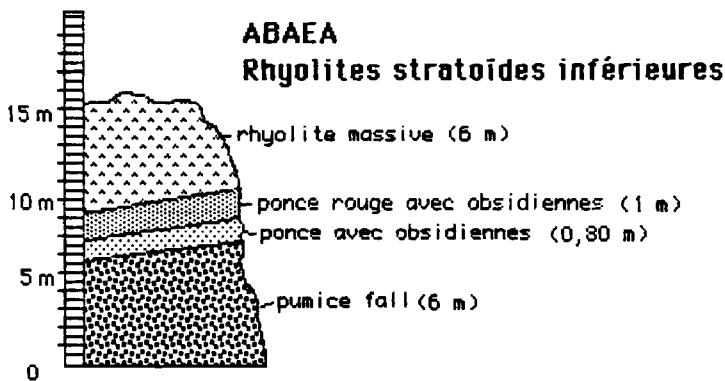


Fig.5 : Coupe dans les rhyolites de Abaea (JH 760 625)

Géochronologie

La coulée de Gidoli a été datée. On trouve un âge de $1,89 \pm 0,08 - 1,75 \pm 0,05$ M.A. (DD 6 0). Cet âge relativement récent pourrait rattacher ces coulées de roches intermédiaires à la série stratoïde moyenne.

Pétrographie et pétrologie

Les roches sont à structure microlitique fluidale, à feldspath et plagioclase sodique, pyroxènes sodiques, sans olivine. Les analyses chimiques (2 disponibles sur la carte de Dikhil) montrent une parenté entre ces roches ($66 < S.I. < 73$) et les basaltes sous-jacents.

2.3. — ρs_1 : ENSEMBLE RHYOLITIQUE

Les intercalations acides dans la partie inférieure de la série stratoïde sont fréquentes dans le SO de la République de Djibouti. Elles marquent généralement le passage entre βs_1 et βs_{11} .

Affleurements

Les rhyolites de la partie inférieure de la série stratoïde affleurent essentiellement dans les falaises du graben du Hanlé.

1. Falaise, SO Hanlé

Dans la falaise SO, elles recouvrent les basaltes stratoïdes inférieurs en concordance. Une coupe pratiquée dans le secteur de Abaca montre la succession illustrée par la figure 5.

Dans ce secteur, leur épaisseur peut atteindre 150 à 200 mètres, sous forme de dômes, de dômes-coulées, de nappes de ponces... Elles sont recouvertes en concordance par les basaltes stratoïdes moyens.

2. Massif de Babba Olou

Ce massif, haut de 1 000 mètres, est essentiellement formé de ces rhyolites stratoïdes. Elles se présentent sous la forme d'épaisses coulées de rhyolites massives alternant avec des produits explosifs. Des dômes de grande envergure traversent la série.

Contrairement à la falaise SO du Hanlé, on les trouve ici intercalées dans les basaltes stratoïdes inférieurs (fig.4).

Ces rhyolites affleurent également plus au sud : dans la zone qui s'étend au sud de Gidoli (KH 070 590), et dans l'oued Easgoli (KH 180 570).

On ne retrouve pas trace de ces rhyolites plus au nord.

3. Eaysilo (JH 730 250)

A noter également la présence de quelques coulées rhyolitiques affleurant dans la falaise nord du Gobæad. Il s'agit de la terminaison est du massif de Eaysilo, qui se développe sur la carte Abhé Bad.

Tectonique

Comme dans tout l'Afar, les massifs rhyolitiques se mettent en place à la croisée de directions tectoniques. Ici, la direction tectonique principale est celle des grands grabens : N 120-N 140 dont les failles normales font pendre toute la série vers le SO, descendant les compartiments tectoniques vers le NE.

Les directions obliques sont représentées par les failles N 40-N 60. Elles affectent spécialement les rhyolites mais également les séries basaltiques voisines.

Géochronologie

Deux âges sont disponibles sur la carte de Dikhil. L'un concerne une coulée de rhyolite massive, dans le secteur de Galihateyta (JH 766 609) : $2,6 \pm 0,5$ M.A. et

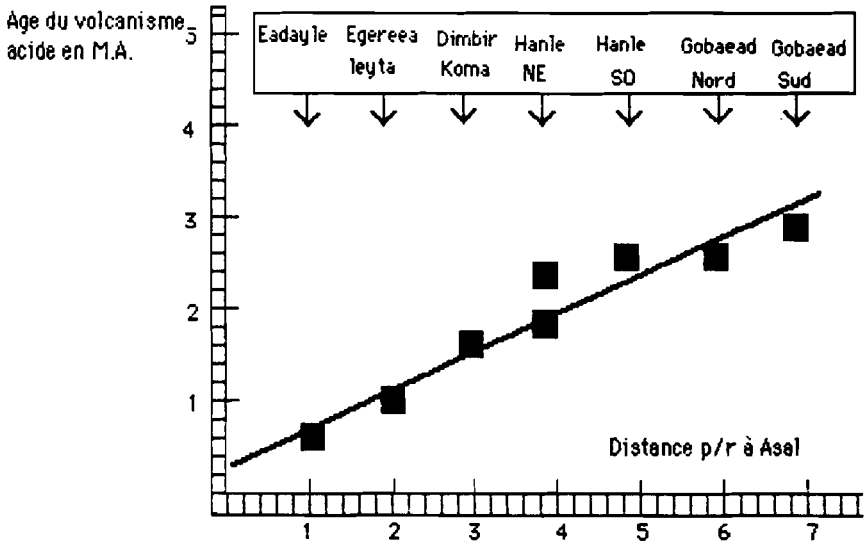


Fig.6 : Age du volcanisme acide le plus récent entre Abhé et Asal

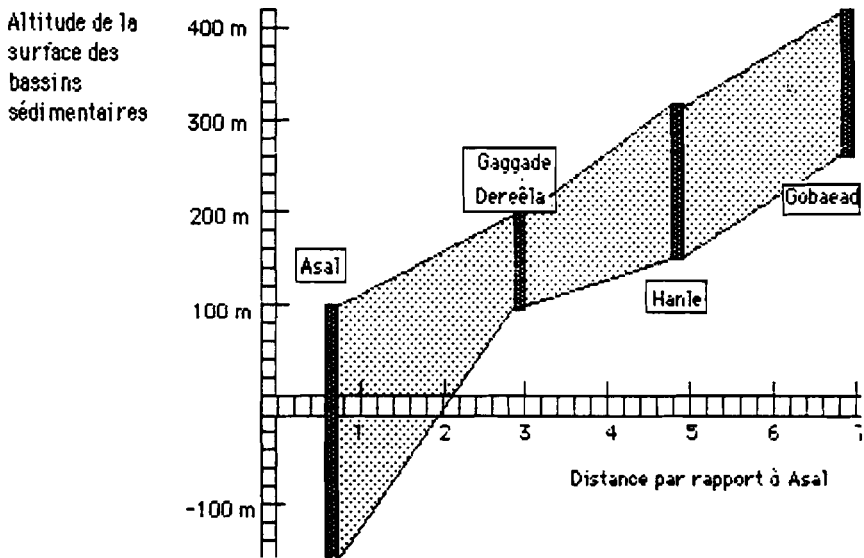


Fig.7 : Altitude de la surface des bassins sédimentaires en remplissage, grabens de Abhé à Asal

2,34 ± 0,23 M.A. (DD 2 P). Le second provient d'une obsidienne du massif de Babba Olou, au dessus de l'oued Bayle (JH 860 700) : 1,98 ± 0,08 et 1,88 ± 0,05 M.A. (DD 4 C).

Les données géochronologiques concernant les massifs acides de la série stratoïde amènent aux conclusions suivantes : on peut noter un rajeunissement depuis le lac Abhé jusqu'au lac Éasal de l'âge des dernières émissions (fig.6). La figure 7 montre également une zonation de l'altitude de la surface des grands grabens.

Une telle évolution dans l'âge du volcanisme acide du SO au NE, ainsi que, comme nous le verrons plus loin, dans celui du volcanisme basaltique le plus récent, trouve une explication dans la migration de l'activité d'extension pré-océanique depuis le lac Abhé et le graben du Gobacad, il y a 3 M.A., jusqu'au lac Éasal et le rift d'Éasal-Ghoubbet, actif actuellement.

Pétrographie et pétrologie

Les roches sont des rhyolites de type hyperalcalin et de type méta alumineux, le plus souvent aphyriques, rarement porphyriques. On note la présence de phénocristaux d'anorthose et parfois d'oligoclase, de pyroxènes verts et parfois de fayalite, de zircon et d'apatite.

BARBERI et al. (1974) notent la présence de rhyolites hyperalcalines à anorthose et pyroxènes verts, et de rhyolites à plagioclases, fayalite, augite, pigeonite ou orthopyroxène.

Une seule analyse a été effectuée sur les rhyolites stratoïdes inférieures de la carte de Dikhil (DD 2 P, JH 766 609). Elle se situe dans le champ méta alumineux défini pour les rhyolites de l'Afar méridional par GADALIA (1980).

3. — La série stratoïde de l'Afar : série moyenne

La série stratoïde moyenne est essentiellement basaltique. Elle couvre les trois-quarts de la carte de Dikhil. La distinction entre série inférieure et série moyenne se fait sur des critères de fraîcheur des coulées mais, dans certains secteurs, un épisode lacustre marqué par des sédiments Pl et/ou par des hyaloclastites marque le passage.

3.1. — hs_{II} : ENSEMBLE HYALOCLASTITIQUE

Affleurements

Le massif hyaloclastitique le plus important se situe dans la falaise NE de Oklilaçou (KH 200 680), au-dessus de l'oued Éado Dançay. Le massif s'étend sur 5 à 7 kilomètres d'envergure. En son centre, l'épaisseur atteint 250 mètres cependant que sur les bords elle va en diminuant rapidement.

Dans le massif de Éounda Hemed, un petit niveau de hyaloclastites d'une dizaine de mètres d'épaisseur, recouvert par les sédiments Pl, marque le passage $\beta s_1 - \beta s_{II}$. Il provient sans doute du même cratère d'explosion.

Dans la falaise SO du Hanlé, au-dessus de la source de Éasyangoula (JH 865 485), un niveau hyaloclastitique de quelques mètres d'épaisseur affleure au pied d'un plan de faille normale bordant le graben. Plus au NO, sur la carte de Abhé Bad, ces hyaloclastites hs_{II} sont beaucoup mieux développées.

Géochronologie

Aucune datation n'a été effectuée sur cette formation. Dans la falaise SO du Hanlé, elle affleure entre des formations datées à 2,34 M.A. pour la base et 2,15 M.A. pour le sommet (fig.4).

Dans la falaise de Oklilaçou, les formations sous- et sus-jacentes n'ont pas été datées, mais les hyaloclastites affleurent au même niveau stratigraphique que dans le Hanlé.

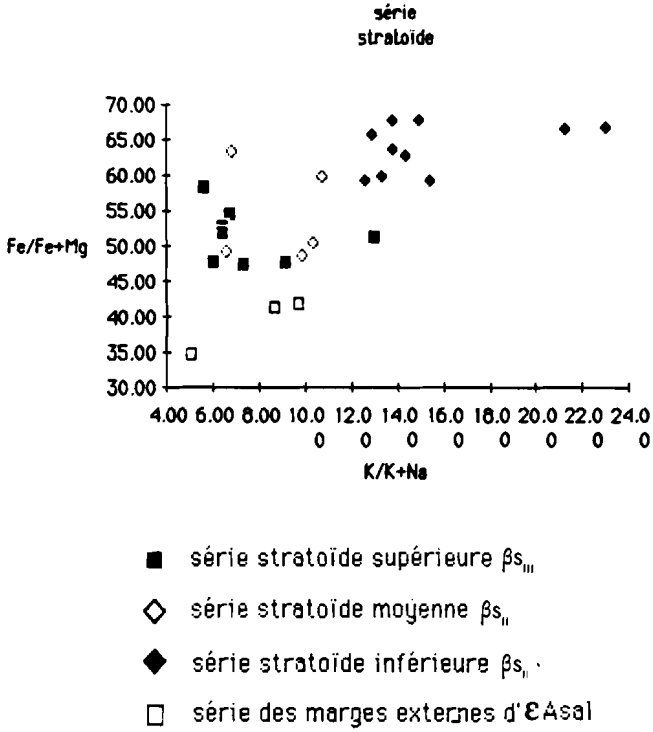


Fig. 8 : Diagramme Fe/Fe + Mg fonction de K/K + Na pour les basaltes de la série stratoïde inférieure, moyenne et supérieure et de la série des marges externes d'É Asal

3.2. — $\beta_{s_{II}}$: ENSEMBLE BASALTIQUE

Affleurements

C'est cette formation basaltique qui couvre l'essentiel de la surface de la carte, comme celles de Abhé Bad et de Gamarri. Pourtant, les épaisseurs observées sont moindres que celle de l'étage basaltique précédent. Elle recouvre en concordance soit $h_{s_{II}}$, soit ρ_{s_I} , soit β_{s_I} .

Dans le SO, sur le plateau frontière avec l'Ethiopie, les épaisseurs ne dépassent pas 100 mètres. Sur le reste de la carte, elles peuvent atteindre 150 mètres.

Il s'agit d'un empilement de fines coulées basaltiques, régulières et bien conservées.

Sur le plateau de ϵ ounda Hemed, cette formation repose en discordance très marquée sur la série basaltique du Dalha, la série stratoïde inférieure ayant été « endiguée » plus au SO par un bombement précurseur du rift d'Éasal.

Tectonique

C'est sur cette formation que les effets de la tectonique distensive qui affecte la série stratoïde de l'Afar sont les plus visibles.

Au sud du graben du Gobæad, les directions tectoniques principales sont N 80-N 100 et les failles normales descendent les compartiments vers le nord, leur donnant un léger pendage au sud ($10-15^\circ$).

Au sud du plateau de Dakka, entre Gobæad et Hanlé, les failles normales prennent progressivement des directions N 110-N 120, à pendage tantôt NNE, tantôt SSO. A l'approche du Hanlé, les failles passent à N 130, basculant les coulées vers le SO.

Les massifs de Dirdir et de Hahayle, entre Hanlé et Gaggade, ont un pendage général au SO. Les failles normales qui les traversent, de direction N 130 (Dirdir) à N 140-N 150 (Hahayle), ont toutes un regard NE, vers la zone actuelle d'activité tectono-volcanique. A l'approche du horst d'Éali Sabîh, au nord de la ville de Dikhil, certaines directions obliques apparaissent : N 40, N 60, cependant que les failles normales de direction N 80-N 110 du Gobæad marquent encore les massifs situés plus à l'est (Éokarre, Qoton...).

Au NE, les massifs de Oklilaçou et de ϵ ounda Hemed ont un pendage général au SO. Les failles normales bordant au NE ces massifs présentent des rejets verticaux de plusieurs centaines de mètres, descendant les compartiments vers le rift d'Éasal, en marches d'escalier.

Géochronologie

Deux datations ont été effectuées sur cette formation. Une coulée de la base, dans la falaise NE du Hanlé, sur le plateau de Dokknoyo (JH 920 650) donne un âge de $1,86 \pm 0,07$ M.A. (DD 10). Une coulée de la base de la série recouvrant τ_s , dans le massif de Dimbir Kôma (JH 975 700) est datée à $1,97 \pm 0,05$ et $1,99 \pm 0,06$ M.A. (DD 5 E).

Une datation effectuée pour la carte de Abhé Bad, au sommet de la falaise SO du Hanlé, secteur de Abæa (JH 625 663) fournit un âge un peu plus ancien pour la base de cette formation : $2,17 \pm 0,05$ M.A.

Pétrographie et pétrologie

Les roches, assez fraîches dans l'ensemble, sont des basaltes et basaltes à andésine. Leur texture est généralement plus bulleuse que celle des basaltes de la série inférieure. On trouve peu de roches évoluées comparables aux trachytes sombres de β_{s_I} , comme si le régime tectonique distensif s'intensifiait à partir de 2 M.A. sans permettre aux liquides d'évoluer vers des trachytes et des rhyolites.

Pétrologiquement, ces basaltes occupent un champ plus tholéitique, plus appauvri en alcalins que ceux de la série stratoïde inférieure (fig.8).

Dans le diagramme de la figure 8, on a reporté les analyses chimiques des basaltes de la série stratoïde, y compris des échantillons de la carte de Abhé Bad (RECROIX et al.,

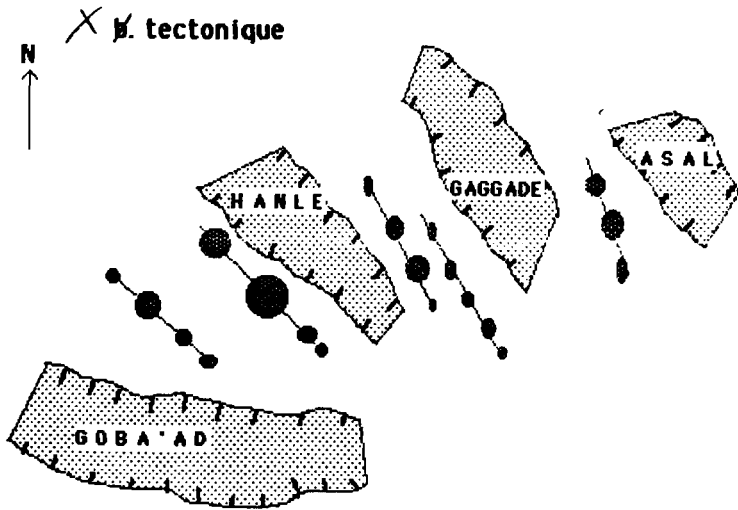


Fig. 9 : Direction des principaux grabens affectant β_{s_1} - β_{s_2} et des alignements de cônes $\beta_{s_{III}}$ entre Goba'ad et Asal

1986), ainsi que 3 analyses de basaltes des marges externes d'Éasal, affleurant à Sita.

On peut noter que les basaltes de la série inférieure sont les plus évolués mais également les plus alcalins. L'évolution dans le temps depuis β_{s_i} jusqu'à $\beta_{s_{iii}}$ confirme l'évolution tectonique : les laves mises en place possèdent un caractère tholéitique de plus en plus marqué et sont de plus en plus primaires. Ceci s'expliquerait par un régime distensif dont la vitesse augmenterait, ne permettant pas aux liquides primaires d'évoluer. Ces liquides prendraient naissance à des profondeurs diminuant avec le temps.

Cette évolution est à rapprocher de celle observée par BARBERI et VARET (1977) pour l'ensemble de la série stratoïde en Afar.

4. — La série stratoïde de l'Afar : série supérieure

A cette unité sont rattachées toutes les manifestations volcaniques postérieures mais associées à la série stratoïde moyenne, datées de moins de 1,5 M.A. Il s'agit essentiellement de petits volcans alignés sur des fissures, de massifs acides récents.

4.1. — $\beta_{s_{iii}}$: ENSEMBLE BASALTIQUE

La surface de la série stratoïde moyenne est parsemée de cônes de scorie, coulées fissurales ou petits édifices volcaniques plus récents.

Affleurements

Certains de ces édifices sont relativement importants par leur taille : 2 à 4 kilomètres de diamètre pour Kadda Gêrasôliso (JH 820 400), Éounda Gêrasôliso (JH 840 415). De ces édifices s'échappent quelques coulées d'extension limitée.

La plupart de ces édifices volcaniques récents est de taille beaucoup plus réduite et alignée sur des fissures émissives, formant des chapelets de petits cônes. On les trouve sur tout le plateau de Dakka, au SO du Hanlé. On peut trouver ainsi des alignements d'une dizaine de petites protubérances volcaniques bien visibles dans le paysage plat du plateau de Dakka.

Au SO de Éarbaytou (JH 900 460), une zone de quelques kilomètres carrés peut être considérée comme un mini-rift, avec failles bordières et volcanisme récent en remplissage.

Plus à l'est, sur le plateau de Hahayle, et au nord, sur celui de Dirdir, quelques structures plus récentes dépassent de la surface stratoïde moyenne : Aftigarbo (KH 170 505), Gaysa Baddaeta (KH 230 453)...

Tectonique

Les directions sur lesquelles s'alignent ces petits volcans diffèrent d'un secteur à l'autre (fig.9) : au SO, les fissures émissives ont une direction N 110, là où les failles normales affectant la série sous-jacente sont N 90-N 100. En remontant vers le NE, les failles normales passent au N 110 alors que les volcans de $\beta_{s_{iii}}$ s'alignent sur des fissures N 130. En se rapprochant d'Éasal, les fissures émissives sont déjà de direction N 140 alors que la direction principale de l'extension atteint seulement N 120.

Tout se passe comme si les appareils volcaniques de petite taille de $\beta_{s_{iii}}$, étaient mis en place sur des fissures ayant la même direction que le graben situé immédiatement au nord. Cette constatation apporte des éléments supplémentaires à l'hypothèse de la migration de l'activité tectono-volcanique du SO au NE au cours des 3 derniers millions d'années.

Géochronologie

Sur la carte de Abhé Bad, un petit volcan est daté à $1,66 \pm 0,14$ M.A. (JH 655 442). Cet âge est le plus ancien obtenu sur cette formation. Sur la carte de Dikhil,

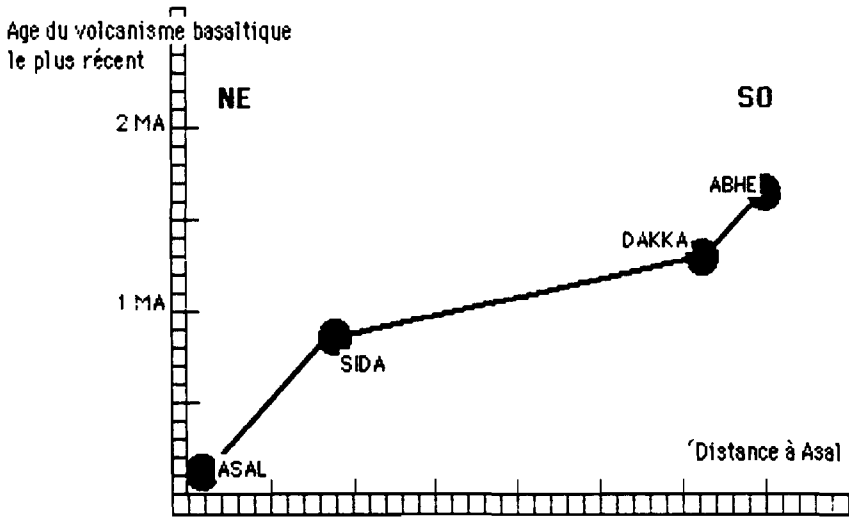


Fig. 10 : Age du volcanisme basique le plus récent $\beta_{S_{III}}$ et β_G , entre Abhé et Asal.

le gros édifice de Eounda Gêrasôliso (JH 820 400) donne un âge de $1,25 \pm 0,19$ M.A. (MD 67 B) (fig.4).

La figure 10 montre l'évolution entre Abhé et Easal de l'âge du volcanisme basaltique le plus récent (4 datations seulement disponibles). Ces données confirment l'idée de migration de l'activité volcanique entre 2 M.A. et l'Actuel depuis la zone d'extension du lac Abhé et le rift actuel d'Easal.

Cette idée, déjà émise par de nombreux auteurs (RICHARD, 1979, ARTHAUD et al., 1980, COURTILOTT, 1980), propose la migration d'une zone de distension principale depuis les grabens de Dulul et Gobaead, il y a 2 à 3 M.A. au sud, jusqu'à Easal au nord, actuellement en activité, en relation avec l'ouverture progressive du golfe de Tadjoura.

Pétrographie et pétrologie

La pétrographie de ces roches est très proche de celles de l'unité basaltique précédente : plagioclases calciques, pyroxènes (augite), olivine magnésienne, minéraux opaques...

La tendance pétrologique est cependant plus tholéiitique, quoique les roches soient moins évoluées (fig.8). Ceci tend à confirmer que le degré de tholéiicité, donc le caractère « océanique » des séries augmente quand on se rapproche du volcanisme actuel, correspondant à des profondeurs de fusion plus faibles et à un appauvrissement des sources mantelliques en alcalins et en terres rares légères (TREUIL et VARET, 1973).

4.2. — $\tau_{S_{III}}$: ENSEMBLE TRACHYTIQUE, $\rho_{S_{III}}$: ET RHYOLITIQUE

A cette série stratoïde supérieure on a associé le volcanisme intermédiaire et acide mis en place en bordure SE du rift d'EASAL (massif de Egerealeyta).

Affleurements

Cette formation affleure dans le coin NE de la carte. On la trouve sur les cartes de Tadjoura, Easal, Eali Sabîh et Dikhil.

Elle recouvre en légère discordance les basaltes stratoïdes moyens dans le secteur d'Egerealeyta (KH 260 720) (fig.11).

La base de la série est formée de quelques coulées épaisses de trachytes et trachyrhyolites. Les produits acides traversent ces séries et les recouvrent partiellement.

MAZET, *in* RECROIX et al., 1986, note sur la partie du massif situé dans le coin NO de la carte d'Eali Sabîh, la succession suivante :

- phase de mise en place de quelques coulées de roches intermédiaires surmontant la série stratoïde ;
- gros épisode explosif marqué par l'émission et le dépôt de pumice flows ;
- phase effusive avec mise en place de dômes rhyolitiques émis à partir des failles bordières du rift d'Easal-Ghoubbat.

Tectonique

Ces formations sont affectées par la tectonique distensive liée à l'ouverture du rift émergé d'Easal : failles normales de direction N 130, descendant les structures vers le NE.

Géochronologie

Deux datations ont été effectuées sur ces formations de la carte d'Eali Sabîh. RECROIX et al., 1986 donnent un âge de $1,42 \pm 0,3$ M.A. et $1,37 \pm 0,8$ M.A. pour une coulée de trachyte dans l'oued Eadayle. Pour les rhyolites de Egerealeyta, ils proposent un âge de $0,95 \pm 0,02$ M.A. et $0,76 \pm 0,08$ M.A. BAUBRON (1976) publie une datation à $1,05 \pm 0,20$ M.A. pour ces mêmes rhyolites, dans le même secteur (Sida-Karta).

Pétrographie et pétrologie

Les roches intermédiaires ont une structure microlitique fluidale, souvent aphyri-

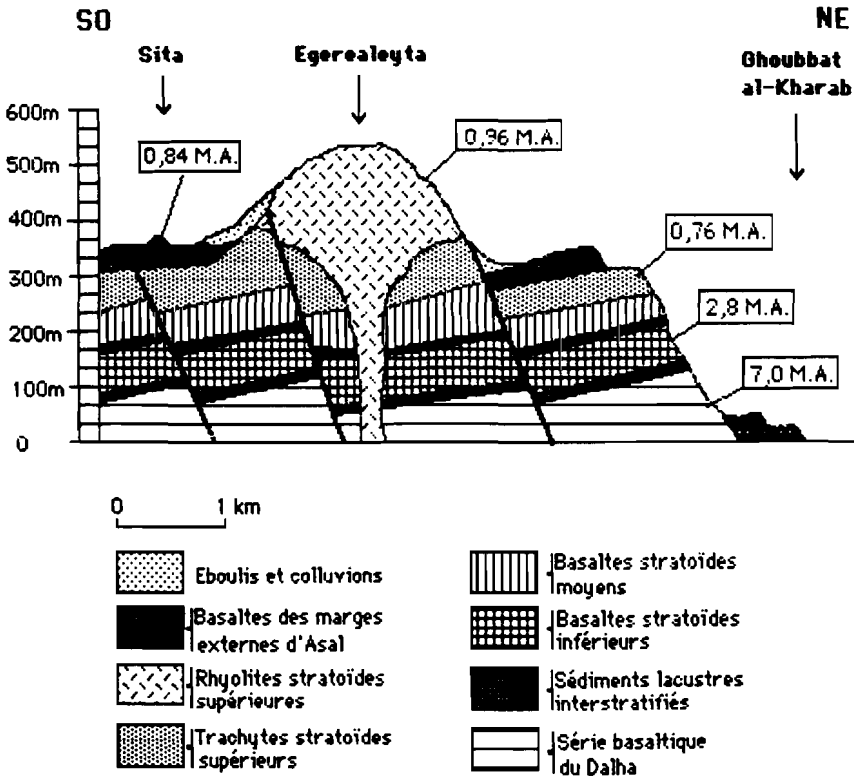


Fig. 11 : Coupe géologique schématique dans le secteur de Egerealeyta-Sida

que. Elles peuvent contenir des microphénocristaux de plagioclase, pyroxène, minéraux opaques, apatite, et parfois olivine riche en fer.

Les roches acides sont des rhyolites et rhyolites hyperalcalines. Les rhyolites s.s. ont généralement une structure microlitique fluidale avec microphénocristaux d'olivine, anorthose, pyroxène, olivine (Fa 90), opaque et apatite. Les termes hyperalcalins sont la plupart du temps hyaloporphyriques, parfois perlitiques, à microphénocristaux d'anorthose, aegyrine, opaques, avec parfois du quartz et de l'aenigmatite.

5. — La série des marges externes du rift d'Éasal-Ghoubbat :

β_G : LA SÉRIE BASALTIQUE DES MARGES EXTERNES

β_G^1 : LES CÔNES ET VOLCANS ASSOCIÉS

La formation la plus récente présente sur la carte est la série basaltique associée aux marges externes du rift d'Éasal. Elle se développe de part et d'autre du rift ; c'est elle qui forme les emplacements visibles dans les falaises bordières au nord et au sud du rift (cartes d'Éasal, Tadjoura, Éali Sabih et Dikil).

Affleurements

On la trouve dans l'extrême NE de la carte. Là, elle recouvre en discordance les coulées trachytiques et rhyolitiques de l'unité précédente. Elle vient remplir le petit bassin formé sur le dessus du compartiment tectonique de Sita, au pied NE de Éounda Hemed (KH 240 714). Il s'agit, dans ce secteur, de quelques coulées d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Plus au nord, vers Éasal, la série va en s'épaississant.

A cette série sont associés des alignements de petits cônes de scorie et petits volcans effusifs de direction N 140-N 150 β_G^1 .

Tectonique

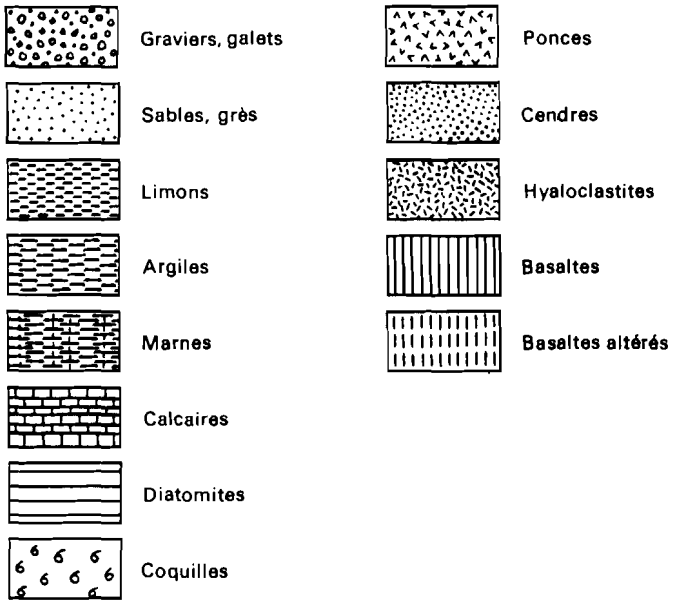
Cette formation est, dans cette zone, peu tectonisée. On trouve des linéaments de direction parallèle aux failles normales du rift d'Éasal : N 130. Plus au nord, elle est intensément faillée et basculée (cartes géologiques voisines).

Géochronologie

Des datations ont permis de confirmer l'âge de 0,9 M.A. donné par RICHARD (1979), pour cette formation. Deux coulées du secteur de Sita ont été datées. La base de la série fournit un âge de $0,98 \pm 0,08$ et de $0,89 \pm 0,05$ M.A. (DD 4 P). Le sommet est daté à $0,85 \pm 0,20$ et $0,84 \pm 0,19$ M.A. (DD 4 S).

Pétrographie et pétrologie

Les roches sont de basaltes picritiques à ferrobasaltes, de structure le plus souvent doléritique, à olivine, plagioclases, pyroxènes et minéraux opaques. Les analyses chimiques, provenant d'autres cartes, montrent qu'il s'agit d'une série à tendance tholéiitique très marquée par un fort enrichissement en fer et titane. Les échantillons de la carte sont, cependant, très picritiques, et présentent paradoxalement une évolution plus alcaline que les roches de la série stratoïde de l'Afar. Ce caractère alcalin est déjà remarqué par RICHARD (1979) pour les basaltes de la série initiale du Ghoubbet.



Légende des coupes dans les formations sédimentaires

LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires observées sur la feuille de Dikhil sont très diversifiées, et leur cartographie est complexe. Leur faciès et leur distribution dans l'espace et dans le temps dépendent de deux groupes de facteurs qui ont joué simultanément : évolution volcano-tectonique, et fluctuations climatiques. La tectonique a régi le déplacement des zones d'accumulation sédimentaire, et, de ce fait, les corrélations entre les différents bassins sont souvent difficiles à établir, et n'existent pas toujours. Ainsi, certaines formations anciennes n'affleurent que dans la partie sud de la carte, dans le bassin de Dikhil, premier formé.

1. — Formations d'âge Mio-Pliocène

P : CALCAIRES LACUSTRES INTERSTRATIFIÉS DANS LES BASALTES DE LA SÉRIE DU DAHLA

Plusieurs petits affleurements s'observent à l'est de l'Éounda Hemed (NE de la carte). A titre d'exemple, nous décrivons la coupe relevée au point KH 268 661 (fig.12).

De bas en haut :

1. un basalte très altéré.
2. des cendres volcaniques (60 cm), violet-noir (MFD, 103).
3. en passage progressif, un calcaire gris (25 cm), finement rubanné.
4. en passage progressif, une argile grise (13 cm).
5. en passage progressif, un calcaire gris (8 cm), finement rubanné.
6. en passage progressif, une argile grise (6 cm).
7. en passage progressif, un calcaire gris (85 cm), en bancs de 5 à 15 cm, à interbancs (1 cm) de marne gris clair (MFD 104).
8. des cendres volcaniques (5 cm), gris-violet, plus ou moins indurées.
9. un calcaire blanc (10 cm).
10. des silts sableux (1,50 m) gris, avec des niveaux indurés et des graviers de basalte.
11. un calcaire jaune clair (90 cm), en bancs asymétriques avec des interbancs argileux.
12. des silts sableux (60 cm), violet clair (MFD 105).
13. un calcaire jaune clair (15 cm).
14. un marne grise (30 cm).
15. un calcaire jaune clair (20 cm).
16. des cendres volcaniques (40 cm), violet.
17. un calcaire marneux (85 cm), violet clair.
18. des cendres volcaniques (20 cm), violet, argileuses.
19. un calcaire marneux (10 cm), jaune clair.
20. des cendres volcaniques (50 cm), violet, argileuses (MFD 108).
21. en passage progressif, des cendres volcaniques (180 cm), beige rosé, indurées (MFD 106).
22. des cendres volcaniques (40 cm), gris violet, argileuses.
23. des cendres volcaniques (20 cm), gris, argileuses.
24. des cendres volcaniques (15 cm), gris, argileuses (MFD 107).
25. des marnes calcaires (3 m), jaune clair, en plaquettes.
26. un basalte altéré.

L'ensemble présente un pendage N 171 W 46. Les basaltes et les sédiments

KH 268 661

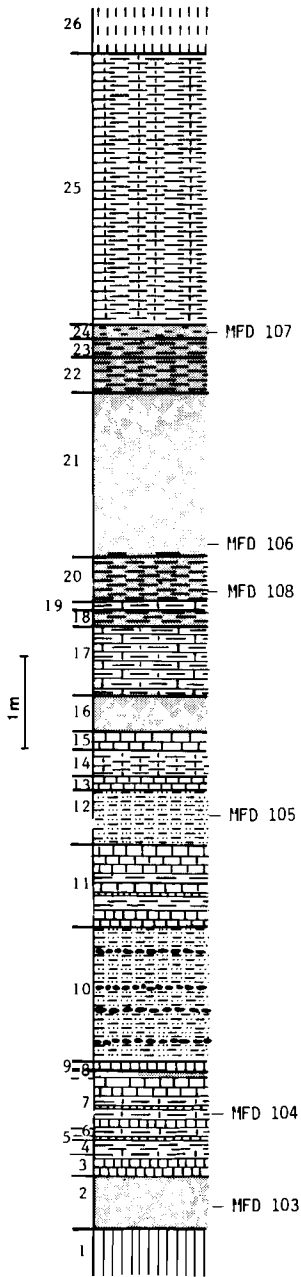


Fig. 12

Fig. 12 : Calcaires lacustres interstratifiés dans les basaltes de la série du Dahla (Éounda Hemed)

KH 086 193

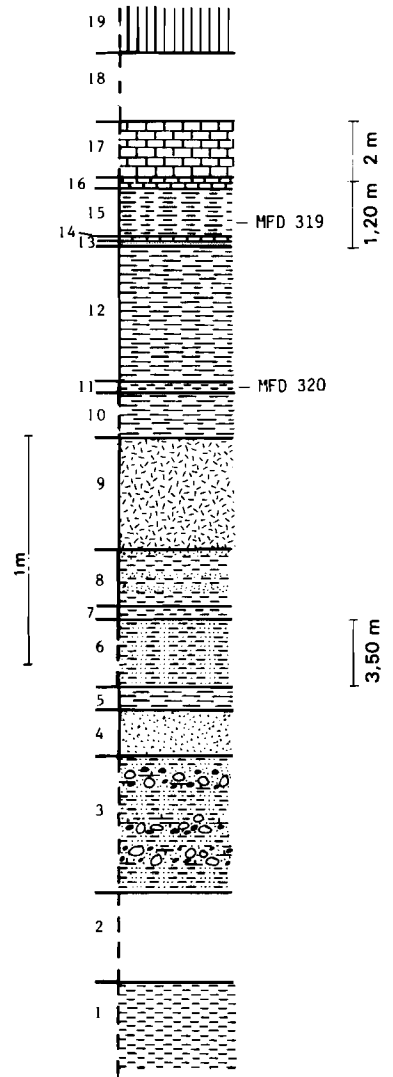


Fig. 13.

Fig. 13 : Dépôts fluviaux et lacustres associés à la série stratoïde inférieure β_5 .
Coupe de Bondara.

interstratifiés sont fracturés par des failles normales nord-sud et nord-ouest — sud-est (N 40-N 60), avec un basculement des compartiments vers l'ouest-nord-ouest.

De rares affleurements de calcaires lacustres intercalés dans la série du Dahla ont déjà été signalés sur la feuille de Tadjoura (GASSE et al., 1985).

2. — Formations d'âge Pliocène supérieur, intercalés dans la série des basaltes stratoïdes

2.1. — Pp: DEPÔT FLUVIATILES, Pp_i ET LACUSTRES Pp_{ii} ASSOCIÉS À LA SÉRIE STRATOÏDE INFÉRIEURE β_s

Ces sédiments s'observent surtout au SE du bassin de Dikhil, où ils atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont intercalés entre, ou reposent sur, les coulées de la série stratoïde inférieure. Ils sont antérieurs aux basaltes de la série stratoïde moyenne. Il s'agit d'une accumulation d'abord riche en éléments détritiques grossiers (conglomérats et limons sableux : Pp_i, surmontée, par l'intermédiaire d'un niveau de hyaloclastites, de sédiments fins plus franchement aquatiques (argiles, marnes et calcaires lacustres : Pp_{ii}).

Une coupe prélevée à proximité du poste de Bondara (point KH 086 193) est présentée à titre d'exemple (fig.13). De bas en haut :

Unités 1 à 8 : Pp_i

1-3 : des limons sableux brun-rouge, à niveaux discontinus de galets, graviers et sables (quartz, basalte, calcaire). Ces limons semblent atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Un éboulis (2) recouvre toutefois la coupe sur 5 m environ dans sa partie inférieure.

4 : 20 cm de cendres, et sables volcaniques remaniés.

5 : une argile vert pâle (10 cm).

6 : des limons sableux brun rouge (3,50 m).

7 : des limons gris (6 cm).

8 : des limons beiges à passées de sable de quartz (25 cm).

9 : des hyaloclastites (50 cm).

Unités 10 à 17 : Pp_{ii}

10-12 : une argile vert pâle (2,60 m) (MFD 320) interrompue par un niveau de limon brun (6 cm : 12)

13 : un niveau de cendres indurées (1 cm).

14 : une dalle de calcaire en plaquettes (2 cm)

15 : des limons argileux vert pâle (1,20 m) (MFD 319)

16-17 : un calcaire induré à efflorescences d'oxyde de manganèse (16) surmonté d'un calcaire blanc en plaquettes visible sur 2 m (17).

Après un éboulis recouvrant 6 m de la coupe (18), vient une coulée de basalte (19).

Aux points où ces sédiments ne sont pas protégés par des coulées basaltiques, la partie inférieure de la séquence Pp_i est généralement la mieux représentée. Toutefois, à Bondara (KH 995 175), des argiles vertes et blanches laminées surmontées d'argiles brunes à concrétions et veines calcaires Pp_{ii}, sont recoupées par des alluvions fluviales avec figures de chenaux emboîtés. Le chenal le plus ancien est comblé de grès quartzueux avec lentilles d'argile rattachés à l'unité Pa² (grès de Sankal). Ce chenal ancien est recoupé par des chenaux plus récents attribués aux unités a², a³, a⁴.

Ailleurs que dans le bassin de Dikhil, les sédiments Pp ne sont représentés que par de rares affleurements très ponctuels (non cartographiés). Ainsi, sur l'escarpement ouest du Gaggade (KH 003 677), une argile calcaire associée à une hyaloclastite affleure, sur quelques mètres carrés, entre les basaltes très altérés de la base de l'escarpement β_s, et les basaltes beaucoup plus frais qui forment l'essentiel de la falaise β_{s_{ii}}.

L'abondance des éléments volcaniques au sein des dépôts Pp, et Pp_{ii} indique que l'activité volcanique régionale (cendres) ou locale (hyaloclastites) n'a pas cessé durant leur accumulation. La distribution géographique des sédiments Pp, et Pp_{ii} montre que

la principale zone de sédimentation se situait au SE du bassin de Dikhil lors de la mise en place de la série stratoïde inférieure. Dans ce secteur, l'émission de coulées basaltiques s'est définitivement interrompue peu après cette phase de sédimentation.

2.2. — Pa : ARGILES ET GRÈS DE SANKAL

Au sud du bassin de Dikhil, dans la région de Sankal et du plateau de Degbour, affleure une épaisse formation détritique (« formation de Sankal », Gasse, 1975) qui repose sur les gradins de failles découpés dans la série stratoïde. Dans l'ensemble, les niveaux inférieurs sont fins, principalement argileux, alors que des sables, des grès et des conglomérats riches en quartz Pa² dominent vers le sommet.

2.2.1. — SECTEUR DE L'OUED SANKAL

Point JH 935 153

L'entaille de l'oued Sankal dans son cours supérieur dégage la coupe suivante, rattachée à la sous-unité Pa¹ :

De bas en haut :

1. 2 m de conglomérat et sables fluviatiles à galets de socle (quartz, calcaire jurassique).
2. 3 à 4 m d'argile brun violacé.
3. en discordance, un sable (1,20 m) avec lentilles de graviers et de galets roulés, riche en éléments de socle mais contenant aussi des galets de basalte.
4. 1,50 m d'argile gris brun clair, graveleuse.
5. 1,50 m de conglomérat à galets grossiers (15-20 cm) et de nature variée.

Vers l'amont, au pied du poste de Sankal, cet ensemble Pa¹ passe sous la sous-unité Pa² : 9 m de sables et de conglomérats fluviatiles d'origine hétérogène (socle et basalte) et contenant deux lentilles d'énormes blocs basaltiques, anguleux, atteignant 1,5 m de diamètre. L'ensemble est basculé vers le sud. Ces dépôts combrent un angle de faille affectant la série stratoïde inférieure, très altérée, et la série stratoïde moyenne représentée par une coulée fraîche, très noire. Les lentilles de blocs basaltiques suggèrent que la faille a joué pendant la sédimentation ; le basculement des dépôts indique un rejeu postérieur.

Point JH 937 158

Sur le plateau basaltique de Degbour, la formation de Sankal est représentée par d'importantes buttes témoins Pa² atteignant jusqu'à 20 m de hauteur. La coupe ci-dessous est décrite à titre d'exemple.

De bas en haut :

1. un sable jaune vert (30 cm).
2. une argile brune (1,20 m) avec passées calcaires.
3. un sable brun très pâle (4-5 m), fin, quartzeux grésifié dans sa partie supérieure.
4. un sable meuble, beige orange, quartzeux (30 cm).
5. un lit de calcaire silicifié, finement laminé (40 cm).
6. une argile graveleuse verte (1,50 m) puis brune (1,50) à concrétions calcaires.
7. un sable moyen (7 m) beige, cimenté par du calcaire à la base.
8. une argile gris vert olive pâle, sableuse à la base (3 m).
9. un conglomérat constitué de galets ronds ou subangulaires (5 à 10 cm de diamètre) et de graviers de quartz et de calcaire jurassique, dans une matrice de sable argileux brun pâle (2 m).
10. un conglomérat grossier (3 m), à galets de socle bien roulés de 20-30 cm de diamètre, et à galets basaltiques anguleux atteignant 50 cm.

Cette épaisse formation détritique est intensément faillée, et affectée par la même tectonique que les basaltes qui la supporte.

2.2.2. — SECTEUR DE ÉANĀBOKKŌMA

Au cœur du bassin de Dikhil, la formation de Sankal se retrouve dans le secteur d'Éanābokhōma, où elle est partiellement recouverte par une coulée basaltique spongieuse, appartenant à la série stratoïde. Dans ce secteur, les grès fluviatiles observés en bordure passent à des faciès palustres (sables, niveaux coquilliers, anciennes plages à stromatolites) (GASSE et al., 1980).

2.2.3. — BORDURE NORD DU BASSIN DE DIKHIL

A l'est du Diksa Déré, le relief de faille W NW — E SE limitant le bassin de Dikhil est jalonné par de petites buttes témoins rattachées à la formation de Sankal. Il s'agit de grès moyen, gris beige rosé, quartzeux, basculés de quelques degrés vers le nord.

La formation Pa s'est mise en place postérieurement à la série stratoïde inférieure, et avant l'émission des dernières coulées de la série stratoïde moyenne de ce secteur (Çnâbokkôma), dans un bassin dont la topographie n'était pas aussi accidentée que l'actuelle, en particulier sur la bordure sud. L'origine des grès, principalement constitués d'éléments de socle (quartz et calcaires jurassiques) est peut-être liée au soulèvement du horst Aïsha (Ethiopie) qui aurait entraîné un accroissement des pentes, donc de la granulométrie des alluvions en bordure du bassin d'accumulation.

L'accumulation de la formation Pa est suivie d'une intense activité tectonique, qui met en place les grandes lignes de la topographie actuelle du bassin de Dikhil et du Gobaëad.

2.3. — PI, PI_1 : DÉPÔTS LACUSTRES IMMÉDIATEMENT ANTÉRIEURS À LA SÉRIE STRATOÏDE MOYENNE (ARGILES ET LIMONS, DIATOMITES, GYPSE).

Dans le bassin de Dikhil, des sédiments lacustres PI_1, PI_1 (formation de Dikhil, GASSE, 1975) reposent en discordance sur la formation $Pa^1 - Pa^2$. Ils tapissent le fond du bassin, et s'étendent largement sur le Gobaëad, sans couverture basaltique. Vers le Hanlé, ces dépôts passent sous la couverture volcanique de la série stratoïde moyenne. Sur toute la moitié nord de la carte, ils affleurent de façon discontinue en marge des grabens du Hanlé et du Gaggade, sous les dernières coulées basaltiques β_s , formant les plateaux, et ne sont visibles qu'à la faveur d'accidents tectoniques ou d'entailles d'oueds affectant ces plateaux.

En raison de la valeur économique éventuelle de ces dépôts, les sédiments à dominance détritique (argiles, limons) ont été cartographiés en unité PI_1 ; les affleurements principalement diatomitiques ont été distingués sous le symbole PI. Cette subdivision traduit des variations de faciès et n'a pas de valeur stratigraphique.

2.3.1. — BASSINS DE DIKHIL ET DU GOBAËAD

« La formation de Dikhil » (GASSE, 1975) est une épaisse accumulation lacustre constituée d'argiles et de diatomites, et passant, vers le sommet, à des dépôts gypseux.

• Secteur de Dikhil

La figure 14 est une section EW entre les points KH 070 317 et KH 090 317, illustrant les variations latérales de faciès dans un secteur où la formation de Dikhil atteint plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Coupe A (fig.14)

A proximité de l'escarpement basaltique, une coupe de 20 m d'épaisseur montre la succession suivante :

Après 1 m de grès grossier verdâtre d'origine fluviale presque exclusivement constitué d'éléments basaltiques, on passe à des argiles blanches compactes (4 m), interrompues par un lit de sable gris très hétérogène (quartz, poches de sable noir d'origine basaltique, galets d'argile blanche remaniée, morceaux de ponce). Ce sable marque un retour passager aux conditions fluviales en bordure du bassin. Vient ensuite un niveau de diatomite marneuse (1,5 m) finement feuilletée, puis des argiles verdâtres (10 m) dans lesquelles s'intercale un lit de projections volcaniques de 20 cm d'épaisseur, très induré, que l'on retrouve dans toutes les coupes de ce secteur et qui constitue localement un excellent repère stratigraphique. Les argiles supérieures sont recoupées par un glaciaire, perché à 500 m d'altitude (glaciaire supérieur Qa^1), dans lequel s'emboîte, 40 m en contrebas, un glaciaire plus récent (glaciaire moyen Qa^2).

Coupe B (fig.14)

Elle se situe à 500 m à l'est de la précédente. On y observe la même succession stratigraphique, mais les apports détritiques d'origine fluviales diminuent de calibre et d'importance.

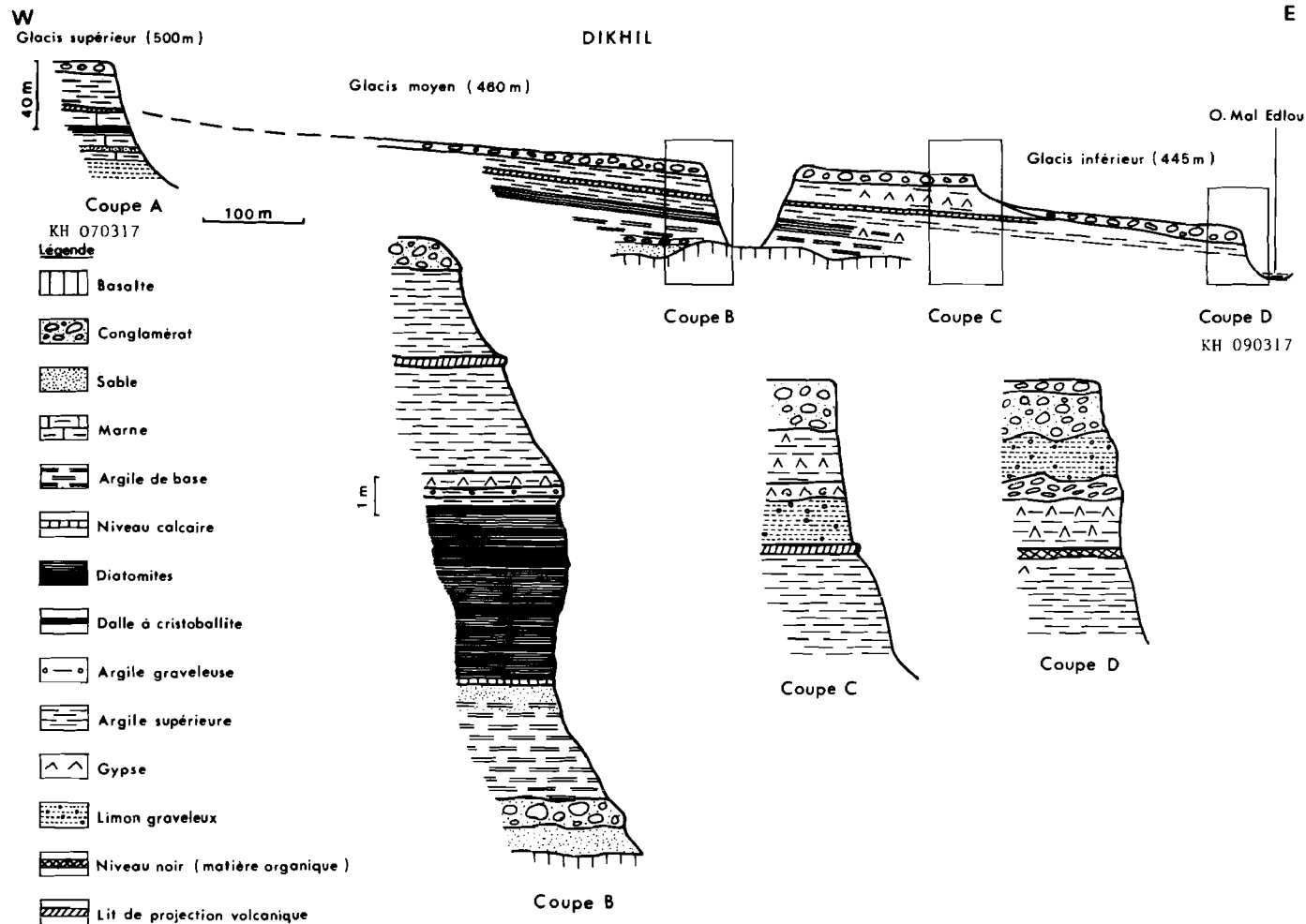


Fig. 14 : Coupes des sédiments lacustres de la formation de Dikhil (PI,PI,)
Transect EW dans le secteur de Dikhil.

Les sédiments lacustres reposent sur les basaltes très altérés par l'intermédiaire d'un grès rougeâtre et d'un niveau de conglomérat à gros blocs basaltiques. Trois types de faciès se succèdent ensuite, sur 15 m d'épaisseur :

- *des argiles grises de base* (3,5 m) sont entrecoupées d'un niveau silteux, homologue des sables gris de la coupe A. L'argile est constituée de montmorillonite (60 % du sédiment), à laquelle s'associe une forte proportion d'éléments détritiques variés (quartz : 11 %, feldspaths : 8 %) et 20 % d'oxydes et d'hydroxydes de fer amorphes. Ces argiles contiennent des frustules de diatomées, qui disparaissent vers le sommet plus sableux. A une flore de diatomées planctoniques d'eau douce, succède une association littorale d'eau euryhaline marquant une régression.
- *des diatomites*, dans lesquelles s'intercalent de nombreuses dalles très indurées de plus en plus fréquentes et de plus en plus épaisses vers le sommet, s'observent sur 4 m d'épaisseur. Elles débutent par un mince niveau calcaire, dans lequel la teneur en diatomées s'accroît brusquement. Les éléments détritiques tendent à disparaître progressivement au profit des minéraux de précipitation chimique. Dans les deux mètres inférieurs, la fraction cristallisée du sédiment se compose encore principalement de montmorillonite (70 à 75 %) et d'oxydes de fer. La teneur en quartz et en feldspaths diminue. Vers le sommet, il n'y a plus trace d'argile et, exception faite de l'opale, le sédiment est constitué de calcite (100 %). Les dalles très indurées intercalées dans les diatomites sont principalement constituées de microsphères de tridymite-cristoballite germant sur les frustules de diatomées aux dépens de l'opale. La flore de diatomées reflète un milieu peu profond de type mésohalin.
- *La coupe se poursuit par 6 m d'argile verdâtre*, riche en goéthite, dans laquelle s'intercale, à la base, un niveau gypseux et, dans la partie moyenne, le niveau repère de projections volcaniques.

Coupe C (fig.14)

Vers l'aval, l'argile postérieure au niveau repère (lit de projections volcaniques), passe latéralement à un épais limon graveleux, rougeâtre. Celui-ci précède le dépôt d'une dalle de gypse emprisonnant des coquilles de mollusques entièrement recristallisées, et sur laquelle s'observent de grandes fentes de dessiccation polygonales, fossilisées par les argiles très gypseuses qui la surmontent. Cette argile est recoupée par le glacis moyen Qa_2^2 dans lequel s'emboîte, 10 m en contrebas, un glacis inférieur g^2 .

Coupe D (fig.14)

Après quelques mètres d'argile verdâtre, vient une diatomite très pure et pulvérisable, très finement litée (3 m). Cette diatomite passe progressivement à des limons brun-ocre, visibles sur 3 m d'épaisseur, et recoupés par une surface de glacis.

Des faciès très comparables s'observent dans toute la partie centrale du bassin de Dikhil, et se poursuivent dans le fossé du Gobacad.

• Secteur Nord-Gobacad

Point JH 872 267

Une des nombreuses butte-témoins montre, de bas en haut, une diatomite silteuse finement rubannée (MFD 404 - 406) (1,20 m), un limon argileux gris vert (MFD 403), diatomitique vers le sommet (2,80 m), auquel succède une argile compacte verdâtre (70 cm), puis une marne blanche à stratifications obliques (MFD 400) ravinée par des sables Qa^1 .

Vers l'ouest, la partie supérieure de la formation de Dikhil, évaporitique, est représentée par une dalle de gypse formant une table subhorizontale que l'on peut suivre le long de l'oued Dagadlé.

Point JH 857 273 (haut oued Dagadlé)

Une coupe montre successivement, de bas en haut : une argile verte (50 cm), un banc de sable brun (70 cm), une argile verte sableuse (30 cm), un lit de marne blanche (40 cm), un banc d'argile brune massive (3 m) recouverte par une dalle de gypse. Celle-ci, mince ici (5 cm), s'épaissit rapidement vers l'aval (elle atteint 20-30 cm sur l'autre rive de l'oued, plus au sud). Sur cette dalle de gypse, s'appuient des sables bruns Qa^1 , puis des calcaires lacustres d'âge Pléistocène supérieur D^2 et Holocène c.

La coupe B de la figure 19 illustre la même succession.

JH 886 182

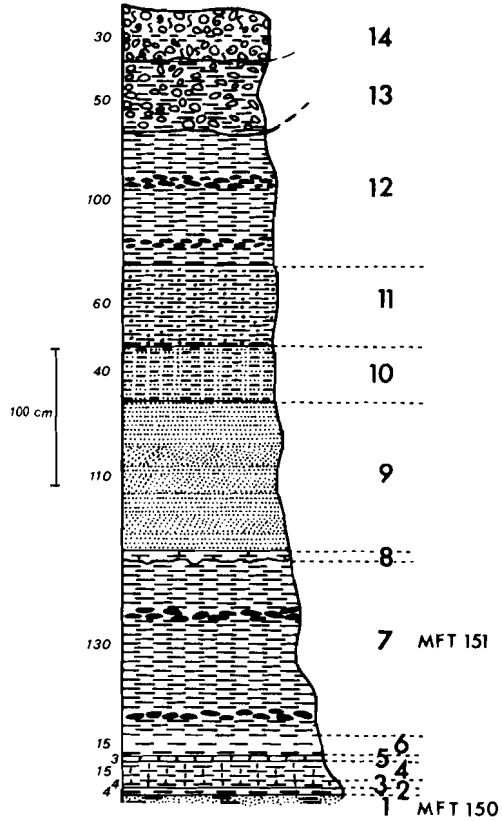


Fig. 15 : Coupe dans les sédiments P_1 en rive droite de l'oued Sankal

Point JH 795 226 (Malhadlou)

A 7 km à l'aval de la coupe précédente, au pied du volcan d'Asa Koma, une coupe de 5 m d'épaisseur montre la succession suivante (GASSE, 1975, fig.35) : après 50 cm d'argile silteuse verdâtre, riche en gypse, on observe 2,5 m de diatomite argileuse blanche à flore d'eau douce profonde. Homogène dans les 80 cm de base, des fissures verticales, remplies de limons ocres, apparaissent dans sa partie supérieure. Ces diatomites PI passent rapidement à une argile compacte brun rosé, s'enrichissant progressivement en gypse PI_1 . La coupe se termine par la dalle de gypse, épaisse de 25 à 50 cm. Cette dalle forme une corniche le long du lit de l'oued Dagladé que l'on peut suivre, vers l'aval, jusqu'à Agobarré (JH 721 197). Elle est recouverte soit par des sables Qa^1 , soit directement par des dépôts lacustres plus récents D^2 , c.

• Secteur Sud Gobæad

Les faciès diatomitiques et la dalle de gypse disparaissent. Les sédiments sont essentiellement argileux et silteux PI_1 .

Point JH 886 182 (oued Sankal, rive droite) (fig. 15)

On observe de bas en haut :

1. un sable grésifié (visible sur 10 cm), ocre (7.5 YR 5/3 - 5/4) à poches d'argile marron (MFT 150).
2. en contact brutal, une argile (4 cm), gris clair verdâtre, à débit prismatique.
3. avec un contact ondulé net, un niveau calcifié (4 cm) ferruginisé à la base, passant progressivement à une marne.
4. une marne (15 cm), gris-vert clair, à débit feuilleté.
5. un niveau calcifié (3 cm) ferruginisé.
6. une argile (15 cm), gris-vert clair (2.5 Y 6/3), feuilletée.
7. une argile (1,30 m), gris violacé (7.5 Y 4/2), à débit prismatique ou conchoïdal grossier (MFT 151). La stratification, en bancs de 10 à 30 cm, est soulignée par des concrétions calcaires dans le plan horizontal.
8. avec une zone de contact très ondulée, on passe à un silt carbonaté (MFT 153) contenant quelques ossements de vertébrés mal préservés,
9. en contact brutal, un sable (1,10 m), gris clair très fin, très bien classé, à stratifications de type éolien et constitué principalement d'éléments basaltiques.
10. un limon sableux (40 cm), brun (10 YR 5/4), en contact brutal, contenant des concrétions ocres, ferrugineuses, dans les plans de stratification.
11. une argile graveleuse (60 cm), brun (2,5 Y 6/2) à débit conchoïdal avec filons rubéfiés.
12. une argile (1 m), gris violet, à débit prismatique, analogue à celle du niveau 7.

Les niveaux 1 à 12 sont attribués à l'unité PI_1 . L'ensemble est raviné et recouvert en discordance par :

13. une argile à galets gris vert 50 cm Qa^2 .
14. en discordance, des dépôts holocènes (30 cm) (sables et graviers avec intercalations de niveaux coquilliers et d'un lit silteux) recoupé par un glaciaire récent.

Les couches rattachées à l'unité PI_1 se suivent vers l'est le long de l'entaille de l'oued jusqu'au point JH 895 175. Elles pendent de quelques degrés vers l'ouest.

Au point JH 893 179, le niveau 1 de la coupe précédente est visible sur 40 cm. Il passe progressivement vers le bas à une argile violacée (7.5 YR 4/2) (20 cm). Celle-ci s'appuie, avec un contact ondulé franc, sur un sable graveleux fauve (10 cm) contenant un lit de gypse bien cristallisé. Ce sable passe latéralement vers l'est à un conglomérat basaltique. La séquence se poursuit vers le bas par une argile gris vert (7.5 YR 5/2) avec fentes de dessiccation remplies de gravillons. Vers l'est, cette argile s'épaissit (1 m) et passe à une marne stratifiée en lits de 2 à 5 cm alternativement blancs et verdâtres. Cette argile repose sur un grès gris beige clair, quartzueux, rattaché à l'unité Pa^2 .

Le long de l'entaille de l'oued Sankal, entre les points JH 886 182 et JH 895 177, on observe plusieurs failles normales à rejet vertical de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres affectant les sédiments PI_1 .

Les formations volcaniques τ_3 sont intrusives dans les sédiments PI_1 , au centre du bassin de Dikhil, et les recouvrent vers le nord. Au S-E du bassin, à Analnabo

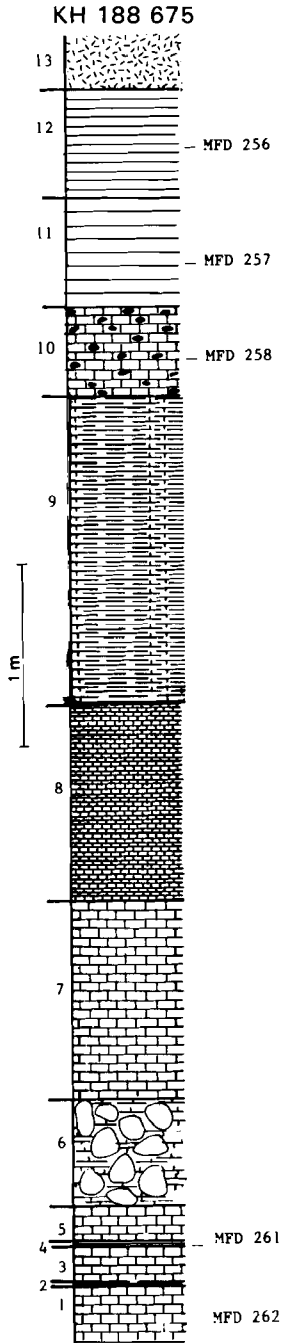


Fig.16 A

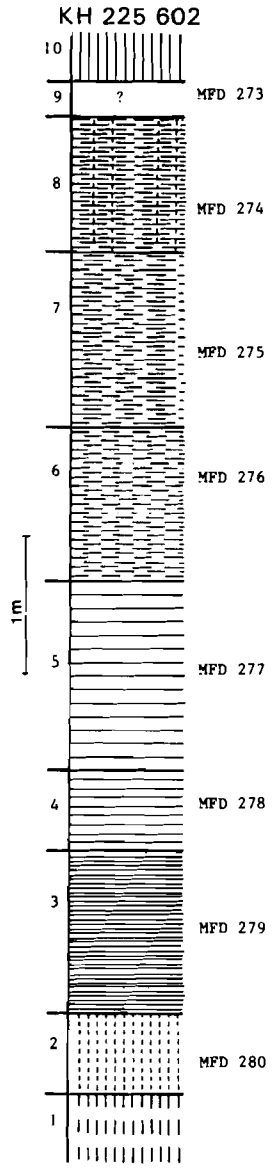


Fig.16 B

Fig. 16 : Sédiments PI interstratifiés dans les basaltes des plateaux bordant les bassins du Hanlé et du Gaggade
 16 A : secteur de Oklilacou
 16 B : bordure orientale de la plaine de Gaggade

(JH 982 164), les dépôts Pl_1 sont intercalés entre un basalte de base daté de 2.1 ± 0.2 MA et un basalte de couverture dont l'âge K/Ar est de 2.05 ± 0.4 MA (GASSE et al., 1980).

Dans ce secteur, les sédiments Pl et Pl_1 ont donc un âge voisin de 2.1-2.0 MA.

2.3.2. — SÉDIMENTS Pl INTERSTRATIFIÉS DANS LES BASALTES DES PLATEAUX BORDANT LES BASSINS DU HANLÉ ET DE GAGGADÉ

Les sédiments cartographiés sous la dénomination Pl se situent sous les premières coulées de la série stratoïde moyenne et contiennent des associations de diatomées comparables, par leurs espèces caractéristiques, à celles de Dikhil.

Quelques coupes, prélevées dans différents secteurs, sont décrites ici à titre d'exemple. D'autres sont présentées dans l'article de Gasse et al. (1980). Les coupes d'argile et de diatomite des oueds Dimbir et Kori décrites dans cet article sont surmontées de coulées basaltiques datées d'environ de 2.3 M.A. Les sédiments visibles le long des oueds Dimbir et Kori se suivent, bien qu'en affleurements discontinus, dans toute la zone de plateaux s'étendant au sud du Gaggadé. Ces affleurements ont donc été cartographiés en unité Pl .

• Secteur de Oklilaou

Point KH 188 675 (Fig.16A)

Dans la zone de Oklilaou, les sédiments Pl apparaissent à la faveur de l'entaille de l'oued. Éado Dancay. Une coupe montre, de bas en haut, la succession suivante :

1. un calcaire (visible sur 30 cm), blanc, à mouches d'oxyde de manganèse (MFD 262).
2. une diatomite (3 cm), blanc, très pauvre en carbonate (7 %).
3. un calcaire (20 cm), blanc.
4. une diatomite (3 cm), blanc, très pauvre en carbonate (4 %) (MFD 261)
5. un calcaire (20 cm), blanc.
6. un conglomérat (30 à 40 cm) constitué de galets (diamètre de 50 à 20 cm) de calcaire et de basalte inclus dans une matrice calcaire.
7. un calcaire (1,10 m), blanc.
8. un calcaire (1,10 m), blanc, finement stratifié.
9. un calcaire (1,70 m), blanc, diatomitique (MFD 259).
10. un calcaire (50 cm), gris vert, rares graviers de basalte (MFD 258).
11. une diatomite (25 à 60 cm), blanc, à mouches d'oxyde de manganèse, pauvre en carbonates (11 %) (MFD 257) ; les frustules de diatomées sont transformées en tridymite-cristoballite (47 %).
12. une diatomite (60 cm), gris vert, pauvre en carbonates (27 %) (MFD 256) ; les frustules de diatomée sont transformées en tridymite-cristoballite (16 %).
13. une hyaloclastite jaune, finement stratifiée.

Il n'est pas possible, actuellement, de déterminer si les différents affleurements de sédiments lacustres cartographiés sous la dénomination Pl correspondent à un ou plusieurs épisodes lacustres. Dans cette zone, le milieu lacustre disparaît par la mise en place de hyaloclastites et par l'émission de laves en milieu aquatique.

• Bordure orientale de la plaine du Gaggadé

Quelques affleurements apparaissent de part et d'autre de l'oued Harogali, vers le haut des falaises. Au point KH 225 602 (fig.16 B), une coupe montre de bas en haut :

- 1.2. deux coulées de basalte altéré β_s (MFD 280)
3. une diatomite (1,20 m), beige clair, finement stratifiée, très pauvre en carbonates (4 %) (MFD 279).
4. une diatomite (60 cm), beige très clair, très pauvre en carbonates (4 %) (MFD 278).
5. une diatomite (1,40 m), blanc, très pauvre en carbonates (4 %) (MFD 277).
6. une argile (1,15 m), beige très clair, pauvre en carbonates (4 %) (MFD 276).
7. une argile (1,30 m), beige très clair, à mouches d'oxyde de manganèse, pauvres en diatomées (tridymite-cristoballite 4 %, quartz 1 %) (MFD 275).
8. un calcaire (1 m), rubéfié, argileux (MFD 274).
9. un niveau blanc, de nature indéterminée (MFD 273).
10. une coulée de basalte.

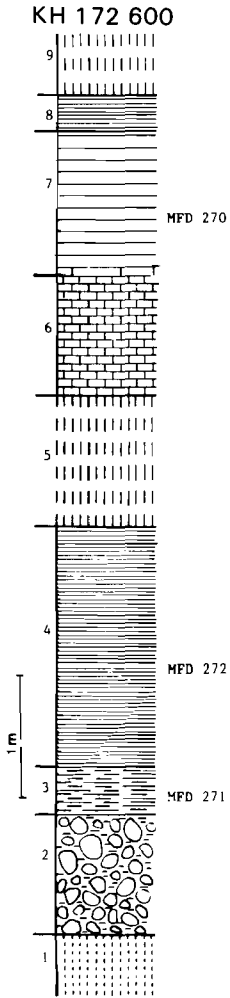


Fig. 16 C : Bordure orientale de la plaine de Gaggade

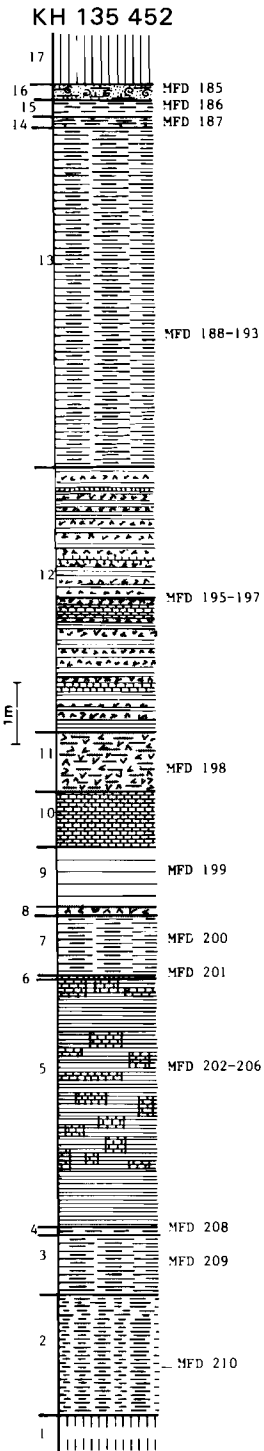


Fig. 16 D : Secteur de Häläylé

Plus à l'ouest, au point KH 172 600, il apparaît deux épisodes lacustres séparés par une épaisse coulée de basalte (6 m) ; la coupe montre de bas en haut (fig.16C) :

1. un basalte très altéré jaune β_s ,
2. un conglomérat hétérométrique constitué de blocs de basalte scoriacé dans une matrice limonneuse rare. Le niveau, peu épais (1 m), est biseauté vers le sud-est.
3. une diatomite (40 cm), blanche, finement laminée, argileuse les frustules des diatomées sont transformées en partie en tridymite-cristoballite (15 %) et en quartz (2 %) (MFD 271).
4. une diatomite (2 m), rubéfiée, assez pauvre en carbonates (4 %) (MFD 272).
5. un basalte altéré (6 m).
6. un calcaire (1 m), blanc en plaquettes.
7. en passage progressif, une diatomite (1,20 m), blanc, finement laminée, assez pauvre en carbonates (12 %) ; les frustules de diatomées sont en partie transformées en tridymite-cristoballite (4 %) (MFD 270).
8. une diatomite (5 à 30 cm), rubéfiée.
9. un basalte (β_{s_1}).

L'ensemble de ces niveaux est légèrement basculé (3 à 5 %) vers le sud-ouest.

• Zone de Hâlaylé

Au point KH 135 452, à proximité de Darvadahri Dara, on observe de bas en haut (fig.16 D) :

1. un basalte altéré β_s ,
2. des limons argileux (2 m) (MFD 210).
3. une diatomite argileuse (1 m), jaune clair (MFD 209).
4. une argile verte (15 cm), avec des ponces (MFD 208).
5. une diatomite (4,15 m) (MFD 206-202) avec plusieurs niveaux de calcaire en plaquettes (MFD 203-205).
6. un calcaire gris (5 cm), à efflorescences d'oxydes de manganèse (MFD 201).
7. une diatomite argileuse (1 m), jaune clair (MFD 200).
8. des cendres et ponces basaltiques indurées (15 cm).
9. une diatomite (1 m), blanche (MFD 199).
10. un calcaire siliceux (90 cm), en dalles indurées de 5 cm d'épaisseur.
11. des cendres et ponces basaltiques (1 m) (MFD 198), argileuses.
12. sur 2,40m : une alternance de bancs (5 - 10 cm) de diatomite indurée (MFD 196-197), avec quelques niveaux calcaires (MFD 195) et des lits de cendres basaltiques et de ponces.
13. une diatomite argileuse (5,70 m) blanc à gris clair (MFD 188-193).
14. un calcaire (20 cm), à inclusions argileuses (MFD 187).
15. une argile rubéfiée (30 cm) (MFD 186).
16. un grès calcaire (30 cm), rubéfié, à coquilles (MFD 185).
17. une coulée de basalte.

3. — Formations d'âge Pléistocène inférieur et moyen

3.1. — Q_a ($Q_{a_1}, Q_{a_1}', Q_{a_1}'', Q_{a_2}$) : DÉPÔTS FLUVIATILES ET COUVERTURES DE GLACIS

Les faciès des dépôts détritiques du Pléistocène inférieur et moyen dépendent largement des facteurs topographiques, hydrologiques et tectoniques locaux. Ces dépôts sont de ce fait très difficiles à corrélés entre eux. Pour ces raisons, les sédiments Q_a , représentés par la même teinte, ont été affectés de différents symboles.

Q_{a_2} : La couverture du glaciaire supérieur de Dikhil

Au NO de Dikhil, il subsiste des lambeaux d'une surface très haute (500 m), qui recoupe indifféremment les basaltes ou les sédiments lacustres PI (formation de Dikhil). Cette surface est recouverte de quelques mètres de galets et de blocs de basaltes très patinés.

Q_{a_1}' : Alluvions fluviales grossières et sables à ossements des bassins de Dikhil-Gobacâd

— Les terrasses fluviales de la région de Dikhil

Vers le NE, la formation de Dikhil se termine en biseau à proximité de la localité de Dikhil. Dans les épandages amont Q_{a_1}' visibles dans ce secteur, s'individualise la

vallée de l'oued Gami, où ont alterné des périodes de creusement et d'accumulation. Au point KH 110 287, on observe plusieurs terrasses fluviales emboîtées. Deux terrasses, situées respectivement à + 12 m et + 10 m au-dessus du thalweg, débudent par des dépôts fins, limoneux, et s'achèvent par des accumulations de blocs grossiers qui sont en continuité latérale avec la couverture du glacis Qa_1^2 recoupant les épandages Qa^1 . Deux terrasses récentes a^4 , a^5 s'emboîtent dans ces terrasses anciennes.

— Les épandages grossiers des oueds descendant des plateaux du SE

Les oueds descendant du plateau d'Oukoula (SE₁ du bassin de Dikhil) ont construit d'énormes cônes d'épandage Qa^1 , à éléments très grossiers, recoupés par la surface d'un vaste glacis Qa^2 .

Au centre du bassin de Dikhil, ces alluvions fluviales (sables et graviers de quartz, intercalés de bancs grossiers discontinus à galets de calcaire jurassique, de basalte et de rhyolite), s'épandent en discordance sur les sédiments lacustres Pl_1, Pl_2 .

Dans la plaine du Gobacéad, ces épandages, sableux et graveleux, peuvent atteindre 10 m d'épaisseur. Localement, au voisinage du Diksa Déré par exemple, on passe à des sables à ossements de vertébrés.

Ainsi, à proximité d'Éasa Kôma ; des sables à ossements Qa^1 reposent en discordance sur la dalle de gypse, ici très compacte et atteignent 60 cm d'épaisseur Pl_1 de la formation de Dikhil. Les sables, visibles sur 4 m d'épaisseur, montrent une alternance de niveaux fins très meubles, de dalles grésifiées, de lentilles de gravillons et même de niveaux argileux. Ils sont érodés à leur partie supérieure. Des diatomites du Pléistocène supérieur D^2 s'emboîtent dans ces sables vers l'aval. Le parfait classement du sable des niveaux fins et la taille de ses grains (74 % des grains se situent entre 0,125 mm et 0,200 mm) permettent de penser qu'il s'agit d'un sable dunaire. Sur ces sables, ont été trouvés d'abondant ossements de Mammifères (*Elephas recki*, *Hippopotamus gorgops*, *Sivatherium* sp., *Metridiochoerus* sp., Equidés, *Oryx*...) (GASSE, 1975 ; ROGER et al., 1974).

Qa_1^1 : **Dépôts limoneux et sables éoliens**

Dans certains secteurs, les sédiments Q^2 sont fins et sans stratification bien marquée. Ainsi, en rive gauche de l'oued Chêkkeyti, au NO du bassin de Dikhil, il s'agit de plusieurs dizaines de mètres de limons et limons sableux, passant vers le sommet à des sables éoliens. Cette accumulation a été distinguée sous le symbole Qa_1^1 .

Qa^2 : **Les sables rouges du sud du Hanlé**

Dans la zone de Éasbahri, du sud du Hanlé, les entailles des oueds montrent des sables grésifiés, gris à la base, ocre jaune ou rubéfiés vers le sommet. Ils sont constitués de quartz et de basalte. Au point JH 907 485, ces sables grésifiés sont basculés de 5° vers le nord par une faille bordière du Hanlé, de direction N 130.

Rien ne prouve, étant donné l'activité tectonique dans les secteurs sud de la carte au Pléistocène inférieur et moyen, que ces sables soient synchrones des formations rencontrées dans les bassins de Dikhil-Gobacéad.

3.2. — Q^1, Q^1, Q^1 : DÉPÔTS LACUSTRES ET PALUSTRES

Les dépôts lacustres et palustres affleurent en bordure du bassin du Hanlé. Ils traduisent une phase climatique humide postérieure aux dépôts lacustres Pl qui sont, dans ce secteur, perchés au sommet des escarpements basaltiques.

Ces dépôts sont discontinus et de faciès diversifiés.

On distingue successivement 3 sous-unités :

Q^1 : une accumulation à dominance limoneuse, avec intercalation de dalles ou de lits de concrétions calcaires.

Q^1 : après une phase d'émersion matérialisée par des figures de ravinement ou par des niveaux d'oxydation, des dépôts diatomitiques, d'origine franchement lacustre.

Ql² : des sables ravinant les sédiments Ql¹ surmontés d'une lumachelle grésifiée à mollusques d'eau douce.

• Secteur de Gourrabous

Au nord-ouest de Gourrabous, entre les points JH 950 504 et JH 955 504, on observe, du nord au sud, et de bas en haut, la succession suivante :

1. des limons argileux (visibles sur 1,50 m), gris, (MFD 340) ;
2. un calcaire (7 cm), blanc, induré ;
3. des limons (3 m), gris beige, avec des lits indurés (MFD 341) contenant vers le sommet (MFD 342) des concrétions calcaires, blanches au centre, ferruginisées à la périphérie, dans les plans de stratification.

Les niveaux 1 à 3 sont rattachés à la sous-unité Ql¹.

4. en ravinement, un mètre de conglomérat à galets de quartz Qa². L'ensemble de ces dépôts pend de quelques degrés vers l'est.

A l'ouest de Gourrabous : point JH 948 488 (fig.17 A). Une coupe montre, de bas en haut :

1. un sable (visible sur 20 cm), fauve, hétérométrique, à graviers de quartz et à concrétions ferrugineuses Qa¹ ;
2. des limons (70 cm), gris clair, argilo-sableux (MFD 330), avec lits de sable basaltique et de concrétions calcaires aplaties vers le sommet (MFD 331) et un mince niveau rubéfié, irrégulier. Les niveaux 1 et 2 sont rattachés à la sous-unité Ql¹.
3. une diatomite (1,50 m), montrant les faciès successifs suivants : niveau inférieur blanc calcifié, diatomite limoneuse beige (MFD 332), diatomite blanche feuilletée (MFD 333), puis argileuse et massive (MFD 333-336), limon diatomitique gris clair (MFD 337-338) passant progressivement à un niveau d'argile verte (5 cm) (MFD 336) ;
4. en passage progressif, un sable ocre rouille (20 cm) marquant une régression ;
5. une argile sableuse grise (2 m) passant à un limon argileux puis à :
6. un sable grésifié grossier gris clair ;
7. un limon argileux gris vert.

Les niveaux 3 à 7 sont rattachés à l'unité Ql¹.

8. en ravinement, un sable fin homogène, ocre et kaki (2 m) ;
9. ce sable est coiffé par une lumachelle (25 cm) à ciment gréseux ocre très induré, à coquilles de *Melanoïdes*, *Corbicula*, *Unio* Ql².

• Secteur de Garrabayis

Au point JH 870 645, l'oued Eadayto le Bouyyi entaille des argiles anciennes représentant deux épisodes sédimentaires Ql¹.Ql¹.

Le plus ancien Ql¹ représenté par une argile verdâtre, dépourvue de frustules de diatomées, et incliné d'une dizaine de degrés vers le centre du bassin. En discordance angulaire, un second épisode lacustre Ql¹ débute par une base argileuse, puis un épais niveau de coquilles (*Melanoïdes* et *Unionidés*) entièrement recristallisées. Vient ensuite 1 m de diatomite argileuse. La fraction argileuse est essentiellement constituée de montmorillonite. La flore de diatomées indique un milieu peu profond, oligohalin, colonisé par les plantes supérieures. Vers le haut, on passe brutalement à une argile montmorillonitique sombre (1,50 m), sans diatomées, et dans laquelle l'abondance de l'albite et du quartz marque l'évolution vers des conditions de sédimentation détritique. Ces dépôts sont recouverts par trois conglomérats superposés a¹, a², a³.

Cet affleurement très réduit n'a pas pu être figuré sur la carte à 1 : 100 000.

• Bordure ouest du Hanlé

Point JH 762 630 (fig.17 B). Là aussi deux épisodes lacustres Ql¹.Ql¹, séparés ici par une phase de ravinement, s'observe dans la section ci-dessous.

De bas en haut :

1. un sable (30 cm), ocre et vert clair, fin et homogène Qa¹ ;
2. un épisode lacustre Ql¹ est enregistré par :
 - une marne (15 cm) ; blanche, avec dalles ferruginisées à la base ;
 - un limon argileux (3 cm), gris vert ;
 - une marne (10 cm), blanche, en dalle ;
 - un calcaire (8 cm), blanc, en dalle.
3. sur une surface de ravinement, viennent ensuite Ql¹
 - un sable (60 cm), gris à brun ocre, avec passée silteuse vers le sommet ;
 - un sable argileux (50 cm), gris clair ;
 - une diatomite (20 cm), beige sableuse ;

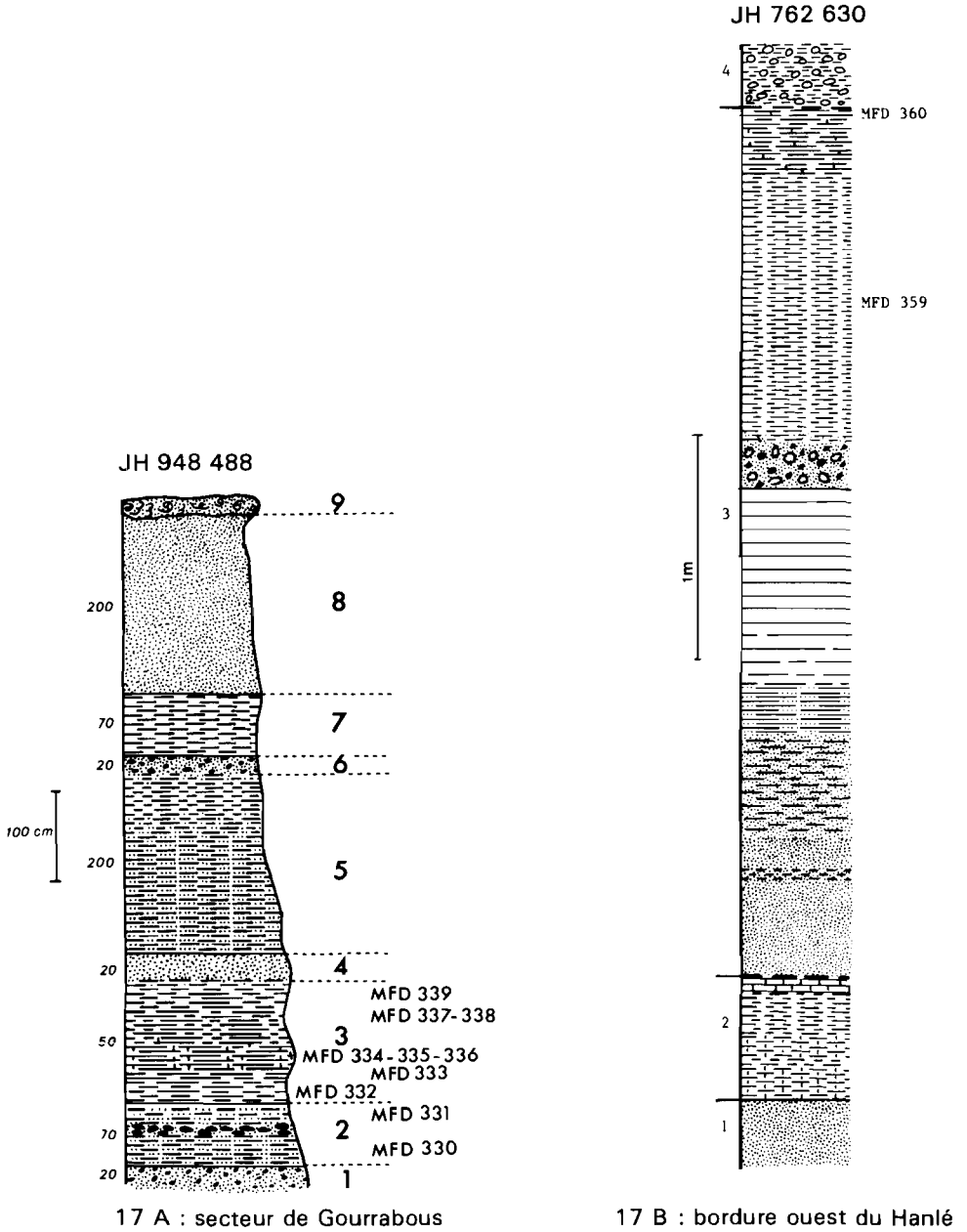


Fig. 17 : Sédiments lacustres et palustres d'âge Pléistocène inférieur et moyen. Bassin de Hanlé

- une diatomite (90 cm), blanc, légèrement argileuse à la base (MFD 358), indurée vers le sommet (MFD 359) ;
 - un sable (20 cm), ocre, à petits galets et graviers de basalte, à graviers de perlite, et passant progressivement à une argile (1,20 m), kaki, limoneuse, riche en sel, puis à une diatomite (30 cm), beige, argilo-calcaire (MFD 360), pulvérulente.
4. en ravinement, on observe enfin un limon (30 cm) beige, avec de nombreux galets de basalte Qa_1^2 .

- Ql^2 : grès et calcaires coquilliers.

Au point JH 948 488, les sédiments lacustres Ql^1 sont coiffés par un grès à coquilles très indurés, représentant l'unité Ql^2 . Ce grès coquillier s'étend en dalles discontinues dans toute la partie sud de la plaine du Hanlé, entre les cotes 280 et 310 m.

Il est probable que les « grès de Garabbayis », silicifiés, appartiennent au moins en partie, à cette unité.

3.3. — Qa_1^2 : ALLUVIONS FLUVIATILES, COUVERTURES DE GLACIS DU PLÉISTOCÈNE MOYEN

Les alluvions Qa_1^2 recourent toutes les formations antérieures dans les bassins du Gobacad, de Dikhil et du Hanlé. Il s'agit de vastes épandages de galets et de graviers roulés, sans matrice ou à matrice limoneuse très fine et peu abondante. Le quartz est dominant, les rhyolites sont abondantes, en particulier dans le Hanlé. On note aussi la présence de galets de calcaire jurassique, et de quelques graviers de basalte. Ces alluvions sont modelées en vastes glacis.

Dans le Hanlé, aux environs de Gourrabous, ces alluvions, qui représentent les épandages de l'oued Chekheyti, peuvent atteindre plus de 10 m d'épaisseur.

Dans le bassin de Dikhil, les alluvions grossières Qa_1^2 s'enracinent en contrebas du haut glacis de ce secteur, Qa_1 . Elles représentent l'épaisse couverture du glacis moyen observé dans ce bassin. Elles sont enrichies de l'unité Qa_1 sous-jacente. Vers l'ouest, l'épaisseur et la taille des galets de l'unité Qa_1^2 s'amenuisent : cette unité devient pelliculaire mais recouvre de vastes surfaces.

3.4. — Q^1, Ql^1, Q^2 : SÉDIMENTS INTERSTRATIFIÉS DANS LA SÉRIE VOLCANIQUE DES MARGES EXTERNES DU RIFT d'ÉASAL β_G

Ces sédiments ne s'observent qu'au nord-est de la carte. Deux épisodes de sédimentation lacustre ont été distingués. Les sédiments Q^1 sont des diatomites et des argiles intercalées de nombreux niveaux de cinérites et de hyaloclastites, et recouverts par des grès ou des conglomérats Ql^1 . Les dépôts Ql et Ql^1 se situent vers la base de la série volcanique β_G . De petits affleurements principalement calcaires observés au sommet des falaises basaltiques β_G , ont été distingués sous le sigle Q^2 .

3.4.1. — Q^1, Ql^1 : DIATOMITES, ARGILES ET CONGLOMÉRATS

- Secteur de l'Éounda Hemed-Sita

Point KH 226 713 (fig. 18A) (rive droite de l'oued Sita). On observe, de bas en haut :

1. une cinérite (visibles sur 30 cm), à patine rosée ;
2. une diatomite (15 cm), à patine grise (MFD 142), riche en carbonates (56 %) ;
3. une cinérite (15 cm), gris, indurée ;
4. une diatomite (15 cm), blanc (MFD 143), assez riche en carbonates (28 %) ;
5. des cinérites (2 cm), gris foncé ;
6. des diatomites (20 cm), blanc, (MFD 145), pauvres en carbonates (2 %) ;
7. des cinérites (2 cm), beige ;
8. une diatomite (30 cm), blanc, (MFD 141), riche en carbonates (46 %) ;
9. des cinérites (3 cm), gris foncé ;
10. une diatomite (30 cm), gris clair, (MFD 144), assez pauvre en carbonates (10 %) ;
11. un calcaire (5 à 8 cm), blanc, (MFD 146), presque pur (74 % de carbonates) ;
12. des hyaloclastites (2 m), de type surj ;

KH 226 713

KH 286 693

KH 251 690

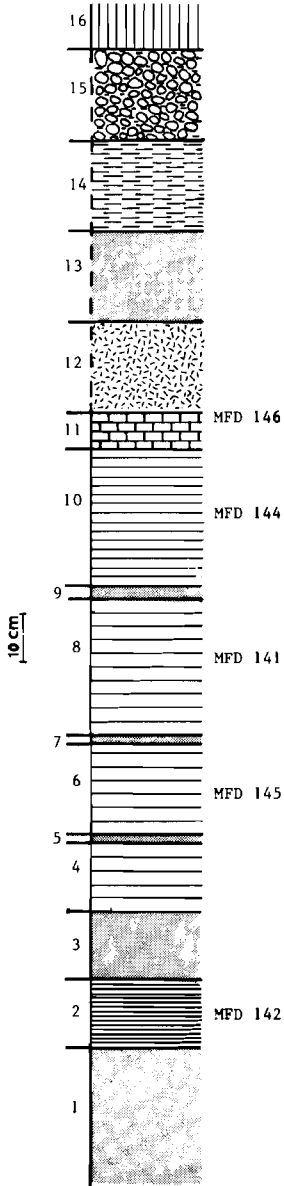


Fig.18 A

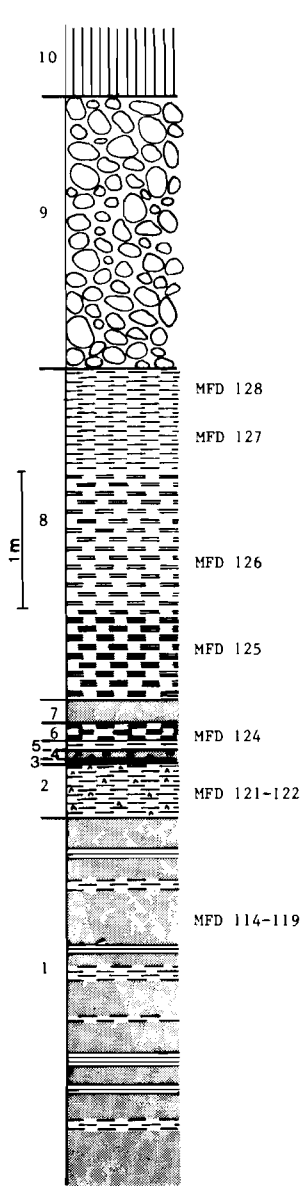


Fig.18 B

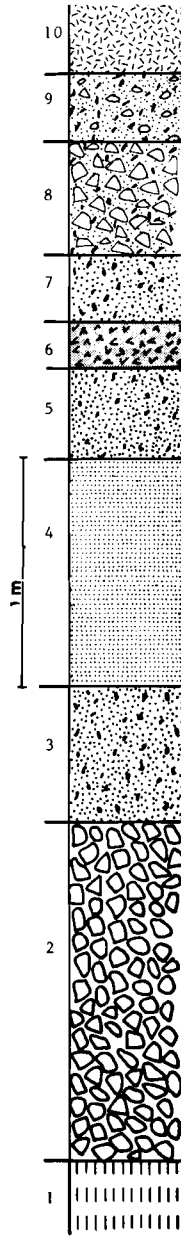


Fig.18 C

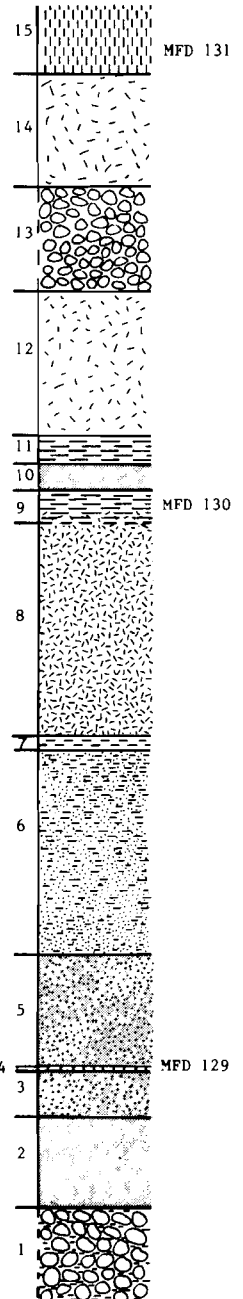


Fig.18 D

Fig. 18 A-D : Sédiments interstratifiés dans la série volcanique des marges du rift d'Éasal. Secteur de l'Éounda Hemed-Sida

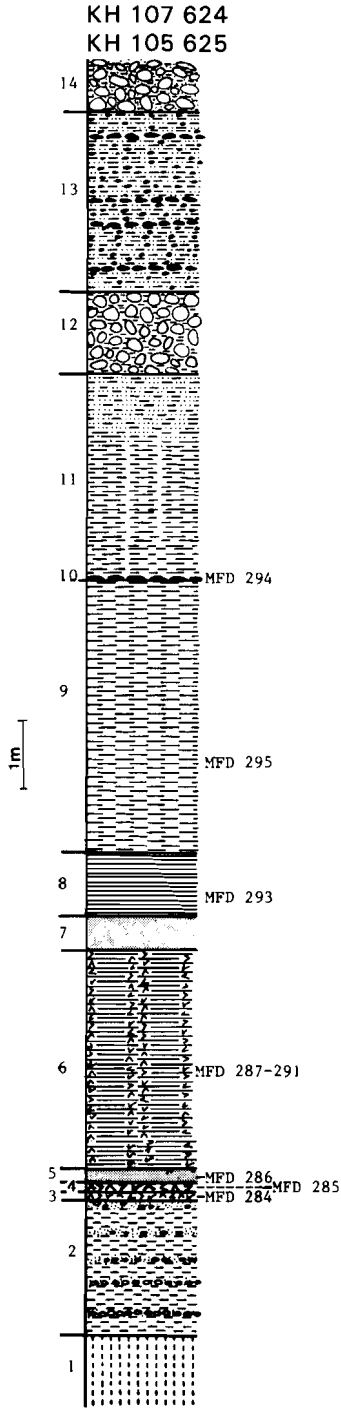


Fig.18 E

Fig. 18 : Sédiments interstratifiés dans la série volcanique des marges du rift d'Éasal.
Coupe synthétique (points KH 107 624 à KH 105 625)

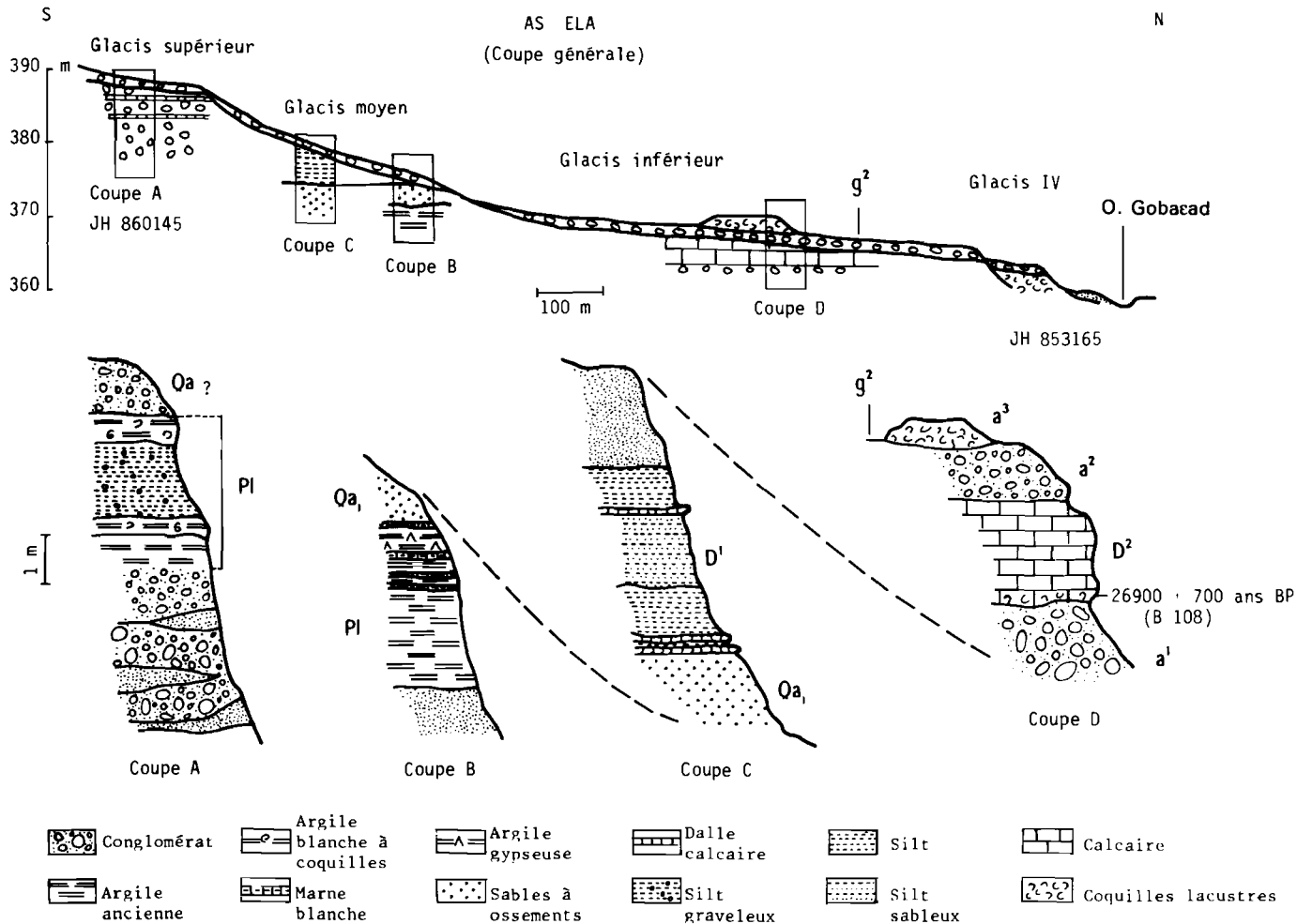


Fig.19 : Coupes des sédiments lacustres d'âge Pléistocène au sud d'As Ela.

13. des cinérites (4 m), à stratifications obliques ;
14. une argile (6 m), brun ;
15. un conglomérat (4 à 6 m), à matrice limoneuse ;
16. un basalte de type intermédiaire.

Les niveaux 1 à 13 sont rattachés à l'unité Q¹, les niveaux 14 et 15 à l'unité Q^{1'}.

La figure 18 B (point KH 286 693) illustre un changement latéral de faciès : vers le sud, les diatomites visibles dans la coupe 18 A passent progressivement à des argiles.

Les figures 18 C (point KH 251 690) et 18 D (point KH 243 691) représentent l'accumulation volcano-sédimentaire sur laquelle reposent les dômes de rhyolites du sector de l'Éounda Hemed Sita, et rattachée aux unités Q¹, Q^{1'}.

• Bordure S-E du Gaggade.

A la faveur de l'entaille d'un oued, s'écoulant vers le nord-ouest, on observe des sédiments lacustres postérieurs aux dernières coulées basaltiques de ce secteur, mais dont la richesse en éléments pyroclastiques témoignent d'une activité volcanique contemporaine très proche. La proximité de l'Éounda Hemed et les analogies de faciès et de flores de diatomées avec les sections de l'oued Sita ont conduit à classer ces dépôts dans l'unité Q¹.

La coupe synthétique suivante a été prélevée entre les points KH 107 624 et KH 105 625, en rive droite de l'oued (fig. 18 E).

De bas en haut, la succession est la suivante :

1. un basalte très altéré ;
2. 2 m de limons rouilles indurés, à petits galets de basalte en lits de 5 à 10 cm, devenant plus sableux vers le sommet ;
3. des ponces basaltiques de petite taille (1 à 5 mm de diamètre) ; 5 à 10 cm (MFD 284) ;
4. des ponces basaltiques de taille moyenne (1 à 2 cm de diamètre) ; 10 à 15 cm (MFD 285) ;
5. 20 cm de cinérite basaltique, finement litée (MFD 286) ;
6. une diatomite à ponces remaniées, 3,20 m (MFD 287-291) ;
7. 45 à 50 cm de cinérite finement laminée ;
8. une diatomite (80 cm) avec un pendage N050 N05) (MFD 293) ;
9. après une surface de ravinement, 4 m d'argile beige foncé, riche en oxyde de fer (MFD 295) ;
10. un lit de concrétions ferrugineuses (MFD 294) ;
11. un limon beige, argileux à la base, sableux au sommet (2,90 m) ;
12. un conglomérat basaltique grossier à matrice limoneuse (1,10) ;
13. un limon beige rouille à sables et graviers basaltiques, avec niveaux de concrétions calcaires (3 m) ;
14. un conglomérat basaltique à éléments hétérométriques, et matrice limono-sableuse (2 m).

Les niveaux 1 à 8 sont rattachés à l'unité Q¹, et les niveaux 12 à 14 à l'unité Q^{1'}.

3.4.2. — Q² : CALCAIRES LACUSTRES INTERCALÉS VERS LE SOMMET DES FALAISES BASALTIQUES β₆, DU SECTEUR DE L'ÉOUNDA HEMED-SITA

Au sommet de la falaise de Sita en rive gauche, au point KH 238 715, une coupe montre de bas en haut :

1. un basalte, en coulées massives, débutant par un niveau scoriacé ;
2. des hyaloclastites (5 à 8 m), de type surj ;
3. un calcaire blanc (30 à 50 cm) en plaquettes, intercalés à la partie sommitale des hyaloclastites Q¹ (MFD (140) ;
4. un conglomérat (0 à 1 m) ;
5. un basalte de type intermédiaire.

Cet affleurement est décrit à titre d'exemple.

4. — Formations d'âge Pléistocène supérieur

Dépôts fluviaux et lacustres, et couverture de glacières du Pléistocène supérieur :

a¹ D¹ D² a² g²

4.1. — a¹ : ALLUVIONS FLUVIALES (LIMONS, GRAVIERS, GALETS, BLOCS)

Les cônes alluviaux ou les terrasses fluviales recoupant les sédiments du Pléis-

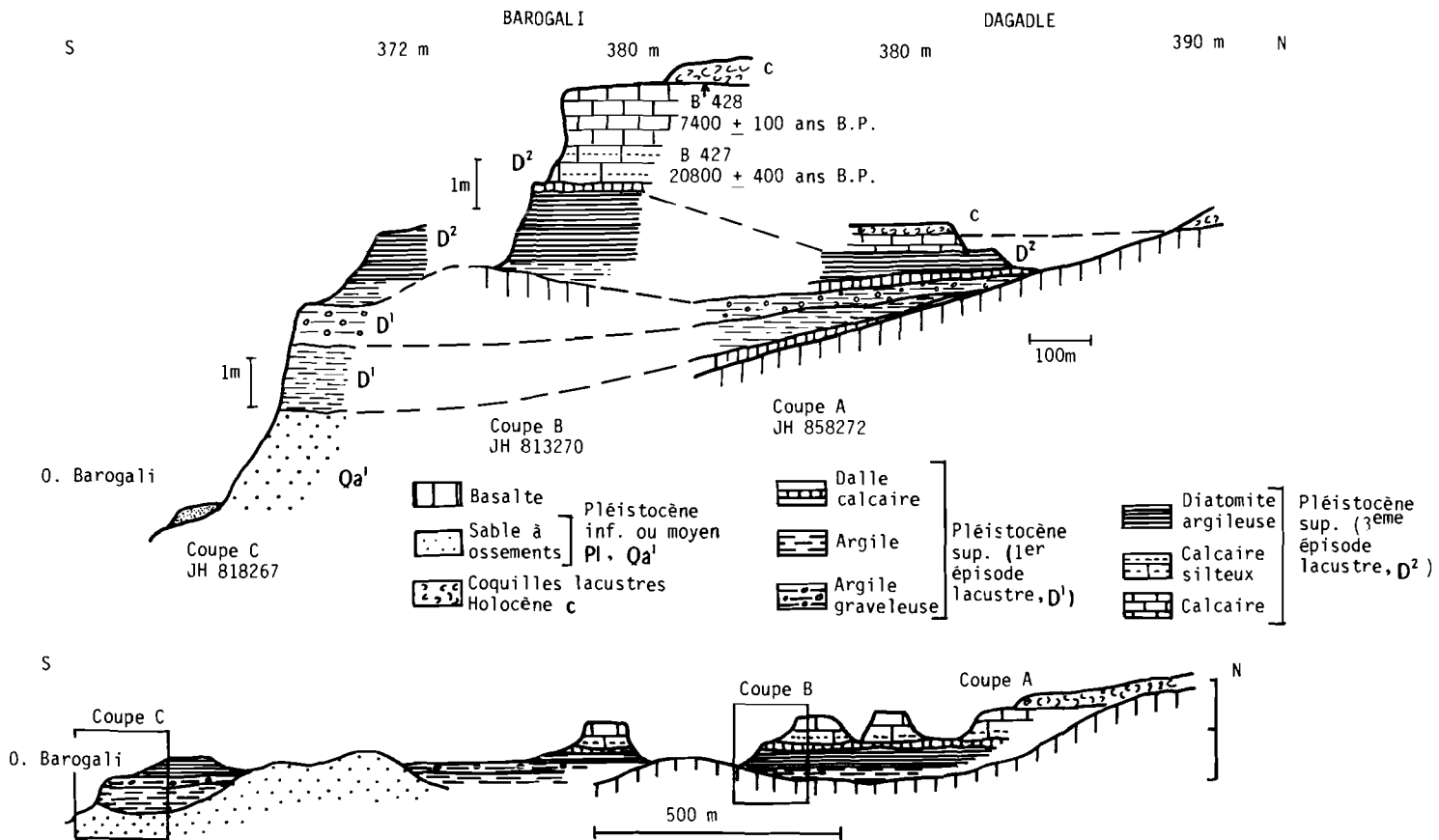


Fig. 20 : Coupes des sédiments lacustres d'âge Pléistocène supérieur. Nord du Gobæad

tocène moyen et supportant des lambeaux de dépôts lacustres D¹ D² du Pléistocène supérieur sont inventoriés sous la dénomination a¹. Cette unité est représentée sur la carte au sud du Gaggade et au sud-est du Hanlé (oued Garabbayis), où il s'agit de cônes d'alluvions hétérométriques, principalement basaltiques. Dans le bassin du Gobæad, les surfaces d'affleurements sont trop restreintes pour que l'unité a¹ ait été cartographiée.

4.2. — D¹ : SÉDIMENTS LACUSTRES SILTEUX ET ARGILEUX

Le Pléistocène supérieur est une période climatique où se sont succédés trois épisodes de haut niveau lacustre suivis par des phases plus ou moins arides, repérées antérieurement dans le bassin du lac Abhé (GASSE, 1975).

Sur la feuille de Dikhil, des sédiments silteux ou argileux D¹ attribués au premier ou au deuxième épisode climatique humide du Pléistocène supérieur ont été observés dans le bassin du Gobæad, et au sud du Gaggade. Les affleurements sont peu développés et très discontinus.

4.2.1. — BASSIN DU GOBÆAD

• Sud Gobæad. Coupe d'As Ela S

La figure 19 représente une série de coupes relevées entre les points JH 860 145 et JH 853 165, illustrant la position stratigraphique de l'unité D¹.

Coupe C, fig. 19

Des silts clairs D¹ reposent sur des sables roux, considérés comme les sables O_a, (Pléistocène inférieur ou moyen), par l'intermédiaire d'une dalle calcaire à moules de coquilles de Mollusques. Ils ont 1 m d'épaisseur et passent progressivement à un sable silteux brun dans lequel s'intercalent, vers le sommet, deux fins niveaux de calcaires gypseux. Ils sont recoupés par un sable ocre, visible sur 3 m d'épaisseur, qui forme la couverture du glacis moyen de ce secteur, d'étendue très restreinte (non cartographié). A l'ouest de l'oued Watre Dabba, ce glacis se distingue difficilement du glacis supérieur dont il a remanié la couverture. Il n'en diffère que par sa pente plus forte.

• Nord Gobæad

La figure 20 présente quelques coupes relevées dans le secteur de Dagadle — Barôgali

Coupe A (point JH 858 272)

Cette coupe située à 380 m d'altitude, montre la succession suivante :

1. une argile verdâtre D¹. Cette argile repose sur une dalle calcaire qui tapisse le fond de l'oued. Elle s'appuie sur les basaltes vers l'amont, sur les sables à ossements vers l'aval. L'argile et la dalle calcaire s'épaississent vers l'aval ;
2. une argile graveleuse brune. L'argile claire de base est recoupée par une argile brune très graveleuse recouvrant la surface d'un glacis, et traduisant un épisode de ruissellement ;
3. des diatomites argilo-calcaires, D². Une seconde dalle calcaire, de quelques centimètres d'épaisseur, marque le début d'un nouvel épisode lacustre représenté par les diatomites blanchâtres, argilo-calcaires. Celles-ci sont recoupées par une surface d'érosion subhorizontale qui n'est pas soulignée ici par une couverture conglomératique ;
4. des calcaires holocènes c s'appuient directement sur les diatomites.

Coupe B (JH 818 267)

1. une argile vert clair D¹ compacte, repose sur les sables à ossements O_a. Elle renferme de très rares frustules de diatomées (*Melosira granulata* exclusivement) ;
2. une argile brune graveleuse la recoupe D¹. Elle représente la couverture du glacis moyen de ce secteur. Elle contient d'abondants graviers de quartz atteignant jusqu'à 2 cm de diamètre ;
3. une diatomite D², d'abord argileuse et verdâtre puis plus pure et blanche, repose sur ce premier ensemble.

La coupe B de la figure 20 est relative à l'unité D².

4.2.2. — GAGGADE S

Des argiles ou des limons graveleux rattachés à l'unité D¹ sont visibles à la faveur des entailles creusées par les affluents de l'oued Kori immédiatement à l'est de Gîdoli (KH 074 608). Ces dépôts sont recoupés à l'horizontale par un conglomérat de blocs

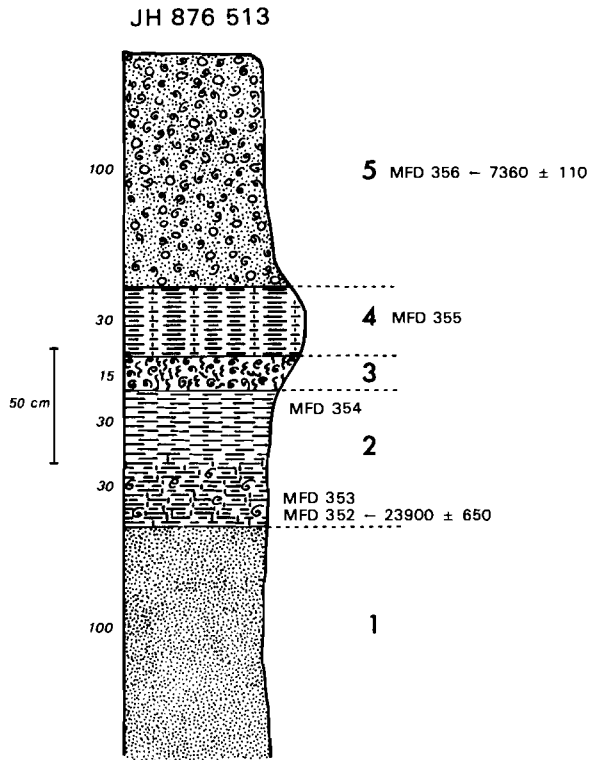


Fig. 21 : Dépôts lacustres D² , Pléistocène supérieur. Bordure occidentale du Hanlé

basaltiques légèrement rubéfiés, supportant des silts diatomitiques D², eux-mêmes recoupés par un conglomérat très rubéfié a². En certains points, l'unité D¹ est représentée par des marnes rubanées en lits argileux gris beige de 2 à 10 cm d'épaisseur alternant avec des dalles calcaire de 1 à 5 cm. Ces argiles remplissent des paléochenaux découpés dans des sables et conglomérats fluviaux a¹. Ainsi, au point KH 075 626, les anciennes terrasses de l'oued Kori, superposées, sont entaillées par des chenaux fossiles grossièrement N 140-N 160, comblés de marnes rubanées D¹. En d'autres points, il s'agit de limons graveleux beige ocre.

Sur l'ensemble de la carte, les premiers épisodes humides du Pléistocène supérieur sont donc représentés par des sédiments lacustres riches en éléments détritiques fins D¹.

4.3. — D² : DIATOMITES, CALCAIRES ET SILTS LACUSTRES

Le dernier épisode humide du Pléistocène supérieur est enregistré par des dépôts lacustres dont l'âge se situe entre environ 33 000 et 20 000 ans B.P. Actuellement, ces dépôts ne s'observent à l'affleurement qu'en bordure des grabens.

4.3.1. — BASSIN DU GOBAED

- Bordure Sud — Coupe d'As Ela S. (point JH 858 155) (fig.19).

Des calcaires lacustres D² s'observent au sud d'As Ela (fig.19 coupe D). Ils s'emboîtent en contrebas du glacis moyen de ce secteur. Il s'agit d'un calcaire très blanc, pulvérulent, d'environ 2 m d'épaisseur, constitué de calcite (ou calcite magnésienne) parfaitement cristallisée en rhomboèdres de 10 à 12 μm d'arête, et ne contenant aucune diatomée. A leur base, un niveau de coquilles a été daté de 26 900 ± 700 ans B.P. (B 108, annexe 5). Ce calcaire est recoupé par le glacis g².

- Bordure Nord. Secteur de Dagadle-Barôgali (fig.20)

Dans ce secteur, les sédiments D² reposent directement sur le basalte, sur les argiles D¹, sur les sables du Pléistocène moyen Qa, ou sur des argiles de la formation de Dikhil Pl₁. Au point JH 813 270 (coupe B, fig. 20), on observe la succession suivante :

1. une diatomite D² argileuse à la base, atteint 1,20 m d'épaisseur. La flore de diatomées est monospécifique, est constitué de *Melosira granulata*, mais les frustules sont très brisés (ce qui pourrait être lié à l'action des vagues dans ce secteur littoral) et il n'a pas été possible d'évaluer la teneur en diatomées.
2. une dalle calcaire de quelques centimètres d'épaisseur coiffe la diatomite. Après un niveau de concrétions calcaires et de morceaux de bois calcifiés, on observe un lit de coquilles, qui ont été datées de 20 800 ± 400 ans B.P. (B 427, annexe 5). Viennent ensuite 2 m de sédiments calcaires D², d'abord tendres et limoneux sur 70 cm, puis plus compacts et à débit polyédrique. Ces calcaires sont totalement dépourvus de diatomées, à l'exception de quelques *Melosira granulata* brisées et altérées, et qui peuvent être remaniées des dépôts inférieurs. Ils sont constitués de calcite parfaitement cristallisée et rappellent tout à fait les calcaires d'As Ela datés, à leur base, de 26 900 ans B.P.
3. sur une surface d'érosion, découpée dans les calcaires D², s'appuient des silts coquilliers d'âge holocène (7 450 ± 100 ans B.P., B 428, annexe 5).

4.3.2. — BASSIN DU HANLÉ

Les sédiments D² n'ont été observés qu'en deux points, l'un en bordure occidentale, l'autre en bordure orientale du graben.

Point JH 876 513, (bordure occidentale) (fig.21)

Une coupe montre, de bas en haut, la succession suivante :

1. un sable ocre, éolien ;
- 2-4. on passe brutalement à une marne silteuse, gris clair (30 cm) à débit grossièrement polygonal, très fissurée. Les fissures sont ferruginisées et remplies de sables. Ce niveau contient des coquilles éparses (*Melanoïdes*, *Corbicula* principalement) très fragiles, dont l'âge ¹⁴C est 23 900 ± 650 B.P. (MFD 352, annexe 5). On passe progressivement à un silt argileux stratifié avec des lits oxydés (30 cm) (MFD 354). Un ravinement de ces silts est souligné par niveau ferruginisé et quelques lentilles irrégulières de sables et coquilles remaniées (3). Vient ensuite,

JH 816 558

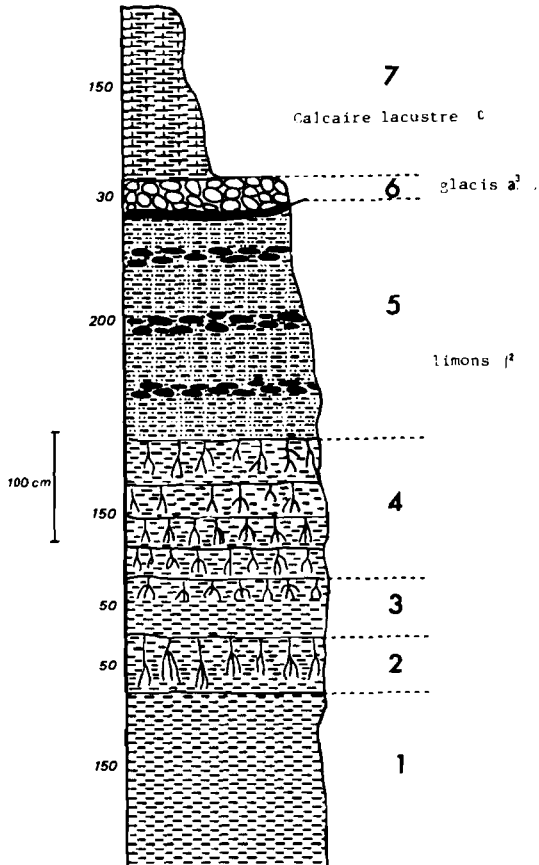


Fig. 22 : Sédiments palustres l² et lacustres c d'âge Holocène en bordure occidentale du Hanié (secteur de Dalahammallou)

- de nouveau, une marne silteuse gris clair (30 cm) (4) ;
5. en discordance, vient un sable fauve de un à quelques mètres d'épaisseur, montrant une alternance de faciès éoliens et de faciès de ruissellement (niveaux graveleux) sur une topographie peu accidentée. Ce sable marquant un épisode aride, est attribué à l'unité a^2 ; latéralement sur le sable, repose un silt coquillier c (50 cm à 1 m), gris beige clair. L'âge ^{14}C mesuré sur coquilles est de $7\ 360 \pm 110$ (MFD 356, annexe 5) ; une mince pellicule de graviers basaltiques recouvrent indistinctement les sables a^2 et les silts c .

Point JH 867 643, (bordure orientale)

A l'aval de l'oued Eadayto le Bouyyi, une diatomite silteuse, D^1 , bien stratifiée, visible sur 2,20 m, s'emboîte dans des argiles anciennes Q^1 . Elles sont recoupées par une terrasse a^2 , rubéfiée, représentée par 2 m de conglomérat. Vers l'amont, ce conglomérat s'épaissit et passe à une accumulation plus fine de hyaloclastite remaniée. Les dépôts holocènes s'emboîtent dans cette terrasse.

4.3.3. — BASSIN DU GAGGADE

Au sud du Gaggade, les sédiments D^2 affleurent en de nombreux points, le long de l'entaille des oueds. Il s'agit de silts diatomitiques, généralement bien stratifiés, pulvérulents, de couleur gris beige.

Au point KH 088 615, les sédiments D^2 reposent sur les basaltes de la série stratoïde. Après une base argileuse brune, on observe 3 m de silts pulvérulents avec passées de sable très fin, et quelques lits irréguliers de coquilles. Ces coquilles prélevées dans les 40 cm inférieurs affichent un âge ^{14}C de $33\ 200 \pm 2\ 700$ B.P. (MFD 363, annexe 5). On passe ensuite progressivement à un silt brun (2-3 m), à coquilles rares et très fragiles. Une couverture pelliculaire de blocs basaltiques, holocène, recoupe ces dépôts d'origine palustre.

Le long des oueds, les dépôts D^2 sont recouverts par un conglomérat a^2 fortement rubéfié (terrasse d'âge Pléistocène terminal).

Le long de l'oued Kori, on constate que les limons D^2 ont été faillés (N 105) et basculés vers le nord (5°) antérieurement au dépôt de la couverture de galets a^2 .

4.4. — a^2, g^2 : DÉPÔTS FLUVIATILES ET ÉOLIENS, COUVERTURES DE GLACIS DU PLÉISTOCÈNE TERMINAL

Le Pléistocène terminal ($\approx 18\ 000 - 10\ 000$ B.P.) est une période de grande aridité enregistré par des terrasses et des cônes fluviaux à éléments très grossiers a^2 souvent fortement rubéfiés (dans le Gaggade en particulier), par des sables éoliens a^2 parfois entrecoupés de passées grossières de sables et de graviers ruisselés (par exemple au sud ouest du Hanlé), ou par des glacis bien marqués dans le paysage, à épaisse couverture constituée d'énormes blocs basaltiques g^2 (Gobaead, secteur d'As Ela).

5. — Formations holocènes

Dépôts fluviaux et lacustres, couvertures de glacis de l'Holocène inférieur et moyen : $l^2, a^3, c, c_1, a^3_{II}$

5.1. — l^2, a^3 : LIMONS FLUVIATILES, TERRASSES FLUVIATILES ET COUVERTURE DE GLACIS

Les limons l^2 affleurent principalement le long de l'oued Chekheyti.

Dans le bassin du Hanlé, l'installation de la phase climatique humide de l'Holocène inférieur se manifeste d'abord par le dépôt de limons très fins, surmontés de calcaires lacustres c qui enregistrent l'extension maximale du lac holocène.

Point JH 904 574

On observe 4 m de limons argileux brun ocre, à nombreuses traces de racines et à dragées de quartz. Ces limons contiennent des coquilles de gastéropodes terres-

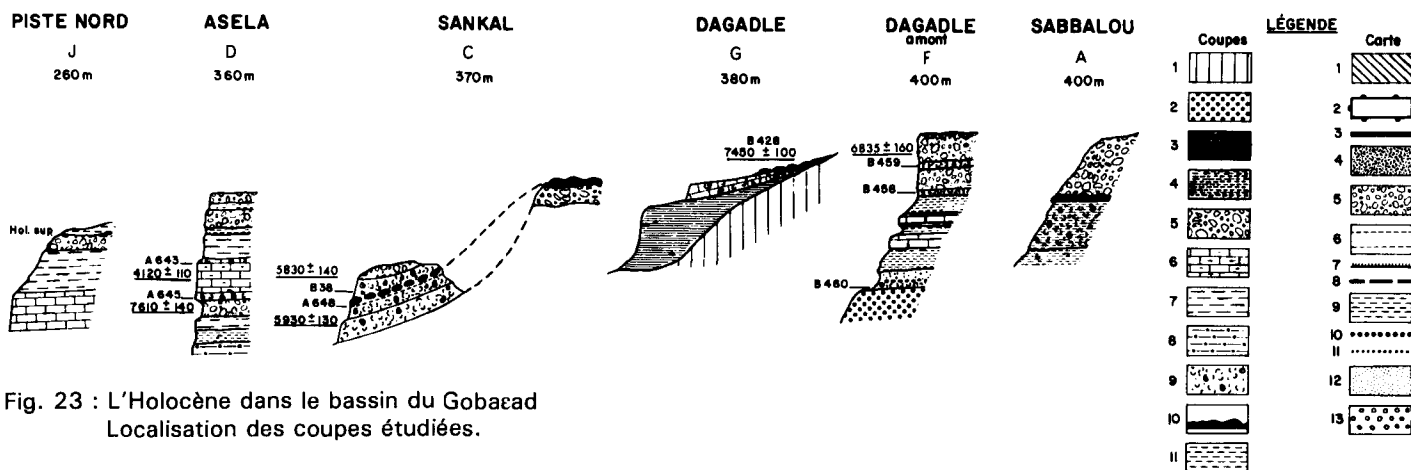
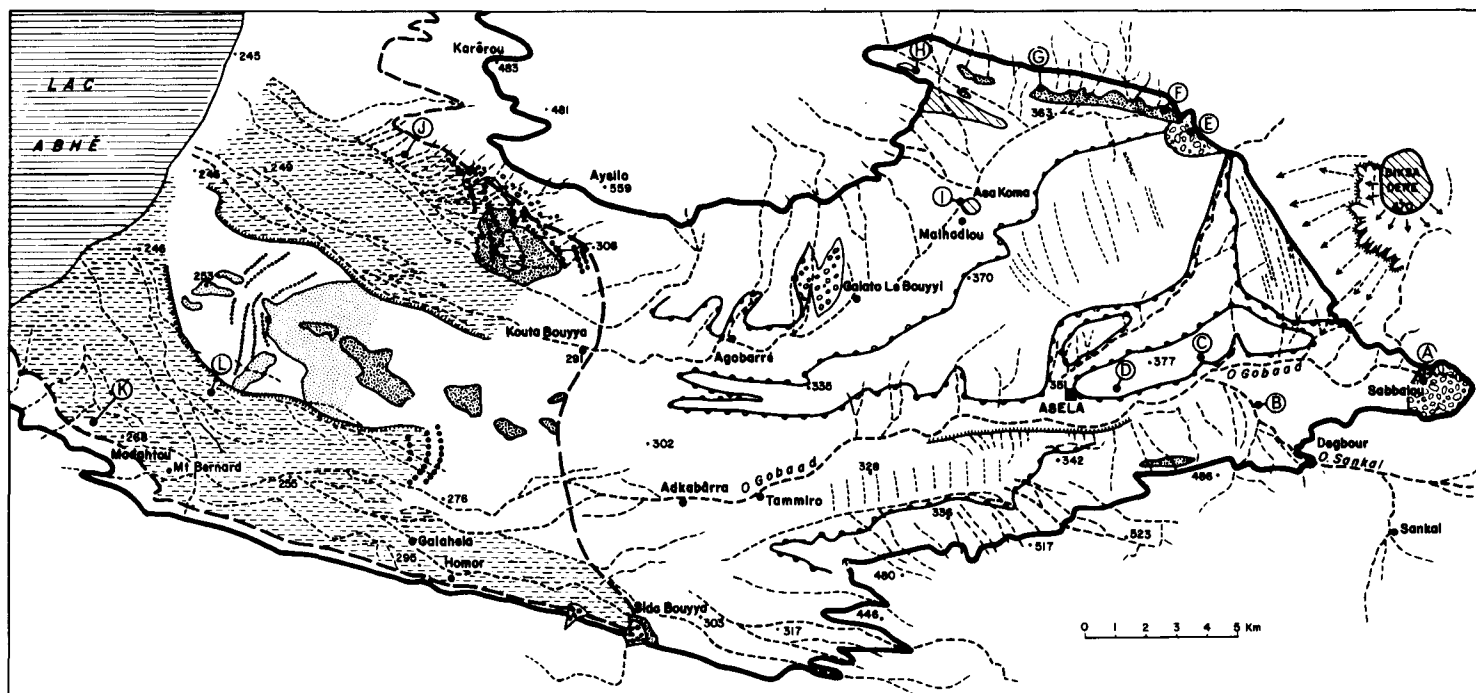


Fig. 23 : L'Holocène dans le bassin du Gobæad
Localisation des coupes étudiées.

Légende des coupes :

1 : basalte ; 2 : sables à ossements ; 3 : diatomite (Pléistocène supérieur) ; 4 : silts (Holocène inférieur et moyen) ; 5 : conglomérat ; 6 : calcaire argileux à Diatomées (Holocène inférieur et moyen) ; 7 : argile à Diatomées (Holocène inférieur et moyen) ; 8 : argile graveleuse ; 9 : coquilles lacustres ; 10 : encroûtement algair (Holocène inférieur et moyen) ; 11 : argile sans Diatomées (Holocène supérieur).

Légende de la carte :

1 : basalte ; 2 : limite de la vieille surface (anté Pléistocène supérieur) découpée dans les argiles de la formation de Dikhil et les sables à ossements ; 3 : ligne d'extension maximale du lac Holocène inférieur ; 4 : calcaires lacustres d'âge Holocène inférieur et moyen ; 5 : couverture de galets recoupant le calcaire holocène ; 6 : lignes de régression du lac Holocène moyen ; 7 : entaille des oueds post Holocène moyen ; 8 : ligne d'extension maximale du lac Holocène supérieur ; 9 : argile Holocène supérieur ; 10 : cordons littoraux (à galets basaltiques) Holocène supérieur ; 11 : cordons littoraux (sableux) Holocène supérieur (subactuels) ; 12 : sables à ossements, et dunes actuelles ; 13 : cônes fluviatiles actuels.

tres datées de 8920 ± 250 BP (MFD 368, annexe 5). Ces faciès évoquent une zone épisodiquement inondée par des eaux calmes chargées de particules en suspension. On passe progressivement à une argile silteuse grise, stratifiée, avec racines calcifiées. Vient ensuite 1 m de calcaires lacustres c , à débit polygonal, disposés en deux niveaux principaux. Ces calcaires sont surmontés de silts gris clair à coquilles lacustres remaniées, puis d'une couverture de glaci a^3 .

Point JH 816 558. Secteur de Dalahammallou (fig.22)

Un profil de 5,50 m de hauteur montre une accumulation de limon brun clair (unités 1 à 4), légèrement sableux dans la partie supérieure, entrecoupée de 6 paléosols avec racines calcifiées, puis de limons sableux avec trois lits de pouppées calcaires (unité 5). L'ensemble est recoupé par un glaci a^3 , (unité 6) à couverture de blocs basaltiques (30 cm), sur lequel reposent les calcaires lacustres c . A quelques dizaines de mètres vers le sud, ces calcaires se présentent en deux bancs d'environ 1,50 m d'épaisseur. L'analogie de faciès avec la coupe précédente conduit à rattacher les limons à l'unité l^2 .

Point JH 788 603

Des limons l^2 , ocres, sont recouverts d'un banc de cinérite massive gris foncé de 40 cm d'épaisseur, puis de calcaire c . Ces cinérites ont calciné une végétation palustre, comme en témoignent d'abondants fragments de charbon, épidermes de plantes supérieures et diatomées épiphytes. Ces cinérites représentent la dernière manifestation volcanique de ce secteur, dont le point d'émission n'a pas été reconnu.

L'unité a^3 correspond à la surface de transgression du lac holocène. Dans le Gobæad, la couverture de cette surface représente le remaniement de surfaces antérieures Qa^2 , et g^2 . Il s'agit d'une pellicule de graviers à abondante matière limoneuse.

5.2. — c, c_1, l : CALCAIRES ET LIMONS LACUSTRES, ET TRAVERTINS DE SOURCES D'ÂGE HOLOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN

Ces dépôts témoignent de l'existence de grands lacs holocènes occupant les bassins du Gobæad (extension du lac Abhé), du Hanlé-Dobi, et du Gaggade. Ces lacs ont laissé de nombreux témoins. L'extension maximale des lacs est souvent bien matérialisée par d'anciennes lignes de rivage. Sur les falaises rocheuses, la limite supérieure des beines d'érosion formées durant la régression du lac est bien visible. Les paléorivages sont parfois soulignés par des lignes horizontales d'encroûtements stromatolitiques. Sur les hauts fonds, et dans les secteurs à pente douce, s'observent des faciès de plages (accumulation de coquilles, oncolites ou stromatolites, galets roulés...). Dans le fond des bassins du Gobæad et du Hanlé, les dépôts de fond sont représentés par des calcaires de précipitation chimique c (calcite faiblement magnésienne) riches en frustules de diatomées planctoniques. Vers les marges des bassins, et dans le graben de Gaggade, la fraction détritique fine apportée par les cours d'eau joue un rôle important dans la sédimentation. Les organismes associés (diatomées, mollusques, ostracodes) témoignent de milieux d'eau douce de type palustre. Ces anciens lacs ont fait l'objet d'une étude détaillée publiée dans les ouvrages de GASSE (1975 ; 1977), et GASSE et STREET (1978). Nous renvoyons à ces ouvrages pour la description et l'interprétation de nombreuses coupes bien situées dans le temps par les datations ^{14}C reportées en annexe 5. Nous ne présenterons ici que quelques coupes de référence et résultats inédits.

5.2.1. — GOBÆAD

- Les lignes de rivage

L'étude détaillée des fluctuations de niveau du lac Abhé (GASSE, 1975, 1977) indique que :

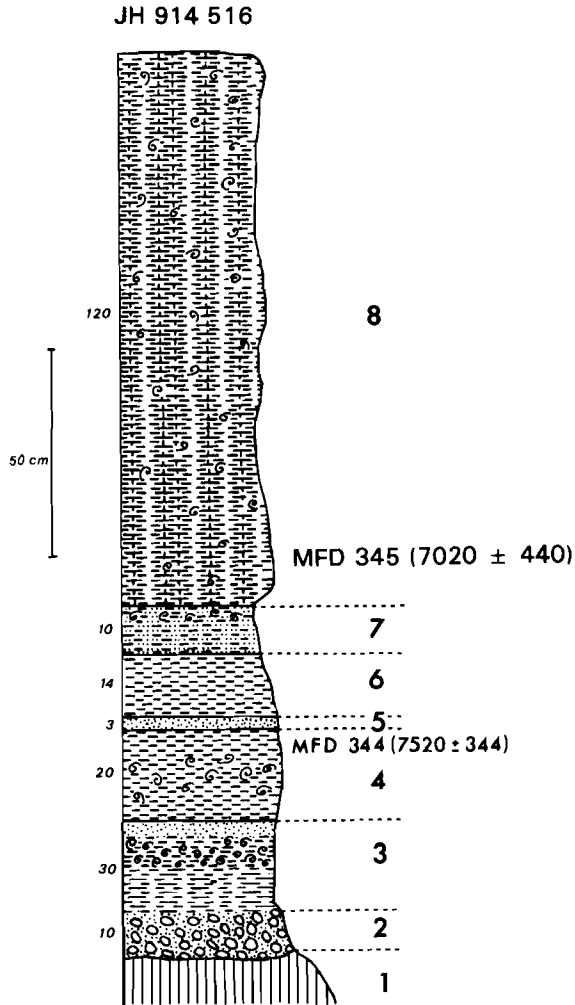


Fig. 24 : Sédiments lacustres holocènes du Hanlé

- . le lac atteint la cote 400 m entre environ 9400 et 8400 BP.
- . une régression importante se situe entre environ 8000-7500 BP.
- . un nouveau stade de haut niveau lacustre (380 m) se manifeste entre environ 7000 et 6200 BP. Les conditions lacustres se détériorent ensuite, et le lac s'assèche postérieurement à 4000 BP.
- . les oscillations du lac Abhé au cours de l'Holocène supérieur restent de faible ampleur (amplitude maximale 70 m), et n'affectent donc pas la partie du Gobacád représentée sur la feuille de Dikhil.

- Les dépôts de fond

Quelques coupes parmi les plus représentatives sont illustrées par la figure 23. Les âges ^{14}C mesurés des sédiments lacustres du Gobacád se situent entre 8000 et 4100 ans BP.

Nous n'avons pas observé de déformations tectoniques affectant les sédiments holocènes dans le bassin du Gobacád.

5.2.2. – HANLÉ

- Les lignes de rivage

Au sud du graben, la ligne d'extension maximale du lac holocène (cote 280 m environ) est représentée par un gigantesque cordon littoral en arc de cercle, s'appuyant indifféremment sur des basaltes ou des sédiments pléistocènes. Sur les escarpements abrupts ou sur les glacis anciens, le haut rivage est souvent marqué par un replat de quelques mètres de large dû à l'action des vagues, et recouvert de stromatolites. Ces stromatolites tapissent également les hauts fonds de l'ancien lac. Ils forment un encroûtement à structure radiaire entourant les blocs basaltiques. Au point JH 940 517, on observe, sur l'encroûtement de 15 cm d'épaisseur totale, trois générations de stromatolites, correspondant à des oscillations du niveau des eaux. Les couches interne et externe affichent des âges ^{14}C de 6410 ± 180 BP, et 6150 ± 120 BP respectivement.

Au point JH 876 513, le long de l'escarpement occidental, la ligne de rivage a été déformée de 6-8 mètres sous l'action de deux failles N 110 et N 150 postérieurement à environ 6000 BP.

- Les dépôts de fond c, c₁

Les sédiments lacustres sont représentés par des calcaires c ou des limons calcaires c₁. L'ensemble atteint jusqu'à 4 m d'épaisseur et se présente fréquemment en deux bancs séparés par un mince niveau d'argile ou de sable. Le banc supérieur passe vers le haut à des silts généralement recoupés par des dépôts fluviaux ou formant la surface du glacis a³. La coupe ci-dessous est décrite à titre d'exemple.

Point JH 914 516 (fig.24)

Des sédiments lacustres holocènes s'étendent au pied d'un relief basaltique. De bas en haut, on observe :

1. un basalte ;
2. un sable ocre avec galets de basalte (10 cm) ;
3. un silt argileux beige brun (5 cm) passant progressivement à un silt calcaire pulvérulent gris clair, riche en coquilles, puis à un sable gris jaune (3 cm) ;
4. un banc de silt calcaire riche en coquilles de *Melanoïdes* datées de 7520 ± 310 BP (MFD 344, annexe 5) ;
5. un sable jaune (3 cm) ;
6. un banc de silt calcaire (14 cm) ;
7. en ravinement, un sable limoneux (5-10 cm), riche en coquilles souvent brisées (remaniées), marquant une interruption de la sédimentation lacustre ;
8. un banc massif de calcaire silteux blanc gris, homogène, à rares coquilles éparses (1,20 m). Les coquilles prélevées à la base de ce banc affiche un âge ^{14}C de 7020 ± 440 BP (MFD 345, annexe 5). La flore de diatomées de ces dépôts reflète l'existence d'un grand lac d'eau douce aux eaux légèrement alcalines.

Comme le lac Abhé, le lac du Hanlé semble avoir subi une brève régression vers 7500 BP. Aucun témoin lacustre d'âge Holocène supérieur n'a été observé dans la partie du Hanlé représentée sur la feuille de Dikhil, bien qu'il en existe plus au nord (région de Yoboki, Dobi) (FONTES et al., 1973 ; GASSE, 1975).

Les dépôts lacustres holocènes sont, en plusieurs points, affectés de déformations. Par exemple, au point JH 907 749, les prismes de calcaires ont été basculés avec décollement et glissement au niveau des plans argileux. Les pendages sont variables selon les blocs. Ces déformations ne sont visibles qu'au niveau du banc calcaire, rigide, et dont l'altitude générale est restée inchangée. Elles sont attribuées à un séisme, non décelable dans les matériaux souples, argileux, sus- et sous-jacents. Dans le secteur de Garrabayis (point JH 909 584), les silts calcaires à débit prismatique, datés de 8860 ± 230 BP (MFD 500, annexe 5) sont également basculés et leur pendage moyen est N 4-N 20, quelques degrés W. Cette déformation pourrait être due à l'activité de fractures N 70-N 80 affectant également la couverture de glacis a^3 de ce secteur. Au point JH 906 566, une fissure ouverte N 90-N 100 affecte les calcaires c, et se prolonge par le rejeu d'une faille dans les basaltes de l'escarpement. Cette fissure ne date pas de plus de quelques années à en juger par la fraîcheur de ces lèvres et la jeunesse des arbustes qui l'occupent.

- Les travertins liés à l'activité hydrothermale t

Les constructions de travertins hydrothermaux sont nombreuses dans le Hanlé. Dans la moitié nord du graben, les travertins se situent sur des failles de direction N 60-N 70 ou N 120, et ils sont incontestablement synchrones de la sédimentation des calcaires et silts calcaires holocènes.

Ainsi, au point JH 846 688, des coquilles associées à l'un de ces travertins, à la base d'un épisode calcaire, ont fourni un âge ^{14}C de 7095 ± 210 BP (base du deuxième épisode lacustre holocène) (MFD 506, annexe 5). Dans la moitié sud du bassin, les fissures d'alimentation en eau hydrothermale, lorsqu'elles sont visibles, ont soit une direction N 140-N 120 (direction générale du graben), soit N 170 ou N 110. Rien ne permet d'avancer un âge pour les importantes constructions hydrothermales de Dallahammallou et de Garabbayis qui peuvent être, de plus, polygénétiques.

Si ces travertins, comparables aux « cheminées » du lac Abhé (FONTES et POUCHAN, 1975) reflètent sans aucun doute la mise en présence d'eau thermale et d'eau lacustre, l'origine géographique des eaux résurgentes pendant les phases lacustres holocènes ne peut pour l'instant être précisée. Il est probable qu'une grande partie de ces eaux aient été des eaux météoriques infiltrées sur le bassin versant de l'oued Chekheyti, et en particulier sur le bassin de Dikhil, à couverture perméable et exondé durant tout l'Holocène.

5.2.3. — LE GAGGADE

- Les lignes de rivage

La ligne d'extension maximale du lac holocène se suit tout autour du bassin, à l'altitude d'environ 160 m. Au sud et au nord de la dépression, sur les couvertures de glacis d'âge Pléistocène, on observe fréquemment une multitude de cordons littoraux marquant la dernière régression lacustre. Le long des escarpements, le haut rivage est parfois matérialisé par des placages à faciès de plage soulignant des replats topographiques bien marqués. Une accumulation de coquilles emballée dans une matrice silteuse et perchée sur un cône d'éboulis le long de l'escarpement occidental a fourni un âge ^{14}C de 6820 ± 110 BP (MFD 530, annexe 5). Pendant les stades de haut niveau lacustre holocènes, le graben de Gaggade était relié au lac Asal par le chenal de l'oued Kalou, pour formé un lac unique d'environ 1100 km².

- Les dépôts de fond c_1 ,

Au sud du bassin de Gaggade, le conglomérat rubéfié formant la couverture du glaciaire g^2 est recoupé par un conglomérat noir à blocs de plus en plus grossiers vers le sommet a^3 . Viennent ensuite des silts d'âge holocène. A l'aval de l'oued Kori, il s'agit d'une épaisse accumulation de limons clairs finement stratifiés, riches en coquilles, et qui présentent souvent un faciès rubané en couches beige clair et gris brun de quelques centimètres d'épaisseur. De nombreux niveaux de sable s'intercalent dans ces silts, et témoignent de l'importance des apports détritiques fluviaux pendant l'épisode de haut niveau lacustre. Leur épaisseur totale atteint un maximum d'une dizaine de mètres (point KH 054 650 par exemple). Ces limons c_1 sont de couleur ocre à l'aval de l'oued Earoli. La flore de diatomées contenue dans ces sédiments (*Epithemia zebra*, *Cymbella spp.*, *Gomphonema spp.*) reflète l'existence de milieux palustres, peu profonds et riches en végétaux aquatiques.

Les silts lacustres c_1 sont recoupés par un glaciaire à couverture sombre, basaltique a^3 .

Les sédiments lacustres holocènes du Gaggade ont été datés en deux points, de 7885 ± 150 ans BP (point KH 008 783), et de 8630 ± 250 ans BP (point KH 080 760) (FONTES et al., 1973).

L'unité c_1 n'affleure que sur le pourtour du Gaggade, en raison de son effondrement sous le niveau de la plaine dans la partie centrale du bassin. Cet effondrement est lié à l'activité récente d'accidents de direction N 140, N 180-N 10, N 20-N 40, et N 70-N 90. Ces accidents, cachetés par des épandages postérieurs, n'apparaissent souvent que comme des linéaments. Toutefois, au point JH 983 735, l'activité d'un accident N 140 est matérialisée par les faits suivants. A la faveur d'un miroir de faille affectant un glaciaire récent a^3, a^4 , les silts holocènes c_1 affleurent. On constate que cet accident a joué au moins deux fois depuis le dépôt de l'unité c_1 . En effet, à la base de la coupe, de 1 m de hauteur, on observe 50 cm de silts c_1 , à débit prismatique. Ces prismes, qui correspondent à des fentes de dessiccation, ont subi un séisme dont témoigne leur fauchage, dans l'ensemble vers le sud. Ces silts en prismes bousculés sont recouverts par des limons à stratification parfaitement horizontale, puis par la couverture du glaciaire a^3 . Le mouvement qui a déformé les prismes est donc d'âge Holocène inférieur ou moyen. Le miroir de faille est d'âge Holocène supérieur.

- Travertin de source

Au sud du graben (point KH 087 619), un petit affleurement de travertin riche en restes de végétaux calcifiés et en coquilles s'aligne sur un accident N 10. Il s'agit d'un dépôt de source dont l'âge ^{14}C , mesuré sur coquilles, est de 6320 ± 470 ans BP (MFD 297, annexe 5).

5.3. — a_{II}^3 : CORDONS LITTORAUX, LIMONS ARGILEUX (FACIÈS DE RÉGRESSION DES LACS DE L'Holocène MOYEN)

Lors de leur dernier retrait, les grands lacs de l'Holocène moyen ont abandonné une multitude de cordons littoraux. Ceux-ci sont bien visibles dans le bassin du Gobæad, sur la surface a^3 à couverture grossière (fig.23). Les derniers dépôts aquatiques de l'Holocène moyen s'observent le long de la gouttière de l'oued Gobæad ; il s'agit d'une mince pellicule de limons a_{II}^3 , s'emboîtant au pied des buttes de calcaires lacustres c . Ces limons a_{II}^3 forment une surface à pente très régulière sur laquelle s'observent de nombreux cordons littoraux, considérés comme les cordons les plus récents repérés sur la feuille de Dikhil.

Des cordons littoraux et de beines d'érosion sont également visibles sur tout le pourtour des anciens lacs Hanlé et Gaggade. Ces lignes de régression sont particulièrement nettes au sud du Gaggade, sur la surface des cônes pléistocènes a^1 .

Formations sédimentaires d'âge Holocène supérieur : $a^3, a^4, a_1^4, a_{II}^4, d^1, a^5, l^3, d^2$

5.4. — a^3 : ALLUVIONS FLUVIATILES, COUVERTURES DE GLACIS ET CÔNES D'ÉBOULIS D'ÂGE HOLOCÈNE SUPÉRIEUR

L'unité a^3 , très étendue sur l'ensemble de la carte de Dikhil, correspond à des accumulations détritiques très grossières recoupant toutes les formations antérieures. Elle reflète un climat de type aride succédant aux phases humides de l'Holocène inférieur et moyen. Elle est particulièrement développée dans le Hanlé, où il s'agit principalement de cônes fluviatiles. Dans ce bassin, la direction des écoulements fluviatiles a été en grande partie régie par la tectonique, et est liée au jeu constant des accidents N 70 et N 120.

L'unité a^3 correspond également à des glacis de versant et à des cônes d'éboullis (dont certains sont encore actifs à l'Actuel) jalonnant les escarpements. Des terrasses fluviatiles a^3 longent les oueds principaux.

5.5. — a^4, a_1^4, a_{II}^4 : ALLUVIONS FLUVIATILES RÉCENTES

L'unité a^4 correspond à une terrasse fluviale s'étendant à 50 cm-1 m au-dessus du lit majeur des oueds actuels. Cette terrasse est constituée de dépôts très hétérogènes (limons, sables, graviers, blocs). Elle n'est inondée qu'à la suite d'orages exceptionnellement violents.

Les unités a_1^4 et a_{II}^4 ont été distinguées dans le bassin du Hanlé, le long de l'oued Chekheyti (secteur d'Alloumbolto). Ce sont des terrasses emboîtées, limoneuses et graveleuses, et perchées à quelques mètres au-dessus de la terrasse a^4 . Ces deux terrasses sont très vraisemblablement liées aux mouvements tectoniques récents de ce secteur, responsables du surcreusement de l'oued Chekheyti dans ses propres alluvions.

5.6. — d^1 : DUNES CONSOLIDÉES

Des dunes de 3 à 4 m de hauteur, fixées par la végétation, s'observent dans le Gobæad et dans le bassin du Hanlé. Nous n'avons pas observé de directions majeures dans ces anciens champs de dunes.

5.7. — a^5 : ALLUVIONS FLUVIATILES ACTUELLES

L'unité a^5 représente le lit majeur des oueds actuels. La nature et la granulométrie des dépôts dépendent de la pétrographie et de la pente du bassin versant.

5.8. — l^3 : LIMONS ACTUELS

Les limons l^3 comblent le fond des dépressions endoréiques du Dada Weyn et du Gaggade. Dans le Gaggade, les directions tectoniques actuellement actives, N 70, N 30, N 120-N 130 et N 180 se manifestent sous forme de linéaments et par des modifications constantes des systèmes d'écoulement à la surface de ces limons l^3 .

5.9. — d^2 : DUNES ACTUELLES

De petites dunes actuelles s'étendent sur de faibles surfaces dans les bassins du Gobæad, du Hanlé et du Gaggade. Les directions majeures visibles dans les champs de dunes semblent fluctuer en fonction des saisons (à l'exception de quelques barkhanes qui paraissent stables au pied du Dimbir Kôma, bassin du Gaggade).

CONCLUSIONS

La série basaltique du Dalha (9-4 M.A. environ) est la série la plus ancienne affleurant sur la carte de Dikhil. Elle affleure au SE, dans le massif de Qoton. Elle représente la couverture basaltique du « horst d'Aysha'a-Éali Sabîh ». Ici, son épaisseur est assez faible mais on est éloigné des principales zones d'émission du golfe de Tadjoura : c'est en effet cette série qui marque le début du volcanisme d'expansion est-ouest, succédant aux mouvements d'ouverture de la Mer Rouge. Des sédiments calcaires intercalés dans cette série affleurent en de rares points de la carte. Dans la zone étudiée, la série est basculée vers le NO par des failles normales de direction N 40-N 60, longeant la frontière NO du horst d'Éali Sabîh.

L'ouverture, à partir de 4 MA, du golfe de Tadjoura coïncide, en Afar, avec la mise en place de la série stratoïde. Le sud de la Mer Rouge devient inactif et les mouvements d'expansion passe par le golfe de Tadjoura et l'Afar. La série stratoïde, véritable « plancher océanique » de l'Afar, forme l'essentiel des terrains rencontrés sur la carte de Dikhil $\beta_{s_{1-iv}} \dots$. Elle peut atteindre de grandes épaisseurs : plus de 1000 mètres dans la falaise de Gamarri, plus au nord. Ici, les marges sont proches : au sud de la carte, on trouve seulement 250 à 300 mètres de trapps stratoïdes. Trois sous-ensembles (série stratoïde inférieure, moyenne et supérieure, $\beta_{s_1}, \beta_{s_{ii}}, \beta_{s_{iii}}$) sont distingués. Ils sont séparés par des sédiments lacustres parfois épais qui se sont accumulés pendant les phases d'accalmie volcanique dans des zones alors déprimées.

La série stratoïde est d'abord affectée de failles normales N-S-N 160, puis découpée, par des failles normales, en une mosaïque de fossés abaissés et de zones surélevées (Gobæad, Dakka, Hanlé, Dirdir, Gaggade, Oklilaçou, Éounda Hemed, Sita...). Les directions des failles principales passent alors à N 90, et N 130, direction des grabens.

L'apparition des grabens (rifts ?) de la série stratoïde dans la zone Abhé-Éasal se fait progressivement. On passe du Gobæad, apparaissant au SO il y a un peu moins de 3 M.A. de direction N 80-N 100, à Éasal actuellement actif au NE, de direction N 130 (fig.25).

Sont associés à la série stratoïde, des massifs acides ρ_{s_1} et $\rho_{s_{iii}}$ qui apparaissent à la croisée des directions principales des grabens et des directions perpendiculaires (N 40-N 60). Le massif de Éaysilo est mis en place en marge du graben du Gobæad, il y a 2,7 M.A. Il en va de même pour le massif rhyolitique de Babba Olou, il y a 2,3 M.A. le long du bassin du Hanlé. Enfin, il y a moins de 1 M.A., au sud du rift d'Éasal, sont émises les rhyolites d'Egerçaleyta (fig.12).

La série stratoïde est traversée, par endroits, de chapelets de petits volcans et cônes de scories $\beta_{s_{iii}}$, alignés sur des fissures émissives de direction légèrement oblique par rapport à celles des grands grabens. Au voisinage du rift d'Éasal, au NE de la carte, les coulées de basaltes des marges externes d'Éasal β_g , viennent se

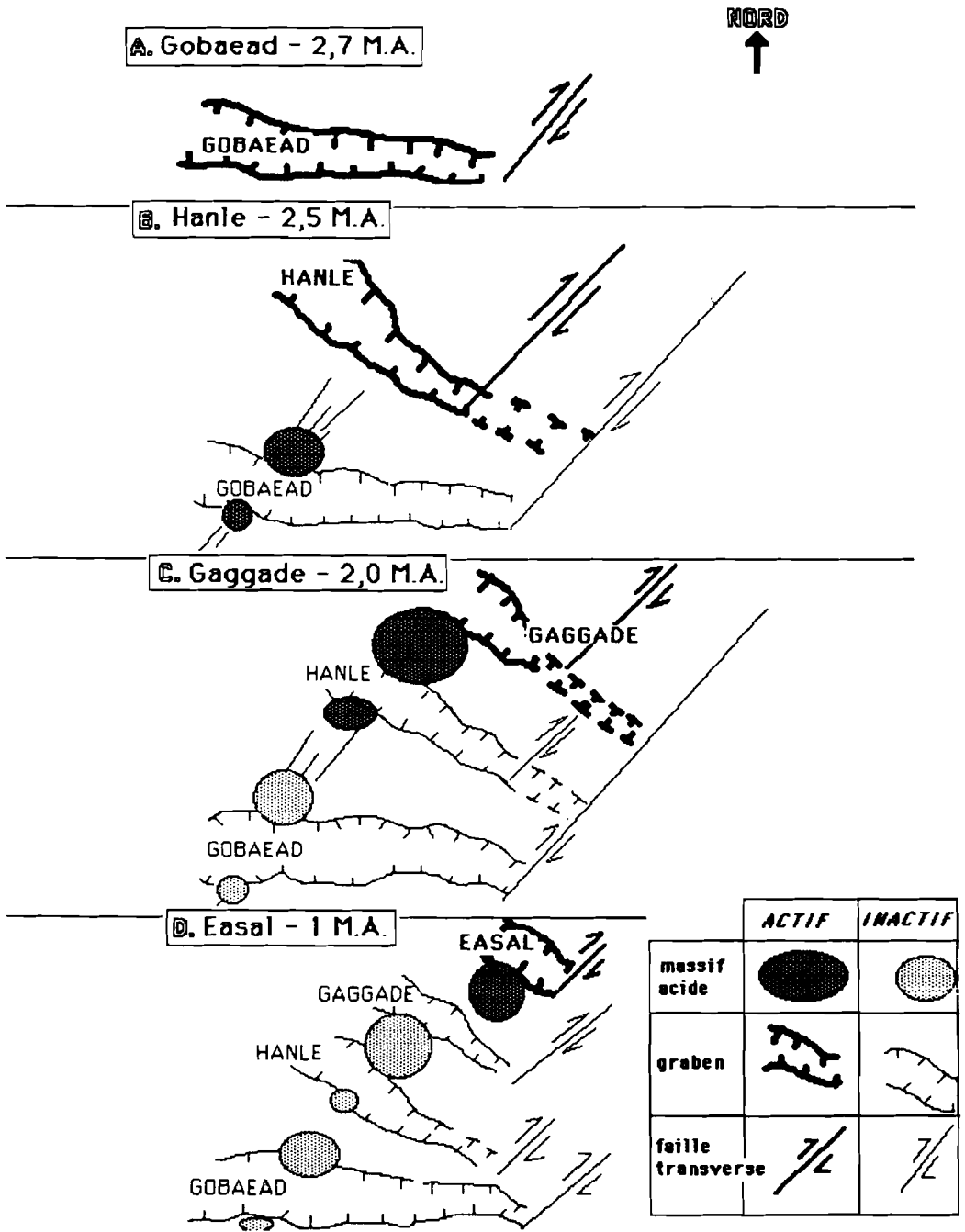


Fig. 25 : Synthèse des principaux événements tectoniques et volcaniques depuis 3 M.A. entre Abhé et Easal.

mettre en place. L'âge de ce dernier volcanisme fissural varie également progressivement du SO au NE. Il est de 1,7 M.A. autour du Gobacad, mais à l'approche d'Éasal, son âge passe à moins de 900.000 ans B.P.

L'étude des formations sédimentaires confirme et précise le schéma d'ouverture des grabens successivement du SO au NE. Les dépôts les plus anciens Pa, Pa², P¹, P¹, contemporains de la série stratoïde, affleurent sans couverture basaltique dans le bassin du Goabead-Dikhil. Les sédiments P¹ passent sous quelques coulées basaltiques peu épaisses à l'extrémité NW du bassin de Dikhil. Ils affleurent vers le sommet des escarpements en bordure des bassins du Hanlé, du Gaggade et d'Éasal, comblés par des sédiments plus récents.

Actuellement, l'activité tectono-volcanique est concentrée principalement sur le rift d'Éasal. On ne trouve pas, sur la carte de Dikhil, de manifestations volcaniques postérieures à 800 000 ans BP, hormis un petit niveau de cinérite holocène en bordure W du Hanlé dont le centre d'émission reste inconnu. Les fumerolles et sources chaudes émergeant le long des failles bordières des grands grabens sont toutefois des indices d'activité. L'analyse détaillée des accidents affectant les sédiments quaternaires montre également que les bassins du Hanlé et du Gaggade sont affectés, depuis leur mise en place, de mouvements tectoniques discrets.

Dans le graben du Hanlé, l'étude des formations sédimentaires permet de dégager les quelques faits tectoniques ci-dessous :

- Mouvements grossièrement parallèles à l'axe du graben

- La direction initiale N 150-N 130 a rejoué constamment depuis la mise en place du graben, mais discrètement au cours du Quaternaire supérieur.

- La direction N 120, qui est celle de l'Unda Dobi, se manifeste dans la moitié nord du bassin par des failles ou des fissures d'âge Pléistocène supérieur à Actuel. Elle affecte principalement la moitié orientale et elle est actuellement très active à l'extrémité NE de la zone étudiée.

- Mouvements transverses par rapport à l'axe du graben

- Dans la partie sud, des fractures N 90-N 110, conjuguées semble-t-il à des accidents N 160-N 180 plus discrets, sont actives au cours de l'Holocène et sont responsables des grandes lignes du réseau hydrographique actuel.

- Au centre du bassin, la direction N 60-N 90, qui est celle limitant au sud les rhyolites de Babba Olou, s'est manifestée au cours du Quaternaire supérieur et est encore active à l'époque actuelle.

- Au nord, la tectonique est active, et la direction dominante (hormis la direction N 120) est N 70-N 90, associée à la direction N 30.

D'après les moyens d'observations utilisés, il semblerait que, au cours du Quaternaire supérieur, l'activité tectonique est d'intensité croissante et d'âge décroissant lorsqu'on se déplace du sud au nord.

En considérant l'évolution récente du réseau hydrographique, les résultats d'ensemble des mouvements récents semblent être un basculement vers le N-NW dans la zone sud et la zone centrale, un basculement vers le nord dans la zone centrale et la zone nord.

La direction N 140-N 160, direction du graben, est encore active à l'époque actuelle, mais de façon discrète. Une des directions majeures du Gaggade est la direction N 70 qui apparaît au sud des glaciaires de l'Addamaga et s'observe jusqu'à l'extrémité méridionale du graben. Les failles de cette famille sont d'âge Pléistocène moyen au sud, à Actuel dans tout le centre du graben. Elles sont responsables de l'effondrement des sédiments plio-pléistocènes à holocènes sous le niveau de la plaine et de

la désorganisation profonde du réseau d'écoulement de l'oued Kori. Cette direction est celle empruntée par l'oued Dimbir dont l'entaille relie les grabens du Hanlé et du Gaggade au sud du Babba Olou. La direction N 30 est aussi une direction majeure ; celle-ci ne semble intervenir qu'au centre de la plaine, à partir du Pléistocène supérieur. Elle paraît plus importante au nord qu'au sud. La direction N 120-N 130 affecte les sédiments d'âge Pléistocène inférieur à Actuel. Enfin, la direction N 180-N 10, secondaire, n'a été observée que sur des formations d'âge Holocène inférieur à supérieur.

L'évolution actuelle de la plaine de Gaggade résulte de l'action conjuguée des différentes familles de failles actives, en particulier des directions N 70, N 30 et secondairement N 120-N 130. Bien qu'un léger soulèvement semble exister le long de l'axe N 70 Mokoyta-Gahar Géra, l'avancée actuelle des chenaux d'écoulement vers l'aval semble indiquer un affaissement d'ensemble de la plaine limoneuse qui tend à s'effondrer selon son axe transversal N 70, c'est-à-dire dans le prolongement de l'oued Dimbir.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET SUBSTANCES UTILES

1. — Substances utiles

1. — PONCES, PERLITES ET MATÉRIAUX LIÉS AU VOLCANISME ACIDE

Tout le volcanisme acide lié à la série stratoïde est riche en substances utiles : ponces, perlites, ignimbrites dont les usages industriels et de construction sont multiples.

Aux rhyolites de la série stratoïde inférieure sont associés différents gisements :

- Dogorre Kôma (JH 868 672), ponces, perlites ;
- Ęasboli, Abaea (JH 730 614 et 736 615), 20 mètres de niveaux ponceux, 5 mètres de perlites, ignimbrites massives ;
- Babba Olou, oued Bayle (JH 861 701), 10 mètres d'accumulation de ponces dans une petite dépression ;
- Andaea (JH 920 688), perlites.

Pour les rhyolites de la partie supérieure de la série stratoïde, on peut noter un gisement dans le massif de Ęgerealeyta (KH 268 710), niveau de ponces pliniennes avec coulée perlitique visible au nord du défilé.

2. — POUZZOLANES, SCORIES

Les gisements de scories basaltiques et de pouzzolanes sont liés au volcanisme basaltique récent. Sur la carte de Dikhil, peu d'indices sont visibles. Les cônes de la série stratoïde supérieure possèdent des niveaux scoriacées, mais ils sont intercalés entre des coulées fines mais massives, ce qui en rend l'exploitation impossible.

Sur les petits volcans associés à la série des marges d'Ęasal β₆¹, on trouve des gisements de scories mais dont la taille reste minime.

2. — Géothermie

La vaste zone comprise entre le lac Abhé et le lac Ęasal est riche en indices géothermaux. Sur la carte de Dikhil, on peut noter la présence de 4 champs fumerolliens :

1. **Dalahammallou** (JH 816 559), au pied de la faille normale principale bordant le Hanlé au SO, travertins, sorties de vapeur chaude, fumerolle.

2. **Garabbayis** (JH 923 622 et 916 634), deux fumerolles importantes sortant sur la faille normale bordant le Hanlé au NE. Ce champs a fait l'objet, en 1984-85, de forages exploratoires à moyenne profondeur (200-300 mètres). Les gradients de température obtenus se sont avérés insuffisants pour passer à l'exploitation.

3. Oued Dimbir, trois zones fumerolliennes importantes situées sur une grande faille transverse de direction N 60, au-dessus de l'oued, en rive gauche : JH 932 668, JH 959 679, JH 978 691.

4. Sud-ouest Gaggade, deux fumerolles au pied de la faille normale bordant le Gaggade au So (KH 030 650).

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., FICCARELLI G., PIRINI RADRIZZANI C., SALVIETTI A., TORRE D. et TURI A., 1974 — Jurassic sequences from the Somali Coast of Gulf of Aden. *Riv. Ital. Paleont.*, 80, 3, 409-478.
- ABUCAR Mohallim Hassan, 1977 — Stratigrafia di alcune serie sedimentarie mesozoiche della costa somala del golfo di Aden. Thèse, Geol. Inst. Florence Universit. (Italie).
- Actes du COLLOQUE RIFT D'ASAL (DJIBOUTI, 23-29/02/1980) — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXII, 6, 796-1013.
- 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.
- BABBANI G., 1978 — L'uso del computer nella cartographia geologica : le isopache del Giurassico e del Cretaceo nella Somalia Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 97, 485-493.
- BACKER H., CLIN M. et LANGE K., 1973 — Tectonics in the Gulf of Tadjoura. *Marine Geology*, 15, 309-327.
- BAILEY D.K., MAC DONALD R., 1969 — Alkali Feldspar fractionation trends and the derivation of peralkaline liquids. *Amer. Journ. Sciences*, 267, 242-248.
- 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, 38-54. In: "*Afar Depression of Ethiopia*", Pilger et Rösler éd, Stuttgart, 416p.
- BARBERI F., VARET J., 1977 — Small-scale plate tectonics implication: volcanism of Afar. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 88, 1251-1266.
- BARBERI F., SANTACROCE R., 1980 — The Afar stratoid series and the magmatic evolution of east-african rift system. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXII, 6, 891-899.
- BEAUCHAMPS J., LEMOIGNE Y., 1973 — Age du faciès "Grès supérieurs" et du début du volcanisme des trapps dans le massif de Chercher (Province d'Harar, Ethiopie). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 276, 1525-1528.
- BERCKHEMER H., BAIER B., BARTELTSEN H., BEHLE A., BURKHARDT H., GEBRANDE H., MAKRISS J., MENZEL H., MILLER H. et VEES R., 1975 — Deep seismic soundings in the Afar region and on the highland of Ethiopia, 89-107. In: "*Afar Depression of Ethiopia*" Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 416p.

- BESAIRE H., 1949 — Carte géologique de la Côte française des Somalis, au 1/400 000, avec notice. Bureau géologique. Tananarive.
- BESAIRE H., 1949 — La Côte française des Somalis. Haut Commissariat de Madagascar et dépendances. Bureau géologique. Tananarive. Mimeo, 142p.
- BLANT G., 1973 — Bassins sédimentaires du littoral africain (Symposium de l'Association des Services géologiques africains). 2^e partie : littoral austral et oriental. Montréal, 1972.
- BOUCARUT M., CHESSEX R., CLIN M., DARS R., DEBON F., DELALOYE M., FONTES J.C., HAQUIN J.P., LANGGUTH R., MOUSSIE C., MULLER J., POUCHAN P., ROGER P., SEYLER M. et THIBAUT C., 1980 — A stratigraphic scale of the volcanic and sedimentary formations of the Republic of Djibouti, 515-526. In : "Geodynamic evolution of Afro-Arabian rift system" Accademia nazionale dei Lincei, éd., Rome, 705p.
- BOUCARUT M., CHESSEX R., CLIN M. et DELALOYE M., 1980 — Données géochronologiques K/Ar de roches volcaniques de l'Afar, partie nord de la République de Djibouti. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.*, 60, 263-269.
- BRUCHON R., 1972 — Comparaison des dispositions géologiques de part et d'autre du Golfe d'Aden. Thèse, Paris.
- BRUNI P., FAZZUOLI M., 1978 — Sedimentological observations on Jurassic and Cretaceous sequences from Northern Somalia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 95, 6, 1571-1588.
- BRUNI P., FAZZUOLI M., 1980 — Mesozoic structural evolution of the Somali Coast of the Gulf of Aden 193-207. In : "Geodynamic evolution of the Afro-arabian rift system", Accademia nazionale dei Lincei, éd., Rome. 705p.
- CANUTI P., GREGANIN A., PICCIRILLO E., SAGRI M. et TACCONI P., 1972 — Volcanic intercalation in the Mesozoic sediments of the Kulubi area (Harar, Ethiopia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 91, 6033-14.
- 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'Éali Sabih. Université de Bordeaux III.
- CLIFT W.O., 1956 — Sedimentary history of the Ogaden district (Ethiopia). In : XX^e Cong. Geol. Intern. Symp. *Yacimientos Petroleo Gas*, 1, 89-112 (Mexico).
- CLOCCHIATI R., BIZOUARD H., 1979 — Mise en évidence de la nature du liquide parental, de son évolution par cristallisation fractionnée et d'un mélange de magmas dans l'éruption fissurale du rift d'Asal (Rép. de Djibouti). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 289, 647-650.
- CNR-CNRS, 1975 — Carte géologique de l'Afar central et méridional au 1/500 000. *Geotechnip*, BEICIF, La Celle Saint-Cloud.
- COLLOQUE RIFT D'ASAL, 1980 — N^o spécial du *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 22, 6.
- COURTILLOT V., LE MOUËL J.L., 1978 — Le levé aéromagnétique de la Rép. de Djibouti. *IPG Observ. Magn.*, 39p.
- COURTILLOT V., GALDEANO A. et LE MOUËL J.L., 1980 — Propagation of an accreting plate boundary: a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjoura and Southern Afar. *Earth. Planet. Sc. Let.*, 47, 144-166.
- COURTILLOT V., 1980 — Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing. *Phs. Earth Planet. Inter.*, 21, 343-350.

- DEMANGE J., STIELTJES L., 1975 — Géologie du sud-est de l'Afar. *Bull. BRGM*, 2, IV, 2.
- DEMANGE J., STIELTJES L. et VARET J., 1980 — L'éruption d'Asal de nov. 1978. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, XXII, 6, 837-843.
- DREYFUSS M., 1929 — Sur la présence d'argiles gypsifères aux environs de Holl-Holl. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, 87-88.
- DREYFUSS M., 1929 — Etude de géologie et de géographie physique sur la Côte française des Somalis. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, IV, 4.
- FAIRHEAD J.D., GIRDLER R.W. 1970 — The seismicity of Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 267, 47-74.
- FAURE H., HOANG C.T. et LALOU C., 1973 — Structure et géochronologie U/Th des récifs coralliens soulevés à l'ouest du Golfe d'Aden (TFAl). *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), XV, 4, 393-402.
- FAURE H., 1976 — Les déformations des côtes et le modèle géodynamique de l'Afar, 148-155. In: "Afar between continental and oceanic rifting" Pilger et Rösler éd., Stuttgart, 216p.
- FIGARELLI G., PIRINI-RADRIZZANI C., TURI A., 1975 — Analyses of the microfacies of Antalo limestones in the Dire Dawe area (Ethiopia). *Boll. Soc. Géol. Ital.*, 94, 4, 759-770.
- FISCHER H., 1901 — Liste des coquilles recueillies par M. de Gennes à Djibouti et à Eali Sabih. *Journal de conchyologie*, 4, 3, 96-130.
- FONTES J.C., 1979 — Radiochronology and isotopic paleoclimatology of continental and marine late Quaternary deposits in the Republic of Djibouti. In "Geodynamic evolution of the Afro-arabian rift system", Intern. Symposium, Rome (April, 18-20), oral comm.
- FOURNIER M., GASSE F., RICHARD O., RUEGG J.C., (coordinateur GASSE F.), 1983 — Carte géologique de la République de Djibouti à 1:100 000. Feuille de Djibouti. ISERST - Ministère français de la Coopération, éd. ORSTOM, Paris, 70p.
- FREUND R., 1970 — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, London, 228, 453p.
- GADALIA A., 1980 — Les rhyolites du stade initial de l'ouverture d'un rift : exemple des rhyolites miocènes de l'Afar. Thèse 3^e cycle, Université Paris-Sud.
- GASSE F., 1975 — L'évolution des lacs de l'Afar central (Ethiopie et TFAl) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. Thèse Dr. Et., Université Paris VI, 406p.
- GASSE F., DELIBRIAS G., 1976 — Les lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) au Pléistocène supérieur. In : *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, S. Horie éd., Kyoto, 4, 529-575.
- GASSE F., FOURNIER M., DAGAINJ., MAZET G. et RICHARD O. — Carte géologique de la République de Djibouti ; feuille Dikhil à 1:100 000 et notice. ISERST, ORSTOM éd. (à paraître).
- GASSE F., STREET A., 1978 — Late Quaternary lake-level and environments of the Northern Rift Valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 24, 279-325.
- GASSE F., ROGNON P. et STREET A., 1980 — Quaternary history of the Afar and Ethiopian Rift lakes. In : "The Sahara and the Nile", Williams et Faure éd., Balkema (Rotterdam). 361-400, 10 fig., 1 tab.

- GASSE F., RICHARD O., ROBBE D., ROGNON P., WILLIAMS M.A.J., 1980 — Evolution tectonique et climatique de l'Afar Central d'après les sédiments plio-pléistocènes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXII, 6, 987-1001.
- GASSE F., FOURNIER M., 1983 — Sédiments plio-quaternaires et tectonique en bordure du golfe de Tadjoura (République de Djibouti). In : "*Rifts et Fossés anciens*". *Bull. des Centres de Recherches Exploration. Production Elf-Aquitaine*, 7, 285-300.
- GASSE F. (Coordinateur), FOURNIER M., RICHARD O., RUEGG J.C., 1983 — Carte géologique de la République de Djibouti à 1:100 000. Djibouti. Notice explicative. ISERST, Ministère français de la Coopération, éd. ORSTOM, Paris, 70 p.
- GASSE F. (Coordinateur), FOURNIER M., RICHARD O., RUEGG J.C., 1985 — Carte géologique de la République de Djibouti à 1:100 000. Tadjoura. Notice explicative. ISERST, Ministère français de la Coopération, éd. ORSTOM, Paris, 132p.
- GASSE F. et VARET J. (Coordinateurs), MAZET G., RECROIX (F.), RUEGG J.C., 1986 — Carte géologique de la République de Djibouti à 1 : 100 000. Eali Sabih. Notice explicative. ISERST, Ministère français de la Coopération, ed. ORSTOM, Paris, 104 p.
- GIRDLER R.W., 1970 — An aeromagnetic survey of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian Rift (a preliminary report). *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 267, 359-365.
- GOUIN P., 1979 — Earthquake history of Ethiopia and the horn of Africa. IDRC éd. 118 E, Ottawa, 259p.
- GRIFFITHS J.F., 1972 — The Horn of Africa. In: "*Climates of Africa*". 133-165, Els. Sc. Publ. Comp. (Amsterdam).
- HOANG C.T., LALOU C. et FAURE H., 1974 — Les récifs soulevés à l'ouest du golfe d'Aden (TFAI) et les hauts niveaux de coraux de la dépression Afar (Ethiopie); géochronologie et paléoclimats interglaciaires. *Coll. Int. CNRS*, 219, 103-116.
- I.S.E.R.S.T., 1978 — Carte géologique de la République de Djibouti au 1:100 000 ; feuille de Khor Angar. Université de Bordeaux III-ISERST.
- JONES P.W., 1976 — Le magmatisme au stade initial de la fracturation des plaques arabe, nubienne et somalienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVIII, 4, 829-830.
- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. et RICHARD O., 1980 — Géochimie des éléments en trace du magnétisme de l'Afar et de la mégastucture Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. fr.*, 7, XXII, 6, 945-957.
- LAPEYRE L., 1939 — Le climat de Djibouti. Thèse, Paris.
- LAUGHTON A.S., 1966 — The Gulf of Aden in relation to the Red Sea and the Afar depression of Ethiopia. The World Rift System. *Geol. Surv. Pap. Canada*, 66, 14, 78-97.
- LAUGHTON A.S., WHITMARSH R.B. et JONES M.T., 1970 — The evolution of the Gulf of Aden. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, 267, 227-270.
- LEPINE J.C., RUEGG J.C. et STEINMETZ L., 1972 — Seismic profiles in the Djibouti area. *Tectonophysics*, 15, 59-64.
- LEPINE J.C., 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., RUEGG J.C., 1976 — La séismicité du TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, XVIII, 841-846.

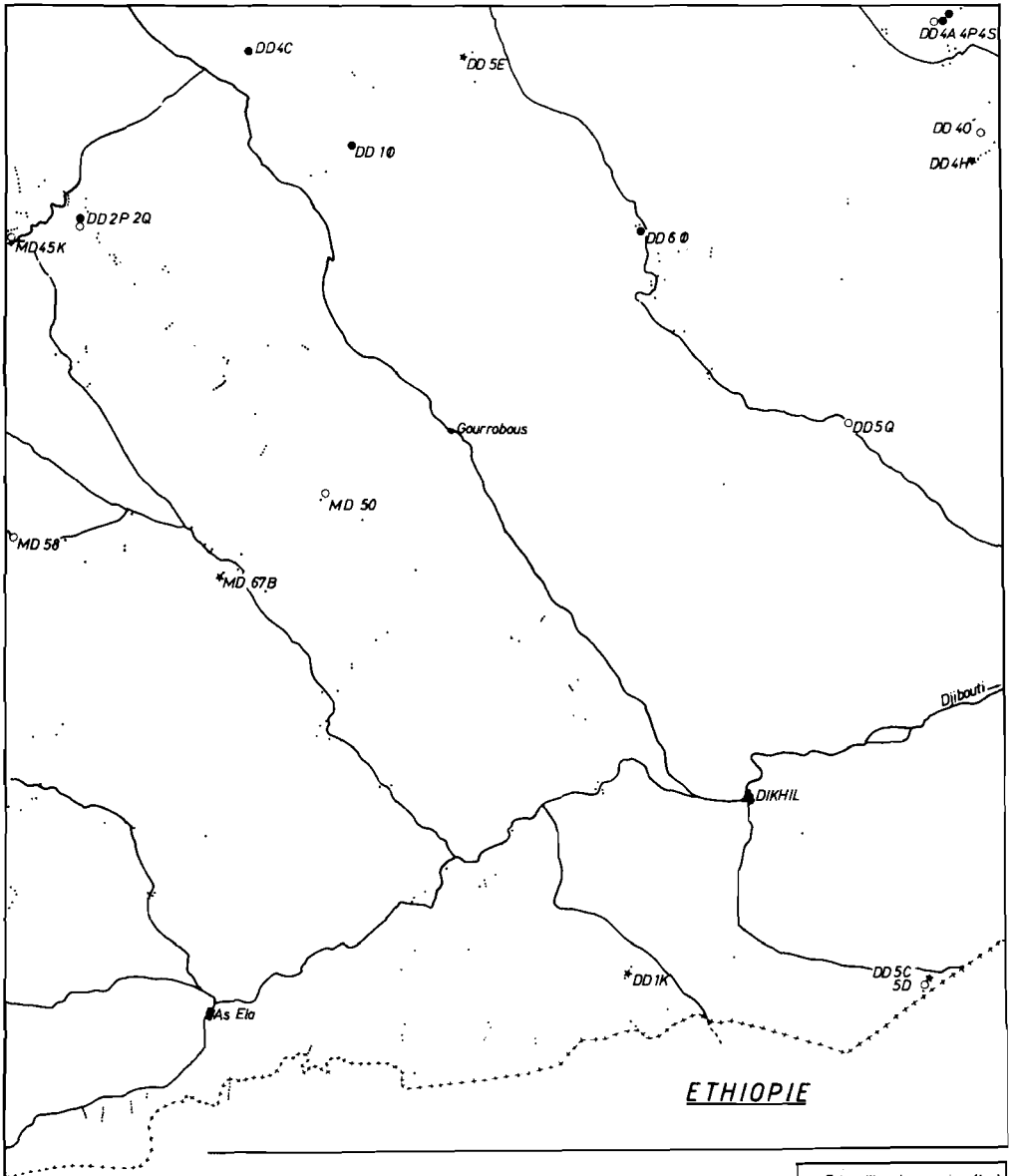
- LEPINE J.C., RICHARD O., RUEGG J.C., TREUIL M. et VARET J., 1976 — Mise en évidence d'une zone de faille transformante reliant la vallée axiale de la dorsale de Tadjoura à celle de Ghoubbet-Asal (TFAI). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 9.
- MAC FADYEN W.A., 1933 — *Geology of British Somaliland*. Crown Agents, London, 87p.
- MAC KENZIE D.P., DAVIES D. et MOLNAR P., 1970 — Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, London, 226, 243-249.
- MAKRIS J., ZIMMERMANN J., BALAN A., LEBRAS A., 1975 — Gravity study of the Djibouti Area. *Tectonophysics*, 27, 177-185.
- MARINELLI G., VARET J., 1973 — Structure et évolution du « Horst Danakil » (Ethiopie et TFAI). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, D, 1119.
- MERLA G., ABBATE E., CANUTI P., SAGRI M. et TACCONI P., 1973 — Geological map of Ethiopia and Somalia, scale 1:2 000 000. CNR Roma.
- MISSION de COOPERATION TECHNIQUE ALLEMANDE, 1982 — Hydrogéologie. Inventaire et mise en valeur des ressources en eau de la République de Djibouti. Rapport de mission Génie Rural Djibouti, 4 vol.
- MOHR P., 1970 — The Afar triple junction and sea floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 75, 7340-7352.
- MULLER J., DELAHAYE M., WEIDMANN M. et CHEESEX R., 1973 — K/Ar geochronology of the Èali Sabih volcanic area (French Afar and Issa Territory, East Africa). In : "Geochronological Abstracts", Cahen éd., Brussels.
- NEEDHAM H.D., CHOUKROUNE P., CHEMINEE J.L., LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et TAPPONNIER P., 1976 — The accreting plate boundary: Ardoukôba Rift (N.E. Africa) and the oceanic Rift Valley. *Earth. Planet. Sc. Let*, 28, 439-453.
- PONTOISE B., LEPINE J.C. et RUEGG J.C., 1976 — Atténuation des ondes sismiques en TFAI. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVIII, 4, 847-850.
- REVUE de GEOGRAPHIE PHYSIQUE et de GEOLOGIE DYNAMIQUE, 1973 — N° spécial Afar. 2° s., XV, 4.
- RICHARD O., 1979 — Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé : le golfe de Tadjoura (République de Djibouti). Thèse, Paris XI.
- RICHARD O., VARET J., 1980 — Study of the transition from deep oceanic to emerged rift zone: Gulf of Tadjoura (Rep. of Djibouti), 569-582. In : "Geodynamic evolution of the Afro-Arabian Rift System", Accademia nazionale dei Lincei éd. Rome, 705p.
- RUEGG J.C., 1975 — Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur dans le sud-est 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, XXII, 6, 917-923.
- SCHNEIDER W., WACHENDORF H., 1973 — Vulkanismus und Graben-Bildung im Rotem Meer. *Geol. Rundsc.* 62, 3, 754-773.
- S.O.E.C. (Somaliland Oil Exploration C°), 1954 — A geological reconnaissance of the sedimentary deposits of the Protectorate of British Somaliland. London, 42p.
- STIELTJES L., 1973 — L'axe tectono-volcanique d'Asal (TFAI et Afar central). Thèse 3° cycle, Paris-Sud, 196p.

- SYKES L.A., LANDISMAN M., 1964 — The seismicity of east Africa, Gulf of Aden, Arabian and Red Sea. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 54, 1927-1940.
- TAPPONNIER P., 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*, London, 235, 144-147.
- THIBAUT C., 1980 — Dating of Quaternary tectonic movements in the Republic of Djibouti. 554-568. In: "Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System", Accademia Nazionale dei Lincei éd., Rome, 47, 705p.
- TISSEAU J., 1978 — Evolution du golfe d'Aden et du bassin de Somalie (océan Indien) d'après les données magnétiques. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud.
- TURI A., BENCINI A., GONELLI I., 1980 — Mn et Fe distribution in the Jurassic sequence of Bihendula (Northern Somalia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 99, 23-34.
- VARET J. — Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse d'Etat, Paris-Sud, 491p.
- VARET J., GASSE F., 1978 — Géologie de l'Afar central et méridional. CNRS éd., 125p.
- VINCENT C. et RUEGG J.C., 1977 — P and S velocities in SE Afar and the Poisson's ratio regionalisation related with the sub-oceanic lithosphere. *Proceeding of IAS-PEI/IAVCEI Assembly*, Durham.

ANNEXES

ANNEXE I - CARTE I

DIKHIL



- Echantillon lame mince (lm)
- lm - analyse chimique (ac)
- lm + ac + datation KIAR
- ⊗ Datation KIAR + lm

0 5 10 km

ANNEXE 1 — TABLEAU

**LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES
DATÉS OU ANALYSÉS (COORDONNÉES UTM)**

ECHANTILLON	ANALYSE	DATATION K/Ar	COORDONNÉES
	CHIMIQUE		U.T.M. (fuseau 38)
MD 45 K	x		JH 730 600
MD 50	x		JH 900 455
MD 58	x		JH 729 438
MD 67 B		x	JH 843 415
DD 1 K		x	KH 063 196
DD 1 O	x	x	JH 915 645
DD 2 P	x	x	JH 770 604
DD 2 Q	x		JH 770 603
DD 4 A	x		KH 238 714
DD 4 C		x	JH 861 701
DD 4 H		x	KH 260 640
DD 4 O	x		KH 270 648
DD 4 P	x	x	KH 238 714
DD 4 S	x	x	KH 238 714
DD 5 C		x	KH 228 190
DD 5 D	x		KH 228 190
DD 5 E		x	JH 975 700
DD 5 Q	x		KH 187 495
DD 6 O	x	x	KH 078 602

ANNEXE 2 - TABLEAU 1

ANALYSES CHIMIQUES DES ÉCHANTILLONS

a. Trachyte (série du Dalha)

	DD 5 D
SiO ₂	59,62
TiO ₂	1,32
Al ₂ O ₃	14,46
Fe ₂ O ₃	7,00
FeO	0,28
MnO	0,17
MgO	1,46
CaO	4,34
Na ₂ O	3,43
K ₂ O	3,35
P ₂ O ₅	0,33
H ₂ O ⁺	4,95
Total	100,63

b. Rhyolite et trachyte stratoïdes inférieurs

	DD 2 P	DD 2 Q
SiO ₂	74,53	63,18
TiO ₂	0,30	1,06
Al ₂ O ₃	13,07	14,54
Fe ₂ O ₃	1,59	2,87
FeO	0,59	2,89
MnO	0,04	0,14
MgO	0,39	1,55
CaO	0,97	3,69
Na ₂ O	4,07	4,50
K ₂ O	4,18	2,73
P ₂ O ₅	0,05	0,36
H ₂ O ⁺	0,71	1,77
Total	100,49	99,36

c. Basaltes stratoïdes inférieurs, moyens et supérieurs

	β_{s_1} DD 4 Ø	β_{s_1} MD 50	$\beta_{s_{II}}$ MD 45 K	$\beta_{s_{II}}$ DD 6 Ø	$\beta_{s_{II}}$ DD 1 Ø	$\beta_{s_{III}}$ DD 5 Q	$\beta_{s_{III}}$ MD 58
SiO ₂	45.09	47.22	47.77	55.78	46.15	46.13	45.15
TiO ₂	3.72	2.77	3.45	2.46	2.52	2.11	2.59
Al ₂ O ₃	12.98	14.36	13.45	13.47	14.99	14.98	14.11
Fe ₂ O ₃	4.40	2.58	1.41	2.51	2.95	6.04	1.44
FeO	13.34	10.14	11.74	7.49	10.85	8.30	12.03
MnO	0.26	0.20	0.24	0.17	0.21	0.20	0.22
MgO	5.73	6.84	5.06	4.16	8.04	8.04	8.45
CaO	9.58	10.66	9.30	7.53	10.65	11.48	10.17
Na ₂ O	2.79	2.48	3.50	2.89	2.45	2.38	2.53
K ₂ O	0.31	0.56	0.64	1.91	0.26	0.23	0.30
P ₂ O ₅	0.41	0.39	0.70	0.55	0.31	0.22	0.37
H ₂ O ⁺	0.96	1.41	1.81	1.14	0.96	1.14	1.64
Total	99.57	100.11	99.07	100.06	100.34	100.30	99.00

d. Basaltes des marges externes du rift Asal-Ghoubbat

	DD 4A	DD 4P	DD 4S
SiO ₂	46.21	45.90	46.92
TiO ₂	1.38	1.99	2.04
Al ₂ O ₃	14.97	15.65	14.87
Fe ₂ O ₃	3.50	5.30	2.46
FeO	6.93	6.60	9.22
MnO	0.17	0.16	0.19
MgO	10.89	9.04	9.40
CaO	11.54	9.94	11.36
Na ₂ O	1.75	2.15	2.30
K ₂ O	0.14	0.35	0.33
P ₂ O ₅	0.17	0.27	0.30
H ₂ O ⁺	1.71	3.21	0.94
Total	99.36	100.56	100.33

ANNEXE 3

**DATATIONS POTASSIUM / ARGON
DES ÉCHANTILLONS VOLCANIQUES**

échantillon	roche	analyse	localisation	situation	$K \frac{x}{x}$	^{40}Ar rad.	âge (MA)
Série du Dalha							
DD 5 C	basalte	1	Soureyra	sous β_{s_1}	0,49	30,3 29,2	4,76 ± 0,10 4,78 ± 0,10
Série stratoïde inférieure							
DD 2 P	rhyolite	2	Galihateyta	sur β_{s_1}	3,71	10,0 10,25	2,60 ± 0,50 2,23 ± 0,45
DD 1 K	basalte	1	Èisa Èali	sous $\beta_{s_{II}}$	0,63	15,55 18,17	2,44 ± 0,06 2,42 ± 0,06
DD 4 H	basalte	2	Ogouhaï	sous séd.PI	0,50	34,39	2,06 ± 0,21
DD 4 C	rhyol. perl.	1	Bayle	interc. dans β_{s_1}	3,18	21,57 26,13	1,98 ± 0,08 1,88 ± 0,05
Série stratoïde moyenne							
DD 5 E	basalte	1	Baleinleyta	sur ρ_{s_1}	0,51	6,1 7,2	1,99 ± 0,06 1,97 ± 0,05
DD 6 O	trachyte	1	Gidoli	sous $\beta_{s_{II}}$	1,49	11,9 11,1	1,89 ± 0,08 1,75 ± 0,05
DD 1 O	basalte	1	Dokknoyo	sur β_{s_1}	0,23	4,4	1,86 ± 0,07
Série stratoïde supérieure							
MD 67 B	basalte	1	Èounda Gêrasôliso	sur $\beta_{s_{II}}$	0,51	0,97	1,25 ± 0,19
Série des marges externes d'Èasal							
DD 4 P	basalte	1	Sita	sur $\tau_{s_{III}}$	0,33	1,8 3,5	0,98 ± 0,08 0,89 ± 0,05
DD 4 S	basalte	1	Sita	sur $\tau_{s_{III}}$	0,27	5,9 4,3	0,85 ± 0,20 0,84 ± 0,19

Analyses : 1 = Laboratoire K/Ar du C.E.A. (P.-Y. GILLOT)

2 = Laboratoire K/Ar du B.R.G.M. (J.-C. BAUORON)

ANALYSE PAR DIFFRACTION AUX RAYONS X DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

1 — Méthode

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

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

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

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

ANNEXE 4 – TABLEAU

ANALYSES MINÉRALOGIQUES DES SÉDIMENTS (rayons X)

Échantillons	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 1	JH 923 623	58	3		39	
MFD 2	JH 923 623	29	3	7	61	
MFD 3	JH 923 623	30	3		67	
MFD 4	JH 923 623	30	3	7	60	
MFD 5	JH 923 623	21	10		69	zéolite
MFD 6	JH 922 627	14	4	6	66	zéolite
MFD 8	JH 913 636	20	46	2	32	
MFD 10	JH 913 636	8	80	2	10	
MFD 11	JH 913 636	21	39	6	34	
MFT 130	JH 921 194	27	4	5	164	F 5 %
MFT 131	JH 921 194	15	5	2	78	F 2 % ; G ; NaCl
MFT 132	JH 921 194	15	4	6	75	F 5 % ; NaCl
MFT 133	JH 921 194	32	3		65	
MFT 134	JH 921 194	22	17		61	
MFT 136	JH 921 194	3	72		25	
MFT 137	JH 921 194	13	52		35	
MFT 138	JH 921 194	4	76		20	
MFT 139	JH 921 194	22	3		75	Na Cl
MFT 140	JH 921 194	3	70		73	
MFT 143	JH 276 820	11	22		67	G
MFT 148	KH 033 276	20	27	5	48	
MFT 149	JH 889 259	19	60		21	
MFT 150	JH 886 192	23	15	22	40	
MFT 151	JH 886 192	34	4	6	56	
MFT 154	JH 895 175	69	23		8	
MFT 155	JH 895 175	14	42		44	
MFT 157	JH 896 640	20	8	3	69	F 7 %
MFT 158	JH 891 637	16	2	7	75	F 6 % ; T C 9 %
MFT 159	JH 891 637	21	78		1	
MFT 160	JH 891 637	12	51		37	
MFT 160b	JH 867 643	29	3		68	
MFT 161	JH 867 643	32	61		7	
MFT 189	KH 064 196	25	9	8	58	
MFT 190	KH 064 196	43	3		54	
MFT 191	KH 064 196	26	15	3	56	
MFT 192	KH 915 645	27	3		70	G
MFT 193	KH 915 645	15	3		82	G
MFT 194	KH 915 645	30	3	3	64	G
MFT 195	KH 915 645	24	4	4	68	
MFT 196	KH 915 645	17	3	3	77	
MFT 197	KH 915 645	20	3		77	
MFT 198	KH 915 645	10	4		86	
MFT 199	KH 915 645		5		95	F %
MFT 200	KH 915 645	11	2		87	Na Cl
MFT 201	KH 915 645	24	3		73	

ANNEXE 4 (suite)

Échan- tillons	Locali- sation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFT 202	KH 915 645		6	4	90	F 2 %
MFT 203	KH 915 645	28	3	2	67	
MFT 204	KH 915 645		3	2	95	F 3 % ; G
MFD 100	KH 249 691	10	54		36	
MFD 101	KH 249 691	20	42	28	10	
MFD 102	KH 266 685	15	4		81	G
MFD 103	KH 268 661		11	22	67	
MFD 104	KH 268 661	9	84		7	
MFD 105	KH 268 661	19	25	26	30	
MFD 106	KH 268 661	10	8	13	69	G
MFD 107	KH 268 661	21		14	65	Chlorite
MFD 108	KH 268 661	27		24	49	
MFD 109	KH 266 690	8	26	1	65	F 4 %
MFD 110	KH 265 688	13	20		67	F 2 % ; G ; zéolite
MFD 111	sels sur hyloclastite : KH 265 688 ; surface de sodium 36 % ; sulfate de calcium 12 %					
MFD 112	KH 234 692	18		2	80	F 2 % ; G
MFD 113	KH 237 692					NaCl
MFD 114	KH 238 693	11	5		84	
MFD 115	KH 238 693	16			84	
MFD 116	KH 238 693	19			81	
MFD 117	KH 238 693	20			80	
MFD 118	KH 238 693	27			73	
MFD 119	KH 238 693	28			72	
MFD 120	KH 238 693					amorphe
MFD 121	KH 238 693	33			67	
MFD 122	KH 238 693	35			65	
MFD 123	KH 238 693	12			82	F 6 % ; kaolinite
MFD 124	KH 238 693	56			44	
MFD 125	KH 238 693	40			60	
MFD 126	KH 238 693	76			24	
MFD 127	KH 238 693	55			45	
MFD 128	KH 238 693	52			48	
MFD 129	KH 243 691	11	84		5	
MFD 130	KH 243 691	29			71	
MFD 131	KH 243 691	45			55	
MFD 132	KH 244 691	10	51		39	
MFD 140	KH 238 715	8	52		40	
MFD 141	KH 226 713		46		54	
MFD 142	KH 226 713		56		37	
MFD 143	KH 226 713	13	28		59	
MFD 144	KH 226 713		10		90	
MFD 145	KH 226 713	18	2		80	
MFD 146	KH 226 713		74		26	

ANNEXE 4 (suite)

Échantillons	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 147	KH 208 717	18			69	
MFD 148	KH 241 694	50	10	3	50	F 4 %
MFD 149	KH 241 694	30		2	68	
MFD 150	KH 241 694	32		2	68	
MFD 151	KH 241 694	20			80	
MFD 152	KH 241 694	35			65	
MFD 160	KH 088 544	36			64	
MFD 161	KH 088 544	34			66	
MFD 162	KH 088 544	26			74	
MFD 163	KH 088 544	22			78	
MFD 164	KH 088 544	21			79	
MFD 165	KH 088 544	23			77	
MFD 166	KH 088 544	20			80	
MFD 167	KH 088 544	22			78	
MFD 168	KH 088 544	13	26		61	
MFD 169	KH 088 544	8	4	1	87	T C 12 %
MFD 170	KH 088 544	16	23	2	59	G
MFD 171	KH 088 544	13		10	71	F 4 % ; T C 19 %
MFD 172	KH 088 544	35	12		53	
MFD 173	KH 088 544	33		5	62	F 3 %
MFD 174	KH 088 544	15	7		78	T C 4 %
MFD 175	KH 088 544	20		2	78	T C 6 %
MFD 176	KH 088 544	16	7	5	72	
MFD 177	KH 088 544	17	15	4	64	T C 11 %
MFD 178	KH 088 544	35		5	60	
MFD 179	KH 088 544	27		8	65	
MFD 180	KH 088 544	28		6	66	
MFD 181	KH 087 544	32		11	57	
MFD 182	KH 087 544	24		23	53	
MFD 183	KH 087 544	2		31	67	
MFD 184	KH 087 544	15		15	70	
MFD 185	KH 135 452	17	39		44	
MFD 186	KH 135 452	30		2	68	
MFD 187	KH 135 452	17	65		18	
MFD 188	KH 135 452	29	24	2	45	G
MFD 189	KH 135 452	40			60	
MFD 190	KH 135 452	43			57	
MFD 191	KH 135 452	52			48	
MFD 192	KH 135 452	53			47	
MFD 193	KH 135 452	50			50	
MFD 194	KH 135 452	51	10		39	F 6 %
MFD 195	KH 135 452	13	62		25	
MFD 196	KH 135 452	12	37		51	
MFD 197	KH 135 452	10	45		54	
MFD 198	KH 135 452	25			75	

ANNEXE 4 (suite)

Échantillons	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 199	KH 135 452	21	26	1	52	
MFD 200	KH 135 452	25			75	NaCl
MFD 201	KH 135 452	2	60		38	NaCl
MFD 202	KH 135 452	11			89	
MFD 203	KH 135 452		67		33	
MFD 204	KH 135 452	28			76	
MFD 205	KH 135 452	13			81	
MFD 206	KH 135 452		5		95	
MFD 207	KH 135 452	15	18		67	T C 10 %
MFD 208	KH 135 452	24		5	71	F 6 %
MFD 209	KH 135 452	26	25	3	46	NaCl
MFD 210	KH 135 452	24			76	NaCl
MFD 211	KH 122 484	5	94		0	
MFD 213	KH 122 484		80	3	17	
MFD 214	KH 122 484	44		9	47	
MFD 215	KH 122 484	37	14	3	46	
MFD 216	KH 122 484	26	18	6	50	
MFD 217	KH 122 484	33	13	5	49	
MFD 218	KH 122 484	33	9	5	53	
MFD 219	KH 122 484	1	57	7	35	
MFD 220	KH 122 484	20	24	8	48	NaCl
MFD 221	KH 122 484	20	34	6	40	
MFD 222	KH 122 484	33	7	13	47	
MFD 223	KH 122 484		84	1	15	
MFD 224	KH 122 484	35	4	10	51	
MFD 225	KH 122 484	2	53	8	37	
MFD 226	KH 122 484	30		4	66	NaCl ; G
MFD 227	KH 122 484	29	50		21	G ; T C 8 % ; NaCl
MFD 228	KH 122 484	41		7	52	
MFD 229	KH 122 484	35	17	9	39	
MFD 230	KH 122 484	28		25	47	
MFD 231	KH 122 484	20	8	19	62	
MFD 232	KH 122 484	21	15	7	57	
MFD 233	KH 122 484	26		17	57	
MFD 234	KH 122 484	81			19	
MFD 235	KH 084 523		40	22	34	
MFD 236	KH 084 523	18	6		76	Naolitique
MFD 237	KH 084 523	10		21	69	NaCl
MFD 238	KH 084 523	1	47	18	34	NaCl
MFD 239	KH 084 523	29		8	63	
MFD 240	KH 078 569	17	24	5	54	T C 7 %
MFD 241	KH 078 569	25		5	70	T C 5 %
MFD 242	KH 078 569	14	17	6	63	
MFD 243	KH 078 569		4		96	
MFD 245	KH 078 569	32	9	9	50	F 1 %

ANNEXE 4 (suite)

Échan- tillons	Locali- sation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 246	KH 078 569		4		96	
MFD 247	KH 078 569		4		96	
MFD 248	KH 078 569		4		96	
MFD 249	KH 063 108	22	25	5	48	F 3 %
MFD 250	KH 099 600	1	32	3	64	
MFD 251	KH 099 600		32		68	
MFD 252	KH 099 600		9		91	
MFD 253	KH 099 600		37		63	
MFD 254	KH 099 600		17		83	
MFD 256	KH 188 675	3	27	5	65	T C 16 %
MFD 257	KH 188 675		11		89	T C 47 %
MFD 258	KH 188 675	3	52	3	42	
MFD 259	KH 188 675	2	53	1	44	T C 4 % : NaCl ; F 1 %
MFD 261	KH 188 675		4		96	
MFD 262	KH 188 675		7		93	
MFD 270	KH 172 600	26	12		62	T C 4 %
MFD 271	KH 172 600	29	4	2	65	T C 15 %
MFD 272	KH 172 600	38	4	1	57	T C 8 %
MFD 273	KH 225 602	10	9		81	F 10 % ; illite ; clinopyroxène
MFD 274	KH 225 602	26	53		21	
MFD 275	KH 225 602	53	4	1	42	T C 4 %
MFD 276	KH 225 602	74	3		22	
MFD 277	KH 225 602		4		96	
MFD 278	KH 225 602		4		96	
MFD 279	KH 225 602		4		96	
MFD 280	KH 225 602	38			62	
MFD 281	KH 150 626	28	38		34	
MFD 283	KH 120 657	22	15	8	55	F 8 %
MFD 287	KH 107 624		7		93	
MFD 288	KH 106 623		26		74	
MFD 289	KH 106 623		14		86	
MFD 290	KH 106 623		17		83	
MFD 291	KH 106 623	18			82	
MFD 293	KH 106 623		5		95	
MFD 294	KH 105 625	4	43		53	
MFD 295	KH 105 625	83			17	
MFD 299	KH 077 607	32	6	10	52	F 1 %
MFD 300	KH 099 600	19	52	2	27	
MFD 301	KH 099 600	5		1	94	F 3 %
MFD 302	KH 074 617	19	14	5	62	F 8 %
MFD 303	KH 069 635	27	5	6	62	F 10 %
MFD 304	KH 019 660	44	3	10	43	F 15 %
MFD 305	KH 003 715	22			78	kaolinite
MFD 306	KH 762 530	22			78	

ANNEXE 4 (suite)

Échantillons	Localisation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 307	JH 762 530	33	22	8	37	F 3 %
MFD 308	JH 745 645	4		6	90	F 2 % ; T C 17 %
MFD 309	JH 797 597	19	37	6	38	NaCl
MFD 312	JH 866 519	11	30	5	54	
MFD 313	KH 092 185	44	6	8	42	
MFD 314	KH 098 183	21	26	8	45	
MFD 315	KH 098 183	20	12	10	58	
MFD 316	KH 098 183	24	13	12	51	F 2 %
MFD 317	KH 073 169	25	5	8	62	
MFD 318	KH 065 171	29		3	68	
MFD 319	KH 086 193	23	10	10	57	
MFD 320	KH 086 193	39		6	55	
MFD 321	KH 048 230	4	37		59	G
MFD 322	JH 927 187	22	31	5	42	F 2 %
MFD 323	JH 927 187	9	44	2	45	
MFD 234	JH 927 187	24	36	3	37	
MFD 235	JH 938 190	4	34	6	56	
MFD 326	JH 884 177	4	28		68	
MFD 327	JH 987 163	98			2	
MFD 328	JH 907 485	21		26	53	
MFD 330	JH 948 488	16	24	15	45	F 8 %
MFD 331	JH 948 488	18	33	10	39	F 6 %
MFD 332	JH 948 488	13	52	8	27	F 6 %
MFD 333	JH 948 488	17	35	4	44	F 4 % ; NaCl
MFD 334	JH 948 488	32	40	5	23	F 2 %
MFD 335	JH 948 488	13	34	3	50	
MFD 336	JH 948 488	14	30	4	52	
MFD 337	JH 948 488	13	47	4	46	
MFD 338	JH 948 488	17	43	4	36	F 4 %
MFD 339	JH 948 623	45	42	8	5	F 3 %
MFD 340	JH 951 510	24	8	4	64	F 5 % ; NaCl
MFD 341	JH 951 510	26	10	6	58	F 5 %
MFD 342	JH 951 510	22	8		70	
MFD 346	JH 914 516	4	47		49	
MFD 347	JH 914 516	1	80		19	
MFD 348	JH 914 516	4	81		15	
MFD 349	JH 914 516	2	84		14	
MFD 350	JH 914 516	3	76		21	
MFD 351	JH 914 516	5	73		22	
MFD 353	JH 876 513	5	33	14	48	
MFD 354	JH 876 513	11	6	10	73	
MFD 355	JH 876 513	13	6	12	69	F 3 %
MFD 357	JH 762 630	1	62	8	29	
MFD 358	JH 762 630	19	9	6	66	F 1 %
MFD 359	JH 762 630	14	9	5	72	

ANNEXE 4 (suite)

Échan- tillons	Locali- sation	Smectite %	Calcite %	Quartz %	Reste à 100 %	Observations
MFD 360	JH 762 630	23	20		57	
MFD 361	KH 003 677	34			66	zéolite
MFD 362	KH 003 677	17			83	zéolite
MFD 364	KH 088 615	16			84	
MFD 365	KH 088 615	35	12	4	49	F 6 %
MFD 367	KH 088 615	23	10	5	62	F 8 %
MFD 368	KH 088 615	14	33	3	50	F 2 %
MFD 369	JH 788 603					amorphe
MFD 370	JH 803 591	14	44	2	40	
MFD 371	JH 803 591	18	26	2	54	NaCl
MFD 400	JH 872 267	22	38	4	36	
MFD 402	JH 872 267	41	26	8	25	F 3 %
MFD 403	JH 872 267	32	43	3	22	F 1 %
MFD 404	JH 872 267	38	15	10	37	F 2 %
MFD 405	JH 872 267	23	19	8	50	F 3 %
MFD 406	JH 872 267	59	20	10	11	F 3 %
MFD 407	JH 849 268	3	94		3	
MFD 409	JH 887 676	13			87	F 4 %
MFD 410	JH 887 676	21		3	76	F 6 %
MFD 411	JH 903 595	21	24	4	51	F 7 %
MFD 413	KH 036 402	19	9	5	67	F 7 %

AGES 14C

Numéro échantillons	Bassin	Localité	Cote UTM	Matériel	Age	Référence
A 646	Gobacad	As Ela	JH 863 191	Coquilles (mélange)	4120 ± 110	GASSE, 1975
	Gobacad	As Ela		Coquilles (mélange)	4740 ± 150	FONTES et al., 1973
	Gobacad	Harayidé		Matière organique	4750 ± 230	FONTES et al., 1973
M 527 b	Hanlé	Alloumbolto	JH 910 547	Coquilles (mélange)	5250 ± 120	GASSE, 1975
B 38	Gobacad	O. Gobacad-Sankal	JH 886 182	Coquilles (mélange)	5830 ± 140	GASSE, 1975
A 648	Gobacad	O. Gobacad-Sankal	JH 886 182	Coquilles (mélange)	5930 ± 130	GASSE, 1975
M F D 343 a	Hanlé	Lafôfili	JH 940 517	Stromatolite (couche externe)	6150 ± 120	inédit
M F D 297	Gaggade	Sud	KH 087 619	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	6320 ± 470	inédit
M F D 343 b	Hanlé	Lafôfili	JH 940 517	Stromatolite (couche interne)	6410 ± 180	inédit
M F D 530	Gaggade	Bordure E	KH 216 655	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	6820 ± 110	inédit
B 459	Gobacad	Dagadlé	JH 857 273	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	6835 ± 160	GASSE, 1975
M F D 345	Hanlé		JH 914 516	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	7020 ± 440	inédit
M F D 506	Hanlé	Teweao	JH 850 717	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	7095 ± 210	inédit
	Gobacad	Harayidé		Coquilles (Unionidés)	7265 ± 60	FONTES et al., 1973
M F D 356	Hanlé	bordure W	JH 876 513	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	7360 ± 110	inédit
B 428	Gobacad	Barôgali	JH 813 270	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	7450 ± 100	GASSE, 1975
M F D 344	Hanlé	Sud	JH 914 516	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	7520 ± 310	inédit
A 645	Gobacad	As Ela	JH 863 191	Coquilles (mélange)	7610 ± 140	GASSE, 1975
M F D 500	Hanlé	Garrabayio	JH 909 594	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	8880 ± 110	inédit
	Hanlé	Gourrabous		Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	12930 ± 750	FONTES et al., 1973
B 427	Gobacad	Barôgali	JH 813 270	Coquilles (mélange)	20800 ± 400	GASSE, 1975
	Gobacad	Sankal		Coquilles (Unionidés)	23190 ± 170	FONTES et al., 1973
B 352	Hanlé	bordure W	JH 876 513	Coquilles (mélange)	23900 ± 650	inédit
B 108	Gobacad	As Ela	JH 858 155	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	26900 ± 700	GASSE, 1975
M F D 363	Gaggade	Sud	KH 088 615	Coquilles (<i>Melanoïdes</i>)	33200 ± 2700	inédit

Les datations inédites ont été réalisées par J.Ch. FONTES, Paris XI.

**Achévé d'imprimer
sur les presses de Copédith
7, rue des Ardennes, 75019 Paris
Avril 1987**

Dépôt légal n° 617

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI

DIKHIL

Dressée par : M. FOURNIER, J. DAGAIN, A.G. MAZET et F. GASSE

RÉPUBLIQUE DE DJIBOUTI

INSTITUT SUPÉRIEUR D'ÉTUDES ET DE RECHERCHES SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES

LEGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE HOLOCÈNE (10 000 - 0 ANS B.P.)

- | | |
|----------------|--|
| d ¹ | Dunes |
| l ¹ | Limons argileux |
| a ¹ | Alluvions fluviales |
| d ¹ | Dunes consolidées |
| a ² | Alluvions fluviales hétérométriques |
| a ³ | Terrasse fluviale (gravier, galets - zone Hanlé sud) |
| a ⁴ | Terrasse fluviale (sables, limons - zone Hanlé sud) |
| a ⁵ | Alluvions fluviales, couverture de glaci |
| a ⁶ | Cordons littoraux, limons argileux (faciès de régression lacustre) |
| c ¹ | Limons calcaires lacustres |
| c | Calcaires lacustres |
| t | Travertins d'origine hydrothermale |
| a ⁷ | Terrasse fluviale, couverture de glaci |
| l ² | Limons fluviatiles |

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE

- | | |
|-----------------|---|
| g ¹ | Couverture de glaci |
| a ⁸ | Alluvions fluviales (limons, sables) |
| D ¹ | Diatomites, calcaires et limons lacustres |
| D ² | Argiles, limons et calcaires lacustres |
| a ⁹ | Alluvions fluviales (limons, graviers, galets, blocs) |
| O ¹ | Calcaires lacustres |
| O ² | Argiles, conglomérats |
| O ³ | Argiles lacustres, diatomites |
| Oa ¹ | Alluvions fluviales, couverture de glaci |
| O ⁴ | Grès et calcaires coquillés (zone Hanlé sud) |
| O ⁵ | Calcaires lacustres et diatomites (zone Hanlé sud) |
| O ⁶ | Argiles, limons lacustres (zone Hanlé sud) |
| Oa ² | Sables rouges (zone Hanlé sud) |
| Oa ³ | Limons fluviatiles |
| Oa ⁴ | Alluvions fluviales grossières et sables éoliens |
| Oa ⁵ | Couverture de glaci |

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE PLÉISTOCÈNE

- Série des marges externes du Rift d'Asal-Ghoubbat : G₁
- G₁¹ Cônes et volcans basaltiques associés à G₁
 - G₁² Série basaltique des marges externes d'ASAL (épaisseur faible, ici : inférieure à 50 mètres). 0,8 - 1,0 M.A.
- Série stratotro de l'Afar - série supérieure : S₁
- S₁¹ Série rhyolitique à l'affleurement dans le N.E. de la carte : dômes, coulées massives, perites et ponces. 1,0 M.A.
 - S₁² Ensemble de roches intermédiaires (essentiellement trachytes sombres et trachytes), affleurant dans le coin N.E. de la carte. 1,0 M.A.
 - S₁³ Volcans centraux, cônes de scories et coulées fissurales d'extension limitée, de nature basaltique. Bien exprimés dans la partie S.O. (plateau de Dakka), où ils sont alignés sur des fissures Nord 140°. 1,25 - 1,65 M.A.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE PLOCIÈNE SUPÉRIEUR

- | | |
|-----------------|---------------------------------|
| Pl | Argiles lacustres |
| Pl | Calcaires lacustres, diatomites |
| Pl ¹ | Grès |
| Pl ² | Argiles, limons |
| Pp ¹ | Calcaires lacustres |
| Pp ² | Limons, conglomérats |

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES D'ÂGE MIO-PLIOCÈNE

- | | |
|---|---------------------|
| P | Calcaires lacustres |
|---|---------------------|

FORMATIONS VOLCANIQUES D'ÂGE MIO-PLIOCÈNE

- Série du Dhalé : D
- D¹ Série basaltique du Dhalé. Trapps affleurant au N.E. et au S.E. 3,9 - 9,0 M.A.
 - D² Rhyolites intercalées dans D¹. A l'affleurement dans le coin N.E. de la carte. Apparaissent à la faveur de failles normales N.-S. Faible épaisseur.

SUBSTANCES UTILES

- P Ponces rhyolitiques, perites
- D Diatomites
- S Sables
- A Argiles
- G Gypse (niveau de...)
- o Sel (Sol salé)

SYMBOLES

- Faille normale à rejet important (supérieur à 20 m)
- Faille normale à rejet faible ou moyen (inférieur à 20 m)
- Faille normale sans rejet vertical ou faille décrochante
- Linéament - Fissure ouverte
- Cratère, cône de scories, volcan central
- Dôme rhyolitique
- Dyke
- Sens des coulées
- Direction de pendage

GÉOTHERMIE ET HYDROGÉOLOGIE

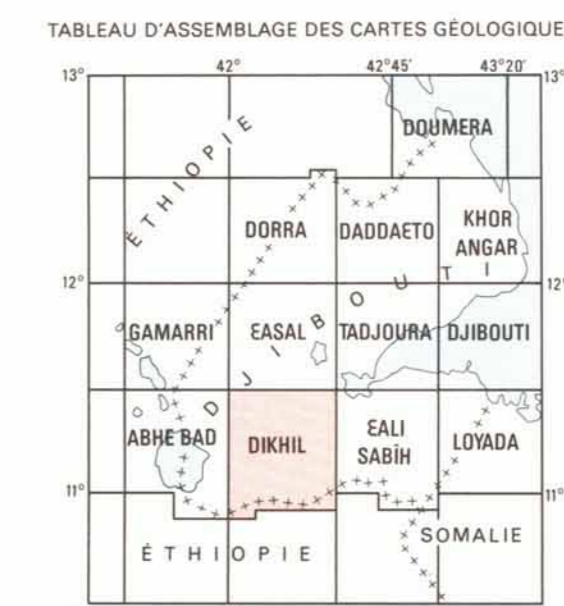
- Source chaude
- Fumerolle
- ⊕ Forage
- Source hydrothermale fossile (travertins) : Holocène - l¹ : Quaternaire supérieur indéterminé

Fond topographique de l'Institut Géographique National à 1/100 000 (1955) - Feuille NC-38 XXV-4 - DIKHIL - Autorisation n° 87.3.388

CARTE PUBLIÉE AVEC NOTICE

© I.S.E.R.S.T. - ORSTOM 1986

ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
UNITÉ DE CARTOGRAPHIE - 12 JANVIER 1986



01832

Levés de terrain et minutes effectués en 1983.
Les formations volcaniques ont été étudiées par : Jacques Dagain et Alain-Gilles Mazet (I.S.E.R.S.T. DJIBOUTI).
Les formations sédimentaires ont été étudiées par : Marc Fournier (I.S.E.R.S.T. DJIBOUTI) et Françoise Gasse (Ecole Normale Supérieure - FONTENAY-AUX-ROSES).
Coordination : Françoise Gasse (Ecole Normale Supérieure - FONTENAY-AUX-ROSES).

ÉCHELLE : 1/100 000

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