



HAL
open science

La série sédimentaire en Ethiopie centrale et orientale

Jacques Beauchamp

► **To cite this version:**

Jacques Beauchamp. La série sédimentaire en Ethiopie centrale et orientale. Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1977. Français. NNT : . tel-02050082v2

HAL Id: tel-02050082

<https://theses.hal.science/tel-02050082v2>

Submitted on 30 Aug 2019

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

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

N° d'ordre : 7749

Année 1977

THESE
présentée
DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON
pour obtenir
le grade de DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES

par

Jacques BEAUCHAMP

LA SERIE SEDIMENTAIRE
EN ETHIOPIE CENTRALE ET ORIENTALE

soutenu le

13 DEC. 1977

Jury :

Messieurs les professeurs :

P. ALLEN
P. COTILLON
L. DAVID
R. ENAY
P. GEVIN
Y. LEMOIGNE
J. PERRIAUX
E. SCHYFSMA

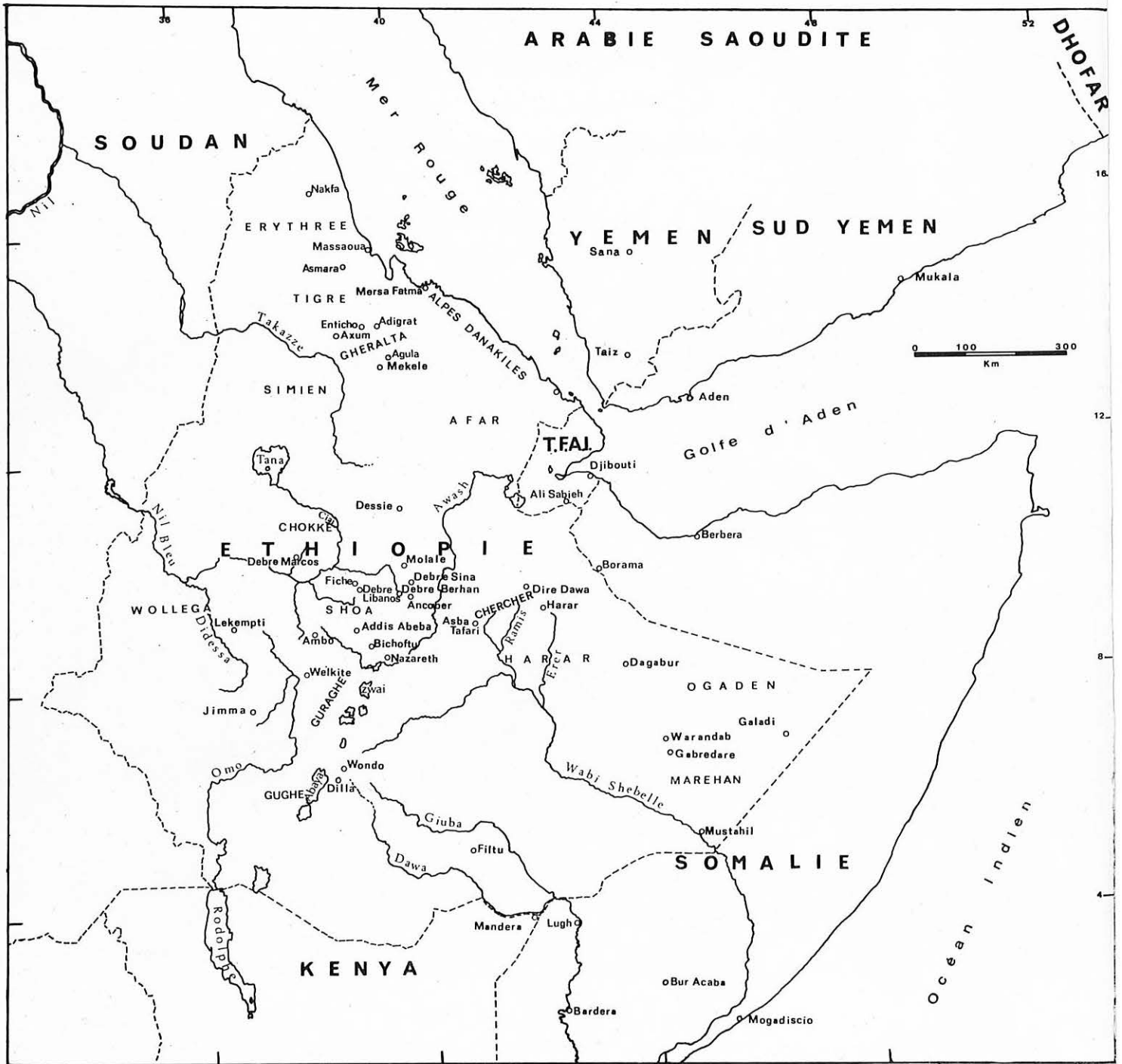


Fig. 1 – Carte de l'Est Africain.
Map of the Horn of Africa.

THESE
présentée
DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON
pour obtenir
le grade de DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES

par

Jacques BEAUCHAMP

LA SERIE SEDIMENTAIRE
EN ETHIOPIE CENTRALE ET ORIENTALE

soutenu le

13 DEC. 1977.

Jury : Messieurs les professeurs :
P. ALLEN
P. COTILLON
L. DAVID
R. ENAY
P. GEVIN
Y. LEMOIGNE
J. PERRIAUX
E. SCHYFSMA

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

Président honoraire : M. le Pr J. BOIDIN

Président : M. le Pr D. GERM^AIN

Premier Vice-Président : M. le Pr E. ELBAZ

Deuxième Vice-Président : M. ROUSSET, Attaché de Recherche

Troisième Vice-Président : M. LOPEZ, Etudiant

Secrétaire Général de l'Université : M. J. RAMBAUD, Administra-
teur Civil

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U.E.R.)

U.E.R. de Médecine GRANGE-BLANCHE..... : Monsieur Bernard SALLE, M.C.A.
U.E.R. de Médecine ALEXIS-CARREL : Monsieur le Pr René MORNEX
U.E.R. de Médecine LYON-NORD : Monsieur J.P. NEIDHART, M.C.A.
U.E.R. de Médecine SUD-OUEST : Monsieur le Pr Jean NORMAND
U.E.R. de Sciences Pharmaceutiques ... : Monsieur le Pr C.A. BIZOLLON
U.E.R. de Techniques de Réadaptation . : Monsieur Alain MORGON, M.C.A.
U.E.R. de Biologie Humaine : Monsieur Jean-Pierre REVILLARD,
M.C.A.
U.E.R. I.R.E.P.S. : Monsieur Albert MILLON, Profes-
seur d'E.P.S.
U.E.R. de Sciences Odontologiques : Monsieur le Dr Roger VINCENT
U.E.R. de Mathématiques : Monsieur le Pr Edmond COMBET
U.E.R. de Physique..... : Monsieur le Pr Jean DELMAU
U.E.R. de Chimie-Biochimie : Monsieur le Pr Jean HUET
U.E.R. des Sciences de la Nature : Monsieur le Pr René GINET
U.E.R. de Sciences Physiologiques : Mle le Pr J.F. WORBE
U.E.R. de Physique Nucléaire : Monsieur le Pr Mark GUSAKOW
I.U.T. I : Monsieur le Pr Bernard POUYET
I.U.T. II : Monsieur J. GALLET, Directeur
E.N.S.A.M.
Observatoire de LYON : Monsieur Guy MONNET, Astronome
Adjoint
U.E.R. de Mécanique : Mademoiselle le Pr Geneviève
COMTE-BELLOT

SOMMAIRE

	Page
Avant-Propos 3
Résumé 4
Abstract 6
Première Partie: INTRODUCTION 11
Chapitre 1: Cadre géographique et cadre géologique de l'Ethiopie.....	13
Chapitre 2: Thèmes d'étude et leur localisation géographique	18
Chapitre 3: Méthodes de travail	21
Chapitre 4: Etudes antérieures	23
Deuxième Partie: ETUDES LOCALES 39
Chapitre 1: Bassin Moyen du Nil Bleu	41
-I- Pont du Nil	43
-II Vallée de la Chamoga	70
-III Vallée moyenne du Mughher	77
-IV Vallée de la Zega Wodem	88
-V- Région d'Ambo-Guder	105
-VI Conclusion	121
Chapitre 2: Haut Bassin de l'Omo (Ghibie)	125
Chapitre 3: Bordure Orientale du Plateau Ethiopeen	141
Chapitre 4: Plateau d'Harar	169
-1- Massif du Chercher	169
-2- Bordure du Rift	191
Troisième Partie: ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE227
Chapitre 1: Les techniques utilisées	229
Chapitre 2: Morphométrie des galets	236
Chapitre 3: Granulométrie des grès	239
Chapitre 4: Etude pétrographique en lame mince	246
Chapitre 5: Minéraux des argiles	263
Chapitre 6: Les données du Microscope Electronique à Balayage	267
Chapitre 7: Bilan de l'étude sédimentologique	270
Quatrième Partie: ETUDE PALEOBOTANIQUE273
Cinquième Partie: SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	281
Chapitre 1: Faciès Pré-Adigrat	283
Chapitre 2: Faciès "Grès d'Adigrat"	305
Chapitre 3: Strates de l'Abbaï	331
Chapitre 4: Faciès "Calcaires d'Antalo"	333

Chapitre 5: Faciès "Grès Supérieurs"343
Chapitre 6: Résumé de l'histoire sédimentaire de l'Ethiopie353
Chapitre 7: Manifestations volcaniques coénozoïques357

Annexes:

1- Utilisation de l'Imagerie ERTS dans l'étude structurale du Plateau Ethiope Central371
2- Quelques orientations de recherches ultérieures377

Bibliographie379
---------------	----------

Table des figures401
-------------------	----------

Table des tableaux404
--------------------	----------

Table des planches hors texte406
-------------------------------	----------

Table analytique des matières407
-------------------------------	----------

Jacques BEAUCHAMP : "LA SERIE SEDIMENTAIRE EN ETHIOPIE CENTRALE ET ORIENTALE"
 419 pages, 81 figures, 34 tableaux, 21 planches hors-texte.

AVANT PROPOS

Nombreuses sont les personnes qui m'ont aidé dans ce travail.

Monsieur le Professeur Yves LEMOIGNE m'a initié à la Paléobotanique tout en étant un bien agréable Directeur de Recherches.

Monsieur le Professeur Jacques PERRIAUX m'a fait découvrir les "joies profondes et pures" de l'étude des Grès tant sur le terrain que dans son laboratoire.

Monsieur le Professeur P.ALLEN m'a accueilli à Reading et mis à ma disposition les facilités de son département.

Qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

J'aimerais remercier également Monsieur le Professeur Raymond ENAY qui m'initia jadis au travail de terrain, le Docteur Andrew PARKER, Chef de l'unité R.X. et Microscopie électronique du Sedimentology Research Laboratory de Reading, et tout le personnel technique des Laboratoires de sédimentologie de Grenoble et de Reading, particulièrement J.REVOL, G.SMITH, J.WATKINS et A.BOEHM.

Je n'oublierai pas non plus mon ami Gérard COURET, disparu récemment, qui s'occupa bénévolement du côté logistique des Missions sur le terrain.

Enfin, ce texte ne serait rien sans l'activité dactylographique de mon épouse Claude qui a su maîtriser le particularisme des claviers italien, anglais et français.

R É S U M É

LA SERIE SEDIMENTAIRE EN ETHIOPIE CENTRALE ET ORIENTALE

La série sédimentaire éthiopienne, principalement mésozoïque, et les intercalations sédimentaires des vulcanites coénozoïques sont étudiées au centre du Plateau Ethiopien (Bassin moyen du Nil Bleu, région d'Addis Abéba et bordure orientale du plateau, Haut Bassin de l'Omo) et à l'Est du Plateau d'Harar (Massif du Chercher, région de Diré Dawa).

Les dispositions stratigraphiques et tectoniques dans ces secteurs sont établies à l'aide des observations directes sur le terrain et par l'interprétation des photos prises par avion et par satellite.

Les dépôts clastiques font l'objet d'analyses détaillées: direction des paléocourants, figures sédimentaires, pétrographies en lame mince, diffractométrie R.X., granulométrie et exoscopie.

Les fossiles végétaux des formations gréseuses et volcaniques sont déterminés, les fossiles animaux de la formation calcaire jurassique sont répertoriés.

A la suite d'une large synthèse bibliographique incluant l'Est Africain et la Péninsule Arabique, l'évolution sédimentaire de l'Ethiopie est reconstituée depuis le Carbonifère jusqu'au Coénozoïque.

1- CARBONIFÈRE-PERMIEN INFÉRIEUR

Des glaciers de montagne recouvrirent la partie occidentale de l'Ethiopie ("Relief Ethiopico-Soudanais"). Ils déposèrent des moraines dans le Nord et l'Ouest(?) du pays. Ces moraines furent remaniées, transportées et finalement redéposées en milieu fluvial, lacustre et deltaïque, formant le FACIES PRE-ADIGRAT.

Le climat, d'abord frais, se réchauffa au début du Permien.

2- PERMO-TRIAS

Une phase de fracturation segmenta l'Est Africain en reliefs et bassins sensiblement orientés NE-SW. Les trois principaux reliefs étaient le Massif Ethiopico-Soudanais, le Massif du Harar-Yémen et le Massif du

Bur Acaba. L'érosion de ces massifs sous climat tropical fournit des matériaux détritiques aux bassins du Tigré-Nil Bleu, de l'Ogaden-Kénya et de la côte de l'Océan Indien. Ces matériaux, déposés aux pieds des glacis continentaux et dans les plaines alluviales, formèrent le FACIES "GRES D'ADIGRAT" qui, localement, fut mis en place jusqu'au Jurassique moyen.

3- LIAS

La subsidence du Bassin du Tigré-Nil Bleu provoqua l'arrivée d'eaux marines à partir du NE et la sédimentation du faciès évaporitique des STRATES DE L'ABBAI. Un phénomène similaire se produisit dans le Bassin de l'Ogaden-Nord Kénya.

4- JURASSIQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR

La transgression mésozoïque était alors généralisée sur la majeure partie de l'Ethiopie. Dans cette mer peu profonde, s'installèrent les faciès récifaux des "CALCAIRES D'ANTALO", tandis que quelques grès continentaux continuaient à se déposer le long des côtes des zones émergées (Relief Ethiopico-Soudanais et Relief Nord-Somalie). La régression s'amorça au Jurassique terminal.

5- CRÉTACÉ

Le soulèvement général de l'Est Africain entraîna l'émergence définitive de la quasi-totalité de l'Ethiopie; le domaine marin persista dans le SE de l'Ogaden jusqu'au début du Tertiaire. Les matériaux détritiques provenant des Reliefs Ethiopico-Soudanais et Nord Somalie s'accumulèrent sur les glacis et dans les plaines alluviales en climat tropical (FACIES "GRES SUPERIEURS").

6- COENOZOIQUE

Cette période est dominée par les manifestations volcaniques. Les paléoflores contenues dans les intercalations sédimentaires montrent que les épisodes furent nombreux et non nécessairement synchrones d'une région à l'autre. Les basaltes fissurés de la SERIE DES TRAPPES furent émis dès le début de l'Eocène sur le Plateau Ethiopien central, mais plus tard, à la fin de l'Eocène, voire à l'Oligocène, sur celui d'Harar. Les centres basaltiques du SHIELD GROUP et la couverture épaisse et étendue des IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES du Plateau Ethiopien sont datés du Miocène et du Pliocène.

A B S T R A C T

THE SEDIMENTARY SUCCESSION IN CENTRAL AND EASTERN ETHIOPIA

1- LOCATION AND TOPICS

The stratigraphy, sedimentology, tectonic and palaeoflora of the main sedimentary formations are studied in the Central Ethiopian Plateau and the Western Harar Plateau. The surveyed areas are as follows:

- a) ETHIOPIAN PLATEAU: Central Blue Nile Bassin (Blue Nile Bridge, Mughher Valley, Zega Wodem Valley, Ambo-Guder area), Addis Ababa region and Eastern border of the plateau, Upper Omo Basin.
- b) HARAR PLATEAU: Chercher Mounts, Dire Dawa area.

The following points are particularly emphasized:

- Sedimentology and palaeofloral dating of palaeozoic and mesozoic clastics
- Stratigraphy and palaeofloral dating of main volcanic events
- Structure of the surveyed areas by ERTS imagery interpretation.

2- SEDIMENTARY FORMATIONS OF ETHIOPIA

There 5 major diachronous formations:

- PRE-ADIGRAT FACIES: Carboniferous-Lower Permian
- ADIGRAT SANDSTONE FACIES: Permo-Triassic to Jurassic
- ABBAI STRATA: Triassic(?) - Liassic
- ANTALO LIMESTONE FACIES: Middle-Upper Jurassic
- UPPER SANSTONE FACIES: Upper Jurassic-Cretaceous

In addition, lacustrine beds are disseminated in the Cainozoic volcanic formations.

2.1. PRE-ADIGRAT FACIES

This description is used for various non-metamorphosed sediments underlying the Adigrat Sandstone Facies. These layers are generally correlated with Carboniferous glaciations. Numerous patches were observed in Northern Ethiopia, Blue Nile Basin and Chercher Mounts.

In Eritrea, several non-metamorphic formations were mapped. Their ages are unknown.

In Tigre province, shale with boulders and grey sandstone were described 40 years ago by Italian Geologists. Recently, they have been interpreted as glacial deposits. Due to the apparent conformity with the overlying Adigrat Sandstone, a carboniferous age is inferred. Similar facies were observed in the Danakil Alps.

Some patches of grey sandstone are exposed in the very bottom of the Blue Nile canyon. The maximum thickness is probably several 100 m. The lower beds constitute the filling of ancient valleys in the metamorphic basement. The upper beds are conformably covered by sub-horizontal Adigrat Sand-

stone Facies. The sandstone is frequently cross-bedded, grey-coloured, well sorted, medium to fine grained, and contains a large amount of feldspar, biotite, chlorite, pyroxene and volcanic fragments. The matrix is mainly comprised of illite and chlorite with kaolinite, dickite and corrensite. Some beds contain blocks of yellow calcitic material rich in montmorillonite and interpreted as reworked palaeosol fragments. At the top of the formation, there are thin horizons of Carboniferous-Lower Permian plants debris; the surface of some beds have fragments of haematitic crust and haematized wood: these observations suggest a warmer environment. Diagenetic evolution is important.

The poorly preserved prints of leaves, cuticles and wood debris, and rare spores refer to an Upper Carboniferous to Lower Permian age.

In Chercher Mounts, grey sandstone underlying Adigrat red facies are less thick, no more than 200 m. They are well-bedded, finely laminated (varvoid aspect), moderately sorted and fine grained to silty. Lower beds contain some angular pebbles of amphibolite. Feldspars are abundant, and associated with biotite and chlorite. Matrix is made of illite, chlorite and vermiculite. Kaolinite and iron hydroxydes occur at the top of the formation. In some places, strata are intensively folded although they are perfectly horizontal elsewhere. This disposition is interpreted as huge slumping of unconsolidated material due to faulting. Scarce spores refer to Carboniferous.

Although Pre-Adigrat sediments of Tigre represent true tillites, Pre-Adigrat sandstones of Blue Nile and Chercher are interpreted as outwash of moraines deposited in fluvial and deltaic environment. Carboniferous mountain glaciers were located in the North-Western Ethiopia, in the so-called 'Ethiopian-Sudanese Massif', and provided detrital material which was transported and accumulated in valleys and coastal plains. Climatic change took place in the Lower Permian.

2.2. ADIGRAT SANDSTONE FACIES

These cross-bedded red sandstone overlies the metamorphic basement or the Pre-Adigrat sandstone and are generally covered by the Jurassic Antalo limestones. It is of large extent in Ethiopia; its thickness can exceed several 100 m; its age ranges from Permian to Middle Jurassic.

In the Blue Nile Basin, the Adigrat Sandstone Facies is about 200 m thick and can be divided in 2 members.

The lower member consists of fine to medium grained red sandstones alternating with silty shale. Their bedding is slightly inclined and variably oriented; the basal beds are transitional with the underlying Pre-Adigrat **grey** sandstone. This lower member was deposited in a continental basin.

The upper member is generally made of coarse cross-bedded sandstone, with channels filled by gravels. The general direction of transport was South-Eastward. Some beds are horizontally bedded and graded, with clay balls and gravel at the base, and silt, ripple-marks, mud-cracks at the top.

The sandstones are orthoquartzites; they are mainly composed of quartz, with few feldspars and muscovite, and very little matrix made of kaolinite. Calcite is present in weathered parts. Grains are generally coated by a goethite film. The sorting and roundness are better at the top of the formation, and suggest a deltaic and near shore deposition environment. The diagenetic evolution is generally not important, except for localized quartz overgrowths giving a quartzitic structure to some beds.

Poorly-preserved silicified trunks in a channel can be correlated with Permo-Triassic trees.

In Chercher, red sandstones are similar, but the lower beds are coarse, poorly-sorted and contain small terrestrial Gasteropods shells. The others beds are fluvial and deltaic, while the uppermost strata are clearly marine and constitute the transition to the overlying Antalo Limestone. In some places, the clastic formation is very thin; it consists only of the Jurassic upper marine beds directly covering the metamorphic basement: these areas have undergone the continental erosion during Permo-Triassic times until the Jurassic transgression.

The Adigrat Sandstone Facies is similar also in Northern Ethiopia.

In conclusion, the Adigrat Sandstone Facies is a typical molassic red facies deposited under a tropical climate, in a first continental environment grading to a near-shore one at the top. Its age ranges mainly from Permian to Triassic but can extend to Jurassic in some places (in Chercher for instance).

2.3 ABBAI STRATA

This thick evaporitic formation (500 m) is restricted to the Blue Nile Basin. It consists mainly of variegated shales, gypsum, dolomite and some beds of sandstones. Clay minerals are predominantly illite and kaolinite. Size distribution and shape of grains in sandstones indicate a near-shore environment. Shells of small Pelecypods, Gasteropods and Ostracods debris were found in dolomitic beds but dating is not precise: a Triassic to Liassic age is inferred.

The Abbai Strata were deposited in a shallow marine basin connected to the open sea in the Northern part.

2.4 ANTALO LIMESTONE FACIES

Jurassic reef limestone and marl are well represented in Ethiopia and characterize the maximum Mesozoic transgression (In Ogaden Basin the description 'Hamanlei Formation' is used instead of 'Antalo'). They are fossiliferous and have provided long lists of Gastropods, Brachiopods, Pelecypods, Corals and microfossils. Ammonites were found only in the Ogaden Basin. Dating ranges from Bathonian to Kimmeridgian or Portlandian according to the localities. In Tigre and Ogaden, a shaly unit occurs at the top of the formation.

2.5. UPPER SANDSTONE FACIES

This regressive facies ends the sedimentary series except in SE Ogaden where the marine sedimentation continued into the Tertiary.

In the Blue Nile Basin and Chercher Mounts, the lithologic facies progressively changed at the top of the Antalo Limestone Formation. The first deposited sandstone beds are near-shore sediments, but the major part is continental. Sedimentological features are very similar to Adigrat Sandstone Facies. Continental sandstones are red, cross-bedded and poorly sorted; they were deposited on a piedmont slope ('Glacis'). They provided a lot of silicified trunks very useful for dating. The top of the formation was generally eroded at the end-Cretaceous, prior to the Tertiary eruptions, but in some places, there

is no noticeable unconformity between the Upper Sandstone and the volcanics, indicating that the first eruptions were contemporaneous there to the uppermost sandstone beds.

In conclusion, the Upper Sandstone Formation is also a typical molassic facies ranging from Upper Jurassic to end-Cretaceous on the Ethiopian Plateau, but to early Tertiary in the Chercher Mounts.

2.6 SEDIMENTARY INTERCALATIONS OF TERTIARY VOLCANICS

Tuffs and agglomerates are associated with Cainozoic basaltic flows. Many pyroclastic beds were deposited in lacustrine environment with clay and lignite. Plant remains are frequently encountered (prints of leaves and silicified or carbonized woods). Silicified wood is also present in terrestrial deposits.

Palaeobotanical determinations were useful for dating the main volcanic events. They show that episodes are numerous and not synchronous in various regions. Volcanic activity started in the early Eocene on the central Ethiopian Plateau, but later (end-Eocene or Oligocene) on the Harar Plateau. The flood basalts of the Trap Series were mainly erupted during the Oligocene and Miocene times. On the Ethiopian Plateau, Shield volcanoes and acidic welded tuffs are Miocene and Pliocene.

3- PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF ETHIOPIA

Considering the recent geological studies made in East Africa and Arabian Peninsula, the sedimentary history of Ethiopia can be reconstructed as follows.

3.1 CARBONIFEROUS-LOWER PERMIAN

Mountain glaciers covered the Southern part of Africa. They covered the Ethiopian-Sudanese Massif too. They have deposited moraines in the North (and West?) Ethiopia. Elsewhere, moraines have been reworked, transported and finally deposited in fluvial and deltaic environment (Pre-Adigrat Facies).

3.2 PERMIAN and TRIASSIC

Due to faulting, Ethiopia was fragmented by a pattern of horsts and basins (hemi-grabens) roughly oriented NE-SW. The horsts were the Ethiopian-Sudanese Massif, the Harar-Yemen Massif and the Bur Acaba Massif. They were eroded and they provided detrital material to the basins of Tigre-Blue Nile, Ogaden-North Kenya and Indian Ocean coast. Adigrat Sandstone was deposited on piedmont slopes ("glacis") and in alluvial plain ("bahada"). The climate was tropical.

3.3 LIASSIC

Because of subsidence of the Tigre-Blue Nile Basin, and of the Ogaden Basin, a shallow sea invaded these areas and deposited locally evaporitic facies (Abbaï Strata).

3.4 MIDDLE-UPPER JURASSIC

The transgression was generalized over the Horn of Africa. There were reefs in shallow water (Antalo Limestone) and little clastics along the Western sea shore (Ambo Sandstone). The regression started at the end-Jurassic.

3.5 CRETACEOUS

Due to the general uplift of the Horn of Africa, the regression was completed, except in SE Ogaden where the sea persisted until the early Tertiary. The erosion of the Ethiopian-Sudanese Massif, and secondarily of the North Somalia one, provided clastics on piedmont slopes and alluvial plains up to the sea shore (Upper Sandstone).

3.6. CAINOZOIC

Faulting in the early Eocene gave way to the Trap Series flood basalts. Lacustrine deposits were accumulated during gaps in volcanic activity. During the Miocene and the Pliocene, on the Ethiopian Plateau, short but thick basaltic flows and pyroclasts from isolated centers (Shield Group) and thick acidic welded tuffs (Post-Trappean Ignimbrites) were erupted. In that time, the Arabian Peninsula split away and the Ethiopian Rift System was generated.

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

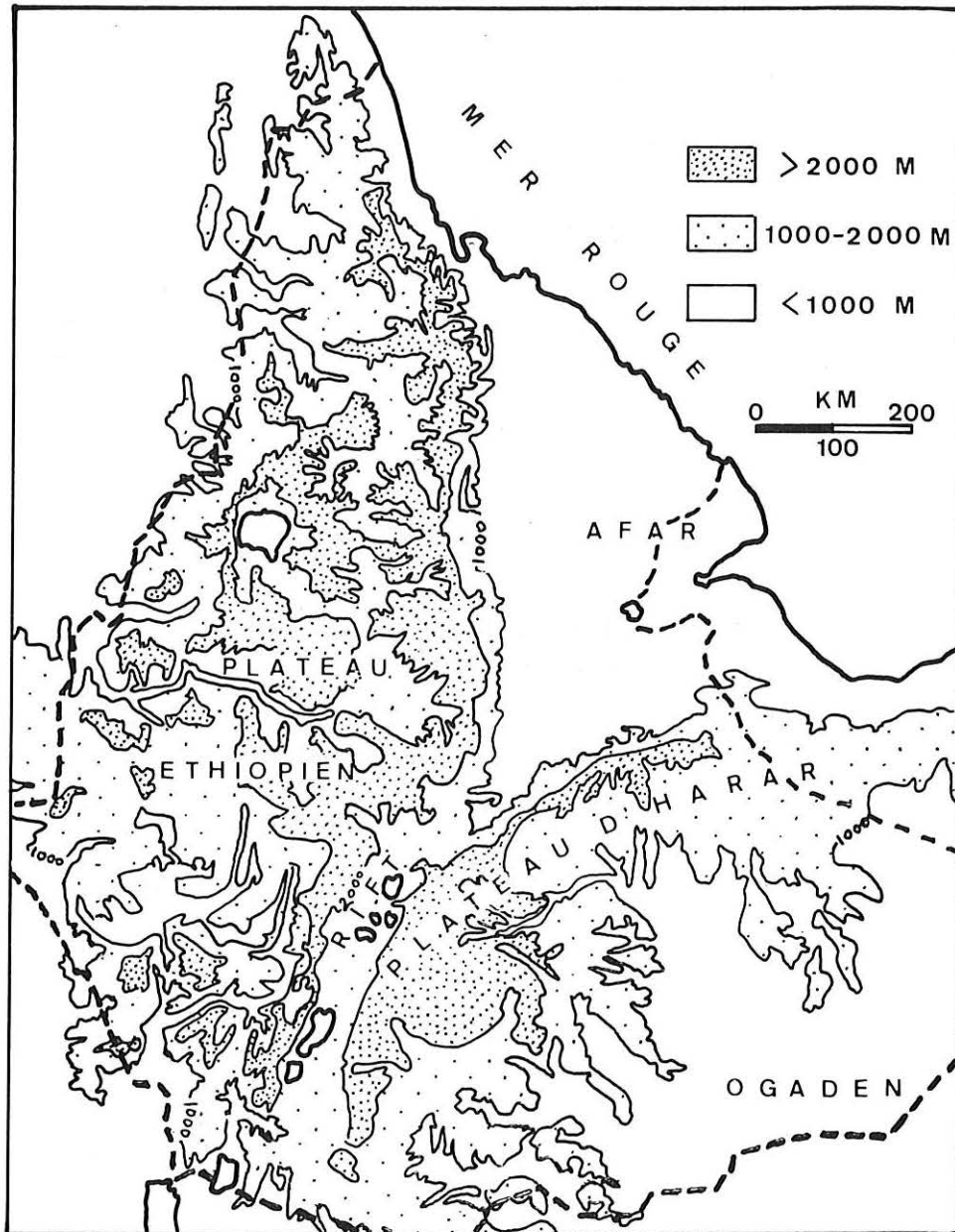


Fig. 2 – Carte altimétrique simplifiée de l’Ethiopie.
 Outline Physiographic Map of Ethiopia (after P. A. MOHR).

CADRE GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETHIOPIE

1 - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le soulèvement récent de l'Afrique orientale et l'effondrement NNE-SSW de la zone du Rift Valley éthiopien ont déterminé l'individualisation de trois régions naturelles :

- Le Haut Plateau Ethiopien,
- La dépression du Rift et de l'Afar,
- Le Haut Plateau Somali.

Figure 2: carte altimétrique simplifiée de l'Ethiopie

1.1 LE HAUT PLATEAU ETHIOPIEN

Cette haute région, isolée du reste de l'Afrique par des escarpements et des zones désertiques ou peu pénétrables, est restée longtemps mal connue et a abrité une civilisation originale. L'altitude moyenne est comprise entre 2000 et 2500 mètres. L'écoulement général du réseau hydrographique se fait vers l'Ouest (Soudan). Le soulèvement récent a provoqué le creusement de profonds canyons (Nil Bleu, Takazze) et isolé des reliefs tabulaires appelés "*Amba*" qui peuvent dépasser 4000 mètres d'altitude (comme dans les Monts du Simien par exemple).

Le versant Est est abrupt, les rivières creusent des vallées courtes et rapides en direction de la zone effondrée du Rift. L'Awash est le seul grand cours d'eau coulant vers l'Est. Tout en suivant le Rift, il se dirige vers la Mer Rouge qu'il n'atteint pas.

Le versant Ouest présente une descente plus graduelle vers la plaine soudanaise du Nil Blanc. Les principaux sommets sont le Ras Dashen (4620 m) au Nord de Gondar (Massif du Simien) et l'Abouna Meda (4305 m) au Nord de Debré Berhan.

1.2 LA DEPRESSION DU RIFT ET DE L'AFAR

Une série d'effondrements a délimité une longue dépression allongée NNE-SSW appelée : "*Ethiopian Rift System*" par P.A. MOHR, et plus brièvement "*Rift*". Cette dépression est en fait une succession de rifts occupés par le lac Rodolphe, les lacs Gallas, la vallée moyenne de l'Awash. Elle s'élargit en triangle au Nord dans le pays Danakil ou Afar. L'altitude varie de 1500 à 1000 mètres dans le Rift pour s'abaisser graduellement vers le Nord jusqu'à atteindre des niveaux inférieurs à celui de la mer.

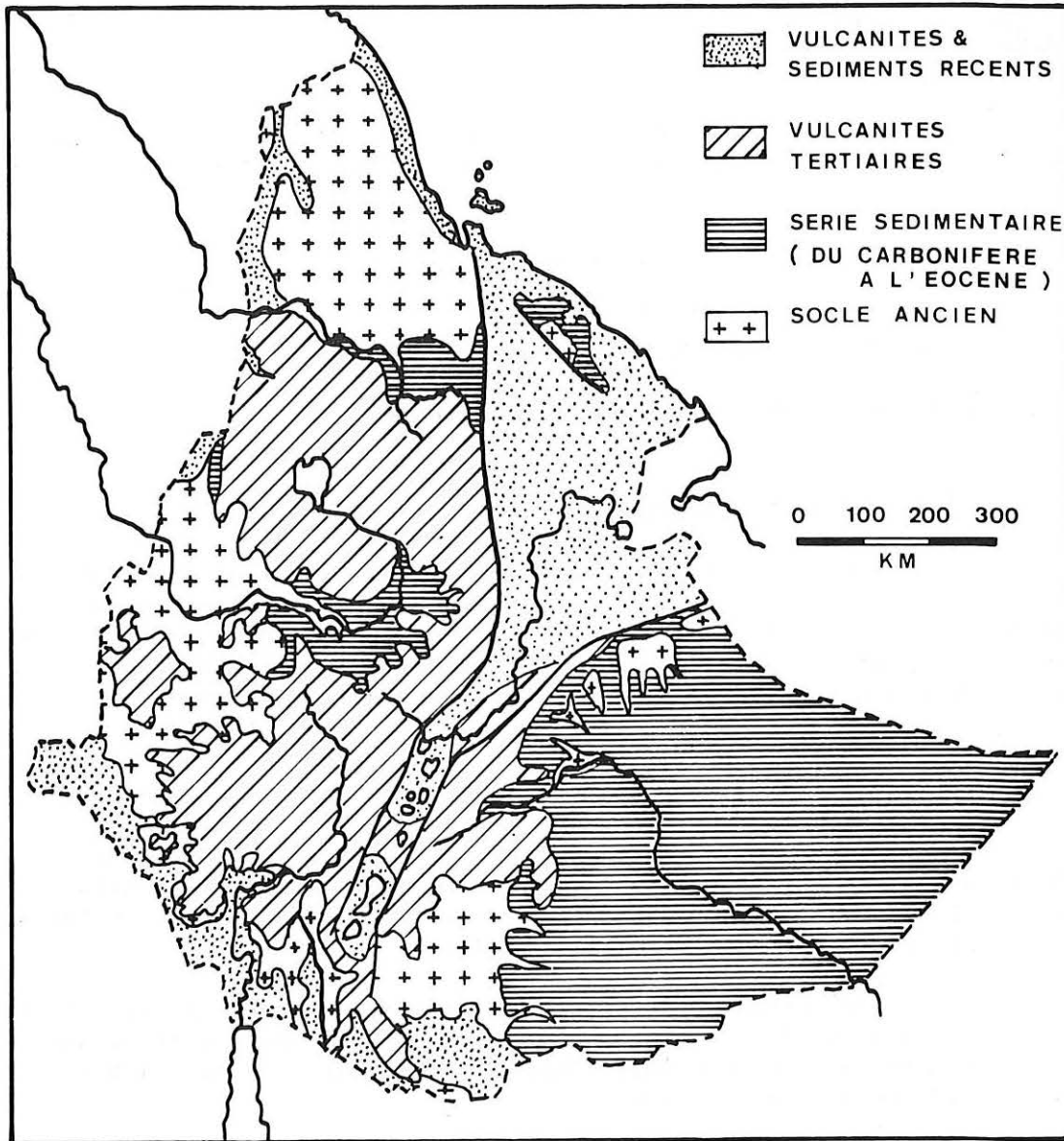


Fig. 3 – Carte géologique simplifiée de l’Ethiopie.
 Geological Sketch Map of Ethiopia (according to V. KAZMIN).

1.3 LE HAUT PLATEAU SOMALI (OU PLATEAU DE L'HARAR)

Il s'agit d'une immense surface légèrement inclinée vers le SE, en direction de l'Océan Indien, dont les hauts sommets sont situés en bordure du Rift : Mont Kaka (4193 m), Mont Batu (4310 m). La disposition de l'hydrographie est grossièrement symétrique de celle du Haut Plateau Ethiopien : courts canyons en direction du Rift, majeure partie des eaux rassemblée en deux grands cours d'eau atteignant l'Océan Indien : le Wabi Shebelle et le Giuba.

2 - CADRE GEOLOGIQUE

L'histoire géologique de l'Ethiopie peut se résumer ainsi : un socle ancien recouvert en grande partie par une série sédimentaire essentiellement secondaire puis par des roches volcaniques principalement tertiaires.

Le Haut Plateau Ethiopien est en sa majeure partie coiffé par l'épaisse série volcanique des Trappes (1). Le socle affleure au Nord en Erythrée, au Sud en Sidamo, à l'Ouest à la frontière soudanaise. La série sédimentaire apparaît au Nord dans la province du Tigré, et dans le profond canyon creusé par le Nil Bleu.

Le Rift et l'Afar sont couverts de roches volcaniques et de dépôts récents plio-quaternaires. Le horst Danakil au Nord de l'Afar et le horst Aicha à l'Est mettent à l'affleurement des roches plus anciennes.

Le Haut Plateau Somali comprend une vaste zone de roches sédimentaires à l'Est dans l'Ogaden. Le socle est visible au Nord dans le Harar mais les plus grands affleurements sont au Sud vers la frontière du Kenya ; des roches volcaniques forment les sommets à l'Ouest, en bordure du Rift.

Figure 3: carte géologique simplifiée de l'Ethiopie

3 - REMARQUES

3.1 ORTHOGRAPHE DES NOMS DE LIEUX

Il existe deux méthodes de transcription des mots amhariques en caractères latins ; la première suit la prononciation italienne, la seconde est la transcription anglaise qui, de nos jours, remplace officiellement la précédente. En fait, l'uniformisation de l'écriture en caractères

(1) Note : Le terme "*trapp*" est d'origine scandinave. Son pluriel est probablement "*trappen*". Les auteurs de langue anglaise l'orthographient "*trap*" ("*traps*" au pluriel) et utilisent l'adjectif "*trappean*". Les géologues italiens parlent de "*serie trappica*". L'adjectif "*trappéen*" figure en 1839 dans le Bulletin de la Société Géologique de France (p. 161) mais le nom lui même est absent du dictionnaire Littré. Pour la commodité de l'orthographe nous adopterons les mots "*trappes*" et "*trappéen*".

latins des noms de lieux est loin d'être effective et les deux transcriptions coexistent : Exemples

Addis Abeba - Addis Ababa
Scioa - Shoa
Harar - Harrar - Harer

Nous utiliserons la transcription la plus courante.

3.2 DIVISIONS ADMINISTRATIVES DE L'ETHIOPIE

L'Ethiopie est divisée en 14 "Tekle Guizet" ou "Gouvernorats généraux", appelés couramment régions ou provinces. Chaque gouvernorat est divisé en plusieurs "Awraja" comparables à des départements. Harar et Shoa sont deux gouvernorats (cf. M.W. MARIAM, 1970).

3.3 CARTES TOPOGRAPHIQUES DE L'ETHIOPIE

Le travail systématique de cartographie, sur le terrain et à l'aide de photos aériennes, a été entrepris par l'institut géographique militaire italien, très tôt pour le Nord de l'Ethiopie et vers 1936 pour le centre du pays.

Les minutes et les cartes provisoires établies ont été reprises par l'autorité militaire anglaise en 1943 et corrélativement une série de cartes topographiques à 1 : 500 000ème a été publiée à partir de 1946.

La planimétrie se fonde sur les observations italiennes antérieures donc à 1940 : le tracé des pistes, voire des routes, l'emplacement et le nom des villages ont fréquemment changé ; la transcription des noms de lieux repose sur la prononciation italienne. L'altimétrie primitivement relevée en mètres a été convertie en pieds ; l'équidistance des courbes est généralement équivalente à 1000 mètres. Ces feuilles sont précises et utilisables pour le Nord de l'Ethiopie et la région d'Addis Abeba quand elles sont encore disponibles.

Une carte en couleur à 1 : 1 000 000ème en deux feuilles a été tirée de ces cartes d'origine italienne en 1956. Elle est malheureusement épuisée.

Dans les années 60, un nouveau travail cartographique a été mené sous l'égide du Service cartographique de l'armée américaine ("Mapping Mission"). Deux feuilles seulement ont été publiées à notre connaissance : l'une à l'échelle du 1 : 2 000 000ème couvrant l'Ethiopie, l'autre au 1 : 250 000ème pour les environs d'Addis Abeba.

La nouvelle carte de l'Ethiopie au 1 : 2 000 000ème (1968) fournit un fond topographique à la carte géologique de V. KAZMIN. Des innovations dans le choix et la transcription orthographique des noms de lieux rendent souvent ceux-ci méconnaissables. D'autre part, des erreurs grossières et inexplicables sont relevées dans la planimétrie : voir comme exemple le tracé original attribué à la route d'Addis Abeba à Debré Marcos. L'altimétrie elle-même devient suspecte.

La seule carte en couleur au 1 : 250 000ème qui soit disponible à ce jour est celle de la région NW d'Addis Abeba, publiée en 1969 par le Service géographique éthiopien. L'altimétrie est bien détaillée avec une équidistance de 100 mètres, mais la critique précédente s'applique à la planimétrie. L'orthographe des noms de lieux a été modifiée et ne correspond souvent plus à ceux des cartes d'origine italienne, ni quelquefois à ceux portés par les panneaux indicateurs routiers : la petite bourgade d'Alem Meda à 50 kilomètres au Nord d'Addis Abeba a ainsi disparu de la carte.

Dans l'Afar et sur la côte de la Mer Rouge, des relevés cartographiques par interprétation des photographies aériennes sont en cours, en particulier chez Géomap à Florence qui a déjà achevé plusieurs feuilles, lesquelles ne sont cependant d'aucune utilité dans le cadre de notre étude.

Nous passerons sous silence l'essai de cartographie routière hasardé par les services commerciaux de MOBIL dans les années 65 et réédité depuis avec quelques enluminures touristiques.

En conclusion, la carte Michelin Afrique du Nord-Est au 1 : 4 000 000ème reste la seule utilisable et aisément disponible, les cartes plus détaillées étant peu sûres ou introuvables.

3.4 PHOTOS AERIENNES

L'utilisation directe des photos aériennes serait la meilleure solution en l'absence de références topographiques précises pour la plupart des régions étudiées. La couverture aérienne complète du pays a été effectuée dans les années 60. Les photos sont en cours d'interprétation au Service Géographique Ethiope. Celles du bassin du Nil Bleu sont également déposées au Département de Water Resource.

Grâce à l'amicale collaboration du Département de Géologie de l'Université d'Addis Abeba, nous avons pu observer et même obtenir du Département de Water Resource quelques photos de la région de Fiché. Nos efforts ont été vains au Service Géographique malgré les nombreuses tentatives effectuées en 72-73 et en 74, ceci pour des motifs d'abord techniques et, en dernier ressort, politiques. Le Ministère des Mines a été plus coopératif sans que pour cela cette bonne volonté s'accompagne de résultats substantiels. Il a été ainsi impossible d'obtenir des données topographiques détaillées sur la région du Chercher.

Tout récemment (fin 1974) nous avons envisagé d'utiliser des photographies prises par le Satellite ERTS en 1972 et 1973. Des agrandissements sur papier sont fournis à l'échelle du 1 : 500 000ème par le Ministère de l'Intérieur américain. Les images étant transmises du satellite à la station réceptrice par télévision, leur qualité est très moyenne et ne permet pas la vision des détails planimétriques (routes, pistes, villages). Les distorsions optiques des bords des clichés ne sont pas corrigées. Par contre, le tracé des rivières et les grands traits du relief sont bien apparents. On remarque également des structures rectilignes, souvent groupées en faisceaux, et interprétées pour la plupart comme des fractures.

Ces clichés fournissent donc un fond topographique fort appréciable, surtout lorsqu'ils intéressent des régions dont la couverture cartographique n'est pas disponible. Ils peuvent également donner lieu à des esquisses structurales.

CHAPITRE 2

THEMES D'ETUDE ET LEUR LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

La localisation géographique de cette étude a été faite principalement en fonction de l'accessibilité des lieux depuis la capitale.

A partir de 1970, date de la fin de notre séjour continu en Ethiopie, sont également intervenues les conditions climatiques ; les missions ayant lieu au cours du mois de juillet, c'est-à-dire pendant la saison des pluies, une grande partie du Plateau Ethiopien, au Nord d'Addis Abeba, a été exclue et les explorations géologiques ont été limitées à l'Harar, où la saison des pluies est moins importante ou plus tardive.

Les premiers secteurs étudiés, en 1969-1970, ont été choisis dans le but de collecter des échantillons de bois silicifiés : nos projections ont donc concerné les affleurements d'intercalations sédimentaires dans les vulcanites coénozoïques, et de grés mésozoïques. Par la suite, le besoin s'est fait sentir de situer stratigraphiquement le résultat des collectes, et une étude plus complète a été entreprise sur chaque gisement.

Lors des missions de 1972-73-74, nous avons adjoint d'autres localités aux fins de reconstituer un cadre stratigraphique suffisant. La découverte d'affleurements gréseux datés précisément carbonifères nous a incités à revoir le problème du paléozoïque en Ethiopie. L'importance enfin des faciès détritiques a conduit naturellement à leur étude pétrographique.

Figure 4: localisation des régions étudiées

Ainsi, ce travail se présente-t-il tout d'abord comme une analyse géologique détaillée d'un certain nombre de secteurs bien localisés : étude générale stratigraphique et tectonique, aspect sédimentologique et paléobotanique des dépôts sédimentaires. Les lieux étudiés sont situés sur le Plateau Ethiopien, dans les environs d'Addis Abeba ou à proximité des grands itinéraires, et sur le Plateau d'Harar, dans le Massif du Chercher. Nous avons volontairement exclu la zone du Rift essentiellement constituée de terrains récents, plio-quatérnaires, et qui a fait l'objet de nombreuses recherches (voir en particulier M. TAIEB, 1974).

La synthèse de ce travail mettra en relief les conditions de dépôt de chacune des grandes formations sédimentaires détritiques, leur datation à l'aide des déterminations paléobotaniques et les possibilités de comparaisons avec les faciès des régions voisines. Le faciès marin calcaire sera seulement mentionné : il a fourni une liste suffisante de fossiles animaux, précédemment déterminés par de nombreux auteurs, et son analyse pétrographique a fait récemment l'objet d'une étude de la part de GUETANEH ASSEFA.

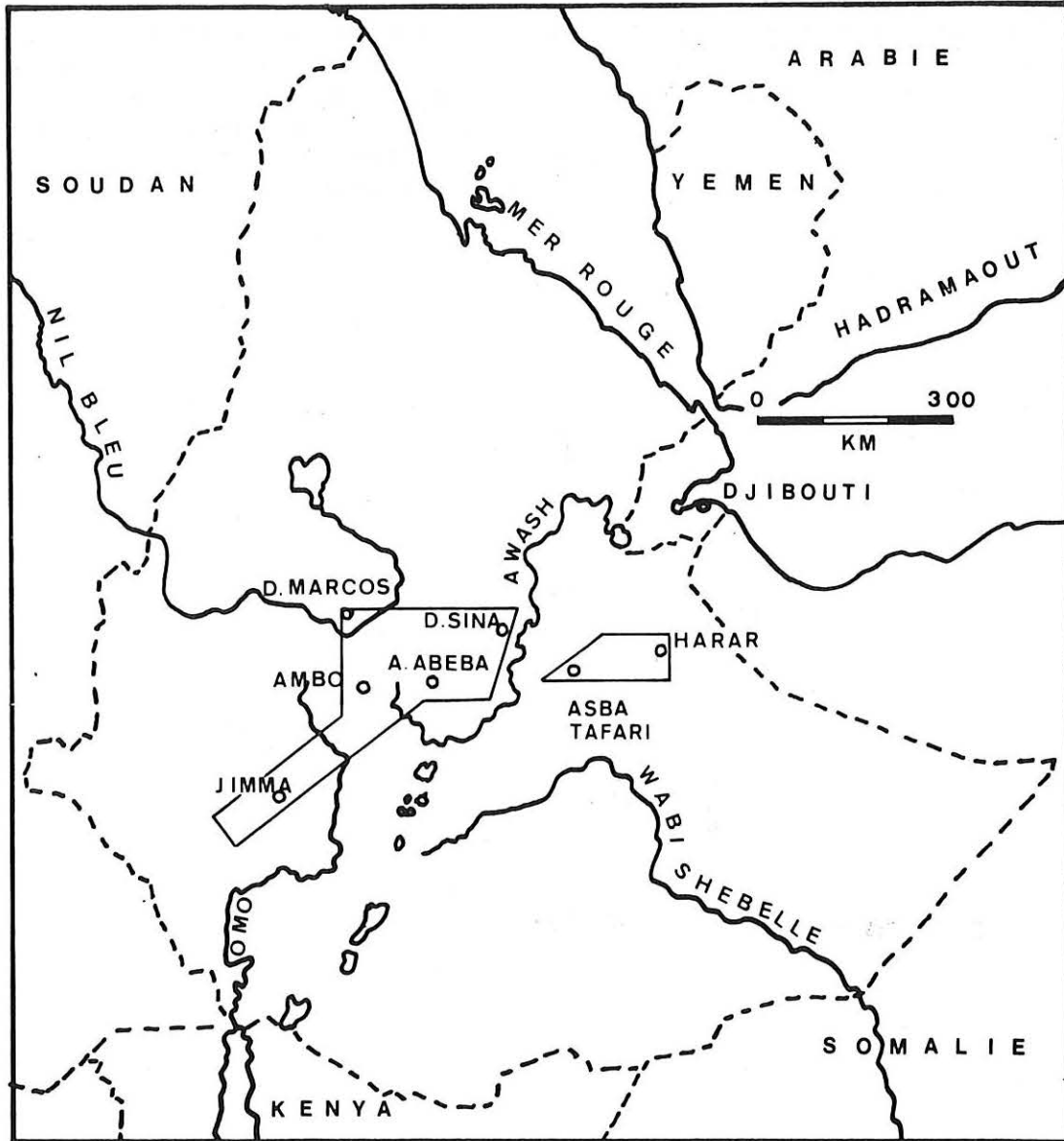


Fig. 4 – Localisation des régions étudiées.
 Location Map of Surveyed Areas.

Les déterminations des empreintes et restes végétaux collectés dans des intercalations lacustres et certains niveaux pyroclastiques permettra de proposer une succession et une datation relative des principales formations volcaniques du Plateau Ethiopeien centro-oriental et de la portion occidentale du Plateau d'Harar.

L'utilisation de photographies prises par satellite (Programme ERTS) contribuera à l'établissement de l'esquisse structurale et à l'interprétation tectonique des régions parcourues.

La reconstitution paléogéographique qui mettra fin à l'ouvrage tiendra particulièrement compte de la configuration du continent de "Gondwana" pendant le carbonifère et de ses traits climatiques, des mouvements épirogéniques et des modalités consécutives des fluctuations marines du mésozoïque. Compte tenu des travaux similaires conduits dans les régions adjacentes, l'évolution paléogéographique de l'Ethiopie centrale et orientale sera insérée finalement dans le cadre africain.

METHODES DE TRAVAIL

Le travail de terrain a été commencé pendant un séjour continu de 3 ans à Addis Abeba, de 1967 à 1970. Il a consisté à rechercher des gisements de paléoflore dans les vulcanites et les grès des alentours de la capitale, d'abord en compagnie de Monsieur le Professeur Y. LEMOIGNE, puis seul. Le Professeur SCHYFSMA, alors directeur du Département de Géologie de l'Université d'Addis Abeba, nous fit découvrir la série sédimentaire du Nil Bleu.

Trois missions de paléobotanique, dont deux sous l'égide du C.N.R.S., effectuées en 1972, 1973 et 1974, en collaboration avec Messieurs les Professeurs Y. LEMOIGNE, puis J. PERRIAUX, permirent d'étendre le champ d'investigation au Harar et de préciser la situation stratigraphique des gisements précédemment découverts. Notre travail fut grandement facilité par R. BLACK avec lequel nous eûmes d'intéressants échanges de vue. GETANEH ASSEFA se joignit à nous dans une reconnaissance de terrain en 1972 et 1974.

Le transport a souvent été assuré bénévolement par les collègues du Lycée Gebré Mariam, mais nous devons renouveler nos remerciements à Monsieur le Docteur DESROTOURS, directeur de la Mission Vétérinaire Française en Ethiopie et au Professeur R. BLACK de l'Université d'Addis Abeba qui ont mis à notre disposition des véhicules tout-terrain. G. COURET, intendant au Lycée jusqu'en 1974, s'occupa amicalement du côté logistique de nos expéditions.

Les échantillons paléobotaniques et pétrographiques durent être exportés d'Ethiopie - opération s'avérant de plus en plus délicate mais grandement simplifiée jusqu'en 1972 par D.B. DOW, directeur du Service des Mines et S. KANDAR, ingénieur au même Service -.

Les déterminations paléobotaniques ont été entreprises par Y. LEMOIGNE dans son laboratoire de paléobotanique de l'Université de Lyon. H. MEON (Laboratoire de Géologie) voulut bien se charger de la recherche des pollens dans les échantillons pétrographiques qui lui furent confiés. Une étude plus approfondie fut demandée à H. BONNEFILLE. Les quelques Brachiopodes collectés dans le bassin du Nil furent remis à Y. ALMERAS (Laboratoire de Géologie - Lyon).

L'étude pétrographique des grès a d'abord été effectuée au Laboratoire de Pétrographie Minière de Drocourt par P. DOLLE, directeur des Services Géologiques du bassin houiller Nord-Pas de Calais, puis par Monsieur le Professeur J. PERRIAUX de l'Institut Dolomieu (Département de Géologie de l'Université de Grenoble) qui a bien voulu mettre à ma disposition les facilités de son laboratoire. Des analyses sédimentologiques complémentaires ont été faites au Sedimentology Research Laboratory de l'Université de Reading, U.K., grâce à l'amabilité de Monsieur le Professeur P. ALLEN.

L'obtention et l'interprétation des clichés du programme ERTS (ou LANDSAT) a été rendue possible grâce à l'amicale collaboration de W. ALVAREZ de l'Observatoire géophysique de l'Université de Columbia, New York.

Les recherches bibliographiques ont été faites essentiellement à Rome. L'Institut Géologique possède une bibliothèque remarquable, mais qui malheureusement est fermée officiellement au public depuis fin 1973 par manque de personnel (Istituto Geologico Italiano, Largo Santa Susana, Roma). De nombreux ouvrages italiens sont détenus par la bibliothèque du Département de Géologie de l'Université et de la Société Géologique Italienne. Les publications anciennes peuvent être trouvées à l'Accademia del Lincei ; celles relatives aux années 1936 à 1940 au Musée de l'Afrique Orientale Italienne.

La rédaction de ce mémoire a été entreprise à Rome en 1973 ; elle a été poursuivie ensuite à Alger pour être finalement terminée à Reading en 1977. La durée de cette rédaction peut fournir l'explication d'une certaine hétérogénéité que le lecteur risque de relever.

ETUDES ANTERIEURES

L'Ethiopie est longtemps demeurée à l'écart des grandes expéditions scientifico-coloniales. Certains voyageurs aventureux ont pu y pénétrer dès le milieu du siècle dernier, quelques-uns au prix de leur vie. L'arrivée au pouvoir de l'Empereur Menelik II, à la fin du siècle dernier, a permis l'ouverture des frontières de l'Empire aux géologues européens tandis que l'Erythrée bénéficiait des attentions italiennes. Ainsi, les explorations géologiques systématiques n'ont-elles commencé que fort tard, aux alentours de 1930 pour le Haut Plateau Ethiopien. Encore de nos jours, malgré l'effort de cartographie réalisé par le Service Géologique du Ministère des Mines, la géologie de certaines régions éloignées, à l'Ouest et au Sud du pays, n'est connue que par l'interprétation de photos aériennes.

Le rapide historique qui suit donnera un résumé succinct de quelques ouvrages fondamentaux s'appliquant à la géologie de l'ensemble de l'Ethiopie, et aux publications qui intéressent directement les régions étudiées ici ; nous ne manquerons pas chaque fois de rendre hommage au remarquable ouvrage de synthèse de G. DAINELLI.

1 - OUVRAGES GENERAUX FONDAMENTAUX

1.1 W.T. BLANFORD (1870) - *"Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia"*

Ce naturaliste britannique suivit l'expédition armée dirigée contre l'Empereur Theodoros. Il put ainsi traverser le Plateau Ethiopien septentrional et relever la succession stratigraphique fondamentale ; la nomenclature qu'il élaborait est depuis lors toujours employée : Grès d'Adigrat, Calcaires d'Antalo, Série des Trappes. Son ouvrage servit de base aux travaux ultérieurs.

1.2 G. DAINELLI - O. MARINELLI (1909) - *"Geologia della regione etiopica"* - *"A proposito di una nostra carta geologica della regione etiopica"*

Cette carte géologique à l'échelle du 1 : 4 000 000ème est la première qui couvre l'ensemble de l'Ethiopie. Elle est précise pour l'Erythrée, car les relevés ont été faits par les auteurs, mais elle est très incomplète et souvent hypothétique pour le reste du pays. La notice explicative justifie les imprécisions : la bibliographie ne comprend que quelques dizaines de références.

1.3 G. STEFANINI (1933) - "Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia alla scala di 1 : 2 000 000 con note illustrative" - 2ème édition revue et complétée en 1936

L'auteur a entrepris l'étude géologique détaillée de l'ex-Somalie italienne de 1913 à 1931 au cours de nombreuses expéditions géologiques. Quelques reconnaissances en Ethiopie lui permirent de reconstituer une carte géologique des deux pays, moins approximative que la précédente, qui reprend peut-être les relevés de G. DAINELLI et O. MARINELLI pour l'Erythrée, mais met à profit les observations de l'auteur pour la Somalie et les études de détail faites entre temps à Djibouti (M. DREYFUSS), dans l'Harar et la vallée de l'Awash (P. TEILHARD DE CHARDIN et coll.), le Horst Danakil (P. VINASSA DE REGNY) et le Wollega (L. VON ZUR MUHLEN). Mais là encore, les régions peu accessibles, donc mal connues, ont été cartographiées par extrapolation. Cette carte demeure utilisable aujourd'hui encore pour l'Erythrée, l'Harar et la Somalie méridionale.

La "note illustrative" est le premier ouvrage synthétique et à peu près complet traitant de la géologie éthiopienne : la bibliographie comprend plusieurs centaines de références bibliographiques. L'exposé est très clair et demeure encore d'une grande utilité. Il a été repris et résumé par F. SACCO en 1937 dans "Schema geologica dell'Etiopia".

1.4 G. DAINELLI (1943) - "Geologia dell'Africa Orientale"

Cette énorme synthèse bibliographique s'appuie sur près de 1000 références et s'arrête à 1941. Elle est accompagnée d'une carte géologique au 1 : 2 000 000ème.

C'est le livre de base, la "bible", de la géologie éthiopienne. Sa lecture est rendue difficile par le plan adopté qui entraîne des redites et évite titres et paragraphes, et un style qui affectionne les périodes interminables ; 1900 pages souvent plus proches d'un exercice de rhétorique que d'un exposé scientifique. L'auteur a cependant accompli là un travail de compilation remarquable, distribué en trois volumes :

Volume 1 (461 p.) "Progression des connaissances" - "Bibliographie" - "Appendice : ressources minérales"

Ce premier volume est un long historique des explorations et travaux géologiques, traité région par région. L'auteur produit également la justification des contours de la carte géologique synthétique qu'il a proposée.

Volume 2 (701 p., 54 fig.) "Socle" - "Série sédimentaire mésozoïque"

L'auteur passe d'abord en revue les divers types pétrographiques composant le socle éthiopien : schistes cristallins, roches intrusives, roches effusives et filoniennes. Cette longue énumération (168 p.) de résumés et extraits de publications ne permet pas de se faire une idée bien claire de la question. Le chapitre final consacré aux conditions géologiques et paléogéographiques aurait gagné également en clarté s'il avait été moins long (140 p. !). La série sédimentaire mésozoïque est étudiée région par région. En prenant l'exemple du Shoa et de l'Harar, on trouve une revue complète de tous les ouvrages traitant la question

jusqu'à 1941, avec résumé des thèmes principaux. Mais le plan adopté entraîne donc des redites systématiques ; pour chaque région en effet, l'auteur donne d'abord la liste des différents travaux et leur contenu, répétition partielle du Volume 1, puis il fait un essai de synthèse en reprenant les idées principales conformes à ses conceptions et ses sympathies. Un essai de reconstitution paléogéographique conclut ce volume.

Volume 3 (748 p., 57 fig.) "*Succession tertiaire*" -
"*Phénomènes du quaternaire*"

Dans ce dernier volume sont traités les roches sédimentaires coénozoïques de Somalie et de la côte de la Mer Rouge et le volcanisme des Trappes des Plateaux Ethiopien et Somali. G. DAINELLI termine par des considérations tectoniques et paléogéographiques, la répartition des formations marines et continentales quaternaires, et les données du volcanisme récent.

Volume 4 "*Carte géologique au 1 : 2 000 000ème*"

C'est une excellente carte géologique de l'Ethiopie qui a été reprise et légèrement modifiée par P.A. MOHR (1963). Elle dérive essentiellement de la carte de G. STEFANINI complétée par les nombreuses recherches italiennes et allemandes effectuées de 1936 à 1941. Elle est accompagnée par un plan d'assemblages des sources cartographiques et un degré de certitude de la connaissance géologiques des régions cartographiées. Certaines régions sont considérées comme cartographiées d'une façon définitive (au moins à l'échelle du 2 000 000ème) ; exemple : Tigré, Erythrée, région d'Harar... ; d'autres sont déclarées de connaissance incertaine : Ogaden, Ouest du Plateau Ethiopien...

Cette carte très claire et lisible utilise 26 figurés différents :

- Socle : nature pétrographique peu détaillée,
- Série sédimentaire secondaire : distinction des différents faciès pétrographiques. Age évalué suivant l'hypothèse d'une transgression marine venant du Sud-Est,
- Sédiments marins et littoraux tertiaires (Somalie),
- Dépôts quaternaires,
- Volcanisme : distinction de 3 séries (Trappes des hauts plateaux, masses intrusives dans les Trappes du Tigré, volcanisme des zones effondrées et récent).

1.5 G. DAINELLI (1956) "*Ethiopie - Erythrée*" in Lexique Stratigraphique International

Il s'agit d'un résumé moins prolixe de la partie stratigraphique de l'ouvrage précédent. Les sources d'information n'ont pas changé, et il ne figure pas de références nouvelles postérieures à 1941 dans la bibliographie. Cet exposé très incomplet, caractère dû au plan même du lexique, est néanmoins bien plus aisé à manipuler que l'ouvrage précédent.

1.6 U. USONI (1952) "*Risorse minerarie dell'Africa Orientale*"

Cet ouvrage s'appuie sur des travaux de recherches minières effectués entre 1936 et 1941, mais sa publication a été retardée par la guerre.

L'introduction est un résumé de la géologie de l'Afrique orientale (Erythrée - Ethiopie - Somalie). La première partie, qui est consacrée aux minerais métalliques, présente peu d'intérêt pour notre étude, mis à part un commentaire sur les travaux de C. LEBLING et E. NOWACK dans le Chercher (p. 98). Dans la seconde partie (minerais non métalliques) le chapitre 8 traite des combustibles fossiles solides, en l'occurrence du lignite. Sont joints quelques commentaires sur la stratigraphie des Trappes. Dans le Shoa en particulier, sont étudiés les gisements de lignite des environs de Debré Berhan (Mush Valley, Ankober, Rivière Beressa). La troisième partie traite des matériaux de construction et des ciments. L'auteur donne des détails intéressants sur l'ancienne exploitation des calcaires d'Ambo, des gypses du bassin du Nil et sur l'établissement de la cimenterie de Diré Dawa.

1.7 P.A. MOHR (1962) "*The geology of Ethiopia*"

Ce cours en anglais destiné aux étudiants de l'Université d'Addis Abeba est une compilation raisonnée de l'ouvrage de G. DAINELLI. Il est complété par les travaux postérieurs à 1941, essentiellement par les résultats des explorations pétrolières dans l'Ogaden et les études hydro-géologiques dans le bassin du Nil Bleu d'une part et les travaux de l'auteur dans le Rift d'autre part. Les références aux pays limitrophes (Kenya, Soudan, Yémen) sont nombreuses.

Ce fascicule, très vite épuisé, a été réédité en 1971 avec un avertissement de l'auteur comportant les principales données nouvelles acquises depuis lors dans le Rift et l'Afar sur le volcanisme, et en accord avec la tectonique des plaques. Le lecteur est invité à se reporter à "*The Ethiopian Rift System*" 1967 dont les premières pages sont un bon résumé de géologie éthiopienne et qui détaille la classification des roches volcaniques proposée deux ans plus tôt (P.A. MOHR, 1965).

Le plan suit l'ordre chronologique, il est divisé en 14 chapitres, du Socle au Quaternaire. Le style est clair, la lecture aisée. L'originalité par rapport à G. DAINELLI consiste à l'importance dévolue à la paléogéographie et à la tectonique du Rift (chapitre 10) et à l'insertion de l'Ethiopie dans le continent africain. Mais le principal inconvénient réside dans le principe même d'un cours où les assertions sont formulées sans indication d'origine. S'agit-il d'une compilation de G. DAINELLI, de travaux récents, de recherches personnelles de l'auteur? Il est donc nécessaire de se référer à G. DAINELLI.

1.8 P.A. MOHR (1963) "*Geological Map of Horn of Africa* (1 : 2 000 000)"

Cette mise à jour de la carte de G. DAINELLI tient compte des progrès récents de la cartographie en Ethiopie. Les modifications portent principalement sur les points suivants :

- Révision du Rift et de l'Afar,
- Suppression des affleurements mésozoïques à l'Ouest du Plateau Ethiopien, dans la région de Jimma,
- Précision du contour des affleurements sédimentaires du canyon du Nil (à partir des relevés de D.H. JEPSEN),
- Adjonction de paléozoïque présumé dans le canyon du Nil.

1.9 D.N. JERENC (1966) "*Mineral occurrences in Ethiopia*"

L'auteur a été ingénieur en Chef du Ministère des Mines d'Ethiopie. Dans ce traité de géologie appliquée, il joint à une compilation de U. USONI les résultats des études locales récentes non publiées du Ministère des Mines.

Du fait de leurs implications économiques, les données relatives au Socle occupent la moitié du livre. Il y a notamment des cartes pétrographiques de certaines régions et une étude complète de l'exploitation de l'or. La stratigraphie de la série sédimentaire, en particulier celle de l'Ogaden qui est bien exposée, fait référence aux résultats des explorations pétrolières. On trouve entre autres un historique bien documenté des recherches menées depuis l'occupation italienne jusque dans les années 60. Fait suite une synthèse intéressante des possibilités en hydrocarbures. Dans la partie consacrée aux roches volcaniques, on remarque un catalogue des affleurements de lignites interstratifiés.

Les plans de situation des gisements sont nombreux, mais malheureusement trop souvent grossiers et inexploitable.

1.10 V. KAZMIN (1973) "*Geological Map of Ethiopia (1 : 2 000 000)*"

Cette nouvelle carte publiée par le Ministère des Mines d'Ethiopie présente un grand progrès par rapport à celle de G. DAINELLI. Le fond topographique utilisé est celui de la nouvelle carte de l'Ethiopie au 1 : 2 000 000^{ème} éditée par le Ministère de l'Intérieur des U.S.A. en 1968. L'auteur tient compte des travaux des géologues pétroliers en Erythrée et en Ogaden, des reconnaissances géothermiques et vulcanologiques dans le Rift et l'Afar, des explorations hydrogéologiques dans l'Harar et le Bassin du Nil Bleu, ainsi que des travaux de pétrographie effectués par le Département de Géologie de l'Université et le Service Géologique du Ministère des Mines. La tectonique est inspirée des travaux récents de P.A. MOHR.

La nature pétrographique des roches volcaniques et du Socle est bien détaillée ; un grand nombre de faciès sont distingués. L'auteur utilise pour les vulcanites de plateau la classification proposée par P.A. MOHR en 1965. Pour la série sédimentaire, l'auteur sépare les faciès du plateau central de ceux de l'Ogaden. Il ajoute les faciès glaciaires primaires reconnus dans le Tigré qu'il sépare du faciès d'Adigrat sus-jacent. Il ne nous reste qu'à regretter que la publication de cette excellente carte n'ait pas eu lieu plus tôt : elle eût grandement facilité notre travail. Une courte notice explicative a été publiée en 1975.

1.11 G. MERLA et Coll. (1973) "*Geological Map of Ethiopia and Somalia (1 : 2 000 000)*"

Cette carte préparée par le C.N.R. italien a été annoncée au colloque de géologie africaine tenu à Florence en 1973. Il sera évidemment intéressant de la comparer à la précédente lorsqu'elle sera disponible. Il est prévisible que des différences apparaîtront notamment dans la répartition des roches volcaniques du Plateau Ethiopien, les auteurs employant vraisemblablement la nouvelle classification proposée par A. GREGNAGNIN et coll. en 1973.

2 - ETUDES LOCALES

2.1 SHOA ET REGION DE JIMMA

21.1 LES PREMIERES EXPLORATIONS

G. DAINELLI (1943) a établi le recensement des ouvrages concernant la géologie du Shoa et de la région de Jimma jusqu'en 1941 dans le Volume 1, p. 126-162 de "*Geologia dell'Africa Orientale*". Parmi les premiers voyageurs ayant laissé quelques notations géologiques, nous pouvons retenir les noms suivants :

C. ROCHET D'HERICOURT (1841) "*Voyage sur la côte orientale de la Mer Rouge, dans le Pays d'Adel et le Royaume de Choa*". A partir du Golfe d'Aden cet explorateur atteignit Ancober, sur la bordure orientale du Plateau Ethiopien. Ses observations géologiques furent sommaires, et les deux autres voyages qu'il effectua par la suite apportèrent peu d'éléments nouveaux. Il ressort essentiellement des nombreuses narrations de voyages et notes scientifiques publiées entre 1841 et 1851 que le Plateau Ethiopien possède de nombreuses roches volcaniques et du lignite.

W.C. HARRIS (1845) "*Gesandtschaftsreise nach Schoa und Aufenthalt in Südabyssinien 1841-1843*". Ce voyageur allemand parcourut la région à la même époque ; il reconnut la présence de basaltes et trachytes dans les roches volcaniques du plateau.

T. LEFEBVRE (1846) "*Voyage en Abyssinie exécuté pendant les années 1839-43*" s'enfonça plus profondément vers l'Ouest et découvrit le cours moyen du Nil Bleu. Il put y décrire des basaltes, des trachytes, des grès, du gypse et des calcaires d'âge secondaire.

21.2 LES RECHERCHES GEOLOGIQUES JUSQU'EN 1941

A. AUBRY (1886) "*Observations géologiques sur les pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les pays Gallas*". Cette note, présentée devant la Société Géologique de France, représente la première étude systématique de la géologie du Shoa. Se référant aux travaux de W.T. BLANFORD dans le Nord du pays, l'auteur releva plusieurs coupes dans le bassin du Nil, coupes qui l'amènèrent à établir la série stratigraphique secondaire. De nombreux fossiles furent collectés dans les faciès calcaires.

L'auteur appliqua la distinction Ashanghi-Magdala faite par W.T. BLANFORD dans le Nord de l'Ethiopie. Au Sud, il traversa la vallée du Ghibie et se rendit jusqu'à Jimma. Les échantillons pétrographiques furent confiés à A. MICHEL-LEVY ; les fossiles déterminés par H. DOUVILLE mirent en évidence le Jurassique moyen et supérieur.

Dans le même ordre d'idée, signalons que de nombreuses collectes de fossiles furent effectuées par des voyageurs dans les calcaires des gorges du Nil et déterminées ultérieurement par des spécialistes. Citons comme exemple D. PANTANELLI (1888) qui étudia les échantillons paléontologiques rapportés par V. RAGAZZI.

A. CECCHI (1886) "*Da Zeila alle frontiere del Caffa*". Au cours d'un long périple du golfe d'Aden aux frontières du Soudan, A. CECCHI traversa le Sud du Shoa et remonta la vallée du Ghibie. Lui aussi fut frappé par l'abondance des volcans et des roches volcaniques.

G. DE ANGELIS D'OSSAT et F. MILLOSEVITCH (1900) "*Studio geologico sul materiale raccolto da Maurizio Sacchi (Seconda Spedizione Bottego)*". L'expédition de BOTTEGO dans le Sud de l'Ethiopie eut une fin tragique ; les échantillons pétrographiques qui furent ramassés purent néanmoins être déterminés par les deux pétrographes ci-dessus, qui ne s'étaient donc pas rendus sur le terrain et ne furent pas en mesure d'exploiter pleinement les résultats de la mission. Ils donnèrent cependant une première idée de la structure géologique de la vallée de l'Omo.

H. ARSANDAUX (1903) "*Contribution à l'étude des roches sodiques de l'Est Africain*" - "*Contribution à l'étude des roches basaltiques de l'Est Africain*". Ce géologue fut chargé de l'étude pétrographique des roches collectées entre la Mer Rouge et Addis Abeba par la mission DUCHESNE-FOURNET. Il établit de nombreuses diagnoses et tenta de reconstituer la chronologie des vulcanites du plateau. Cette étude pétrographique fut complétée plus tard par P. COMUCCI (1932) dans la région d'Addis Abèba et de Jimma.

L. DUPARC et E. MOLLY (1927) "*Sur la tectonique de l'Abyssinie*". Ils publièrent une série de notes relatives à la pétrographie et la tectonique de la région occidentale du Shoa et du Wollega. La disposition structurale du Plateau Ethiopien commença enfin à être connue.

L. VON ZUR MÜHLEN (1936) "*Die Grundzüge des geologischen Baues des Hochlandes von Wollega und der Dabussteppe in West Abessinien*". Il poursuivit les mêmes travaux dans le Wollega et dans les confins occidentaux du Shoa (vallée du Guder).

G. STEFANINI (1933) "*Le condizioni geologiche dell'Etiopia Occidentale*". Les observations géologiques faites par E. CERULLI en Ethiopie méridionale furent exploitées par G. STEFANINI qui put dresser notamment une carte géologique schématique intéressant en particulier les bassins des rivières Ghibie et Guder.

A. FRANCAVIGLIA (1940) "*Osservazioni geologiche sul bacino del Cassam (Scioa Orientale)*". Cette étude locale originale recouvre la bordure orientale du Plateau Ethiopien. Dans le canyon du Cassam, affluent de la rive gauche de l'Awash, l'auteur reconnut la stratigraphie des vulcanites reposant sur le faciès gréseux secondaire. Ces observations lui permirent de dresser un schéma géologique en figurés.

A. DESIO (1938, 1940a, 1940b) "*Ricognizioni nell'Uollega*" - "*Prime notizie sulla mineralizzazione aurifera dell'Uollega e del Beni Sciangul*" - "*Resti di antiche superfici di degradazione nell'Etiopia Centrale*" (*Appunti di volo*). A la suite d'études géologiques en Libye, A. DESIO accomplit un voyage en Ethiopie en 1938. Il s'intéressa surtout au Wollega et ses possibilités minières, mais les trois notes qu'il publia contiennent chacune quelques remarques concernant le Sud et l'Ouest du Shoa. L'originalité réside dans les observations géomorphologiques qu'il fit au cours d'un survol en avion de l'Ethiopie centrale.

M. GORTANI et A. BIANCHI (1941a, 1941b) "*Carta geologica della Dancalia meridionale e degli altipiani hararini*". Sous les auspices de l'AGIP, agence italienne des hydrocarbures, les auteurs effectuèrent une reconnaissance géologique de l'Afar et des zones adjacentes. Ils cartographièrent ainsi également la région d'Addis Abeba et les bordures des routes joignant la capitale à Diré Dawa et à Dessié. Leur carte géologique montre que, dans le Shoa, les terrains étudiés sont surtout constitués par les vulcanites des Trappes où les groupes d'Ashanghi et de Magdala sont séparés. Quelques faciès pétrographiques sont distingués dans les laves récentes. Les échantillons pétrographiques collectés au cours de ces missions ont été étudiés plus tard par O. HIEKE MERLIN (1950-1953). Récemment, l'Accademia Nazionale del Lincei s'est chargée de la publication de l'ensemble des observations.

21.3 LES TRAVAUX RECENTS

a) P.A. MOHR (1960, 1961, 1967) "*Report on a geological excursion through southern Ethiopia*" - "*The Geology, Structure and Origin of the Bishoftu Explosion Craters, Shoa, Ethiopia*" - "*The Ethiopian rift system*". Les premières publications de P.A. MOHR relatives à l'Ethiopie ont paru dans le Bulletin de l'Observatoire de Géophysique d'Addis Abeba. Celle de 1960 est un compte rendu d'excursion à partir de la capitale et en direction du Rift. La deuxième traite particulièrement la région de Bichoftu. L'article de 1967 est un travail de synthèse sur la portion centrale du Rift Ethiopien et couvre les portions orientale et méridionale du Shoa. Un essai de classification chronologique des vulcanites y est proposé et une synthèse de l'histoire géologique du Rift est reconstituée à partir des observations sur le terrain et des travaux similaires menés au Kenya et en Mer Rouge.

b) D.H. JEPSEN (1964) "*Land and Water Resources of the Blue Nile Basin*" - *Appendix II : Geology*. Cette reconnaissance géologique du Bassin du Nil Bleu apporta un grand progrès dans la connaissance stratigraphique du Shoa. L'auteur, un géologue américain, était en contrat avec le Département de Water Resources (organisme chargé de l'inventaire des ressources hydrauliques du pays). Pendant cinq ans il explora le bassin hydrographique du Nil, en collaboration avec M.J. ATHEARN. Les moyens mis à sa disposition par le Ministère américain de l'Intérieur étaient puissants ; avions, hélicoptères, etc... lui permirent d'accéder à des zones non connues du point de vue géologique.

De nombreux rapports confidentiels accompagnés de cartes et sections géologiques furent rédigés de 1960 à 1964 à l'attention du Département. Le rapport final comprend essentiellement une évaluation des possibilités hydro-électriques. Vingt-sept pages de texte et de nombreuses figures et planches sont consacrés à l'étude stratigraphique.

Cet ouvrage, malheureusement de diffusion restreinte, ne peut être consulté que sous conditions au Département de Water Resources d'Addis Abeba. Il a été d'un grand usage pour P.A. MOHR.

Les points importants de la contribution de D.H. JEPSEN peuvent ainsi être résumés :

- Etablissement de coupes géologiques précises dans la série stratigraphique, avec en particulier détail des faciès gréseux,
- Découverte de lambeaux paléozoïques à la confluence du Guder,
- Classification des vulcanites en trois groupes, d'un emploi aisé sur le terrain.

c) MISSIONS DU C.N.R.

Le "Consiglio Nazionale delle Ricerche" italien a organisé plusieurs missions importantes à partir des années 60 dans l'Ethiopie méridionale et plus au Nord, dans le Tigré.

G. MERLA (1963) "*Missione geologica nell'Etiopia meridionale del C.N.R., 1959-1960*". Il s'agit d'une étude géomorphologique originale qui porte sur la région située au Sud de la capitale. Les points importants sont les suivants :

- Relevé des grandes failles, distinction des grandes unités structurales depuis Jimma jusqu'à Nazareth,
- Distinction des différentes phases du volcanisme d'après la morphologie et rapports des formations volcaniques avec les surfaces d'érosion et les failles,
- Altération : distinction de deux types de sols "*cicca rossa*" (ancienne) et "*cicca nera*" (plus récente) correspondant à des conditions climatiques différentes,
- Reconstitution de l'histoire de la région en référence aux travaux accomplis dans le Tigré en 1938 ; depuis le Crétacé jusqu'à nos jours avec essai de corrélation entre surface d'érosion, phases de fractures et volcanisme.

G. FICCARELLI (1968) "*Fossili giuresi della serie sedimentare del Nilo Azzuro*". Cet auteur s'est chargé de la détermination des fossiles récoltés dans la vallée du Nil Bleu au cours de la première mission. Les fossiles déterminés (essentiellement Lamellibranches, Brachiopodes et un Nautilé) sont placés d'une façon précise sur une coupe stratigraphique. Ceux-ci appartiennent au Jurassique moyen et à l'Oxfordien. Le Jurassique terminal n'est pas représenté.

B. ZANETTIN et E. JUSTIN VISENTIN (1973) "*Serie di vulcaniti etiopiche. 1. La serie dell'Altipiano centro-orientale*". Ces derniers se sont chargés de l'étude pétrographique des échantillons collectés dans le Tigré et dans le Shoa (Nil Bleu) par les missions successives du C.N.R. Ils ont proposé une nouvelle terminologie et une nouvelle classification des vulcanites reposant sur des travaux poursuivis dans le Tigré. En 1976, une série d'articles, datée de 1974, a été publiée, qui traite de la pétrographie et de la stratigraphie des vulcanites. On s'aperçoit que les auteurs ont compliqué leur classification au point de la rendre inutilisable sur le terrain. Néanmoins, les nombreuses déterminations d'âge radiométriques sont bienvenues.

L. MORBIDELLI et E.M. PICCIRILLO (1973) "*Tectonics and Volcanism in the Main Ethiopian Rift*". Ce rapport préliminaire souligne en particulier que dans la région de Nazareth les bordures des Plateaux Ethiopien et Somali sont limitées par un système de failles en échelon, et la série des Trappes y est bien comparable. Mais il faudrait connaître son développement pour apprécier l'apport personnel des auteurs à la connaissance du Rift.

P. CANUTI et C. PIRINI RADRIZZANI (1973) "*Microfacies from the Upper Portion of the Antalo Limestones (Blue Nile Sequence, Ethiopia)*". Les échantillons de calcaire collectés le long de la route de Debré Marcos, dans la gorge du Nil, ont donné lieu à cette intéressante étude pétrographique et micropaléontologique. Les associations faunistiques déterminées révèlent la présence du Jurassique supérieur que les macrofossiles n'avaient pas mis en évidence.

d) P. DAINELLI (1970) "*Photogeology of the Debre Marcos-Blue Nile Area, Southern Gojjam, Ethiopia*". C'est un intéressant essai de cartographie géologique fait à partir de l'examen de photos aériennes de la région moyenne du Nil Bleu. L'auteur a en outre utilisé les observations sur le terrain faites par les missions du C.N.R. conduites en 1959-1960 par G. MERLA, en 1967-1968 par E. ABBATE et coll., et les travaux fondamentaux de D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN. La plus grande partie du terrain survolé comprend le volcanisme tertiaire du type central du Mont Chokké, au Nord de Debré Marcos. Les bordures Sud et Est intéressent les affleurements sédimentaires du canyon du Nil et de ses affluents. La carte dressée au 1 : 250 000ème est d'une grande utilité dans une région où manquent des données topographiques précises.

e) A. ZEISS (1971) "*Vergleiche zwischen den epikontinentalen ammonitenfaunen Äthiopiens und Süddeutschlands*". Bien que ce travail indépendant concerne principalement les faunes d'Ammonites du Harar, la description d'une Ammonite découverte dans le Bassin du Nil et d'affinité Callovienne apporte une contribution décisive à la datation des calcaires (G. FICCARELLI n'a disposé que d'un Nautilite). En conclusion, ces faunes éthiopiennes sont comparées avec les Ammonites jurassiques d'Allemagne.

En 1974, un article plus développé sur le même sujet tente de surcroît de préciser l'extension de la mésogée en Afrique Orientale en tenant compte des conceptions mobilistes.

f) *RAPPORTS DU MINISTERE DES MINES D'ADDIS ABEBA*

Ce sont de courtes études de géologie appliquée faites de quelques pages dactylographiées avec parfois un plan de localisation et un schéma géologique. Ces rapports, généralement non publiés, peuvent être consultés sous conditions à la bibliothèque du Ministère des Mines. Nous retiendrons quelques auteurs dont nous ferons suivre le nom d'un bref résumé du contenu de leur rapport.

T.G. MURDOCKS (1944). Quelques rapports de une à deux pages de l'U.S. Technical Project in Ethiopia sur la présence d'albâtre vers Fiché, de lignite à Debré Libanos, dans la vallée du Mughher et la vallée de Mush.

G. BARTALUCCI (1950). Etat du gisement de lignite de la vallée du Mush. Quelques photos illustrent la description.

P. CHAUMONT (1959). Rapport très complet au Bureau Minier F.O.M. sur le même gisement de lignite de la vallée de Mush avec plan précis de localisation et surtout coupe stratigraphique.

D.H. JEPSEN (1959). Recensement des calcaires exploitables dans le Bassin du Nil avec schémas géologiques à l'appui.

B. BIAZEN (1962a). Géologie de la vallée supérieure du Mughher ; un schéma géologique au 1 : 50 000ème.

B. BIAZEN (1962b). Géologie sommaire de la région d'Ambo-Guder.

D.N. JELENC - R. PEDCIA (1964). Analyse chimique des Grès d'Ambo accompagnée d'un schéma géologique.

Z.C. VLAICU (1967). Emplacement et conditions d'exploitation du gisement de travertin d'Ambo.

G. NEGUSSIE - K. NIEMEN (1968). Position géographique des affleurements de diatomite dans les alentours d'Ambo.

M. BEYTH - A. AMENTI (1970). Notification de la présence de kaolin dans le Bassin du Nil et son exploitation éventuelle.

C. GARLAND - B. WOLDE MICHAEL (1971). Analyse chimique de quelques grès du Shoa (Bassin du Nil) et leur utilisation possible dans l'industrie chimique.

g) TRAVAUX DU DEPARTEMENT DE GEOLOGIE DE L'UNIVERSITE D'ADDIS ABEBA

Depuis quelques années, sous l'initiative du Professeur R. BLACK, des études de géologie locale sont effectuées par les étudiants de dernière année d'études universitaires. Leurs rapports de fin d'études peuvent être consultés à la bibliothèque du Département. Il s'agit de comptes rendus dactylographiés d'une cinquantaine de pages accompagnés de photos et d'une carte géologique. Les secteurs cartographiés intéressent essentiellement les environs immédiats de la capitale. W.H. MORTON a assumé la supervision et la coordination de ces travaux, ce qui lui a permis d'établir en 1973 une carte d'Addis Abeba au 1 : 25 000ème en utilisant comme fond topographique l'interprétation des photos aériennes. Ces travaux d'étudiants sont de valeur et d'intérêt très inégaux. Nous mentionnerons les suivants :

- TADESSE BELACHEW (1970) "*Section du canyon du Muger*"
- P. ITOE ROMANUS (1973) "*Secteur Nord d'Addis Abeba*"

Une monographie de deux volcans du Rift Valley a été publiée en 1971 par F. DAKIN et I.L. GIBSON dans le bulletin de l'Observatoire de Géophysique, tandis que la tenue d'un congrès à Addis Abeba a entraîné la description géologique de l'itinéraire Addis Abeba-Diré Dawa par F.M. DAKIN, W.H. MORTON et J. VARET (1972).

GETANEH ASSEFA, "lecturer" au Département en 1973 et 1974, préparait alors une thèse à l'Université du Minnesota (U.S.A.). Cette thèse, dont la soutenance était prévue en 1975, traite de la stratigraphie et de la sédimentologie dans le Bassin Supérieur du Nil Bleu. Nous avons eu l'occasion, à plusieurs reprises, de nous entretenir et de travailler avec l'auteur qui nous a communiqué quelques-uns de ses résultats.

2.2 HARAR

22.1 LES PREMIERES EXPLORATIONS

Il s'agit essentiellement de voyages effectués depuis la Côte Somalie jusqu'à l'intérieur de l'Ethiopie. Les observations faites par ces voyageurs sont très fragmentaires. Les échantillons collectés ont été étudiés en revanche en Europe par des spécialistes. On aboutit à des listes de fossiles et des analyses pétrographiques détaillées, sans connaître pour autant le lieu d'origine des échantillons. Nous aurons recours à la synthèse de G. DAINELLI (1943, Volume I, p. 175-194) pour établir la suite chronologique de ces premières observations.

P. PAULITSCHKE (1887) "*Harar Forschungreise nach den Somal und Galla Landern Ost Afrikas*". Dans sa relation de voyage du Golfe d'Aden au Plateau d'Harar, il établit la première carte géologique de la région. La série des terrains lui apparut constituée de roches cristallines et schisteuses, de calcaires jurassiques et de roches volcaniques.

R. KOETTLITZ (1900) "*A journey through Somaliland and Southern Abyssinia to the Shangalla or Berta Country and Blue Nile and through the Sudan to Egypt*". Parmi les annotations géologiques concernant la région, on peut relever celles de basaltes intercalés de tufs observés en particulier dans le Chercher et de grès calcaires sans fossile recouverts par des roches volcaniques.

G. DE ANGELIS D'OSSAT (1900) "*Fossili del Harar*". Ce paléontologiste détermina une liste de fossiles jurassiques rapportés de la région d'Harar-Diré Dawa par un voyageur, liste qu'il publia avec l'étude du matériel récolté par l'expédition BOTTEGO dans la vallée de l'Omo.

E. DACQUE (1905) "*Beiträge zur Geologie des Somalilandes*". E. DACQUE donna une liste plus extensive de fossiles de même provenance, mais recueillis par une autre expédition scientifique.

H. ARSANDAUX (1909) "*Contribution à l'étude des roches alcalines de l'Est Africain*" apporta sa contribution avec l'étude pétrographique de quelques roches volcaniques, dont certaines proviennent du Chercher.

J. COTTREAU (1924) "*Invertébrés jurassiques de la région de Harar*". Cet article compléta l'étude paléontologique des calcaires jurassiques à l'aide de la collection de fossiles constituée par un père missionnaire.

22.2 LES GRANDES EXPEDITIONS SCIENTIFIQUES

Dans les années 30 eurent lieu quelques grandes missions scientifiques, essentiellement celles de TEILHARD DE CHARDIN, de MÜHLEN et de GORTANI et BIANCHI.

P. TEILHARD DE CHARDIN et coll. (1930) "*Etudes géologiques en Ethiopie, Somalie et Arabie méridionale*". Cette mission géologique couvrit les pays du Sud de la Mer Rouge : Arabie du Sud, Yémen, Somalie, Harar et vallée moyenne de l'Awash. Elle permit de coordonner les informations fragmentaires que l'on avait jusqu'alors sur ces régions éloignées.

Sur le plateau du Harar, P. TEILHARD DE CHARDIN étudia la pétrographie du socle et la structure régionale. P. LAMARE effectua une synthèse stratigraphique des pays de la Mer Rouge. E. BASSE dressa la liste extensive des fossiles des calcaires jurassiques. A. LACROIX se chargea de l'examen pétrographique de quelques roches volcaniques. Les travaux de M. DREYFUSS enfin s'appliquèrent fondamentalement au territoire de Djibouti, avec cependant un itinéraire géologique de Diré Dawa à Harar publié un an plus tard.

L. VON ZUN MÜHLEN (1931) "*Zur Geologie der Gegend von Harrar und Deder in Ostabessinien*". Ce pétrographe allemand a dirigé plusieurs missions dans le Chercher. Il y avait été précédé en 1923 par H. RECK et O. DIETRICH. En 1931, il précisa la nature du Socle, la place de la Série des Trappes,

la datation de la série sédimentaire ; en particulier la découverte des restes de poissons lui permit de proposer un âge Trias-Lias au faciès gréseux reposant sur le Socle.

Une mission plus importante fut conduite en 1937-1938. Elle était composée en outre de G. LEBLING et E. NOWACK qui complétèrent les observations précédentes dans "*Geologische Forschungen in Tschertscher - Gebiete Ost. Abessinien*", (la revue "*Materie prime d'Italia e dell'Impero*" publia la traduction italienne de ces deux articles) et de H. ROLSHOVEN qui s'intéressa surtout aux ressources minéralogiques.

Ces recherches complétèrent les observations précédentes et aboutirent à l'établissement d'une carte géologique détaillée du Chercher.

R. SCHOTTENLOHER (1939) "*Die Cecer, Garamullata und Nördlichen Arussi-Bergländer auf Somali hochscholle*". Nous placerons ici cette contribution indépendante à la connaissance géographique et géologique du Chercher et qui comprend une carte géologique sommaire et quelques coupes du bord occidental du Plateau Somali.

M. GORTANI et A. BIANCHI (1937) "*Osservazioni geologiche e petrografiche nella regione di Harar*". Ces deux auteurs ont effectué une mission de cartographie dans le cadre de l'exploration pétrolière de l'AGIP. La zone couverte comprend une grande partie du Plateau d'Harar et la bordure orientale du Chercher. Des précisions stratigraphiques sont données dans la notice explicative de la carte au 1 : 500 000ème publiée en 1941. Les Céphalopodes collectés dans les calcaires furent déterminés par S. VENZO (1942). Signalons le travail indépendant de G. SCOTT (1943) sur le même sujet.

22.3 LES TRAVAUX RECENTS

Les études modernes ont trait essentiellement à la gravimétrie, au magmatisme et à la géothermie de la région déprimée en relation avec l'Afar. Des études de géologie locale ont été conduites ces dernières années par le Département de Géologie d'Addis Abeba dans la région de Diré Dawa. Parmi les relevés effectués par les étudiants, nous retiendrons un plan géologique des environs immédiats de Diré Dawa (ABERRA MOGESSIE, 1971).

R. BLACK, W.H. MORTON et coll. (1973) "*Jijiga-Belet Wen fault zone, Jijiga area*". Il s'agit d'une carte géologique dressée par l'équipe du Département de Géologie d'Addis Abeba qui a combiné l'étude des photos aériennes et les observations faites sur le terrain.

Y. GREITZER (1970) "*Stratigraphy, Hydrogeology and Jurassic Ammonites of the Harar and Dire Dawa Area, Ethiopia*". Cet ingénieur a mis à profit son séjour en Ethiopie comme hydrogéologue au Ministère des Mines pour faire des recherches personnelles sur la stratigraphie et les Ammonites de Diré Dawa. Sa thèse comprend en particulier des données originales sur les faciès gréseux et une carte géologique de la région.

On trouve une synthèse stratigraphique du Nord du Bassin de l'Ogaden, c'est-à-dire le Sud du Plateau d'Harar, dans le rapport ronéoté de G. CASTANY (1969) pour la mission hydrogéologique du Wabi Shebelle. La même zone est également concernée par la synthèse paléogéographique de W.O. CLIFT (1956) se fondant sur les résultats des sondages pétroliers.

L'étude structurale et stratigraphique de la bordure occidentale du Plateau, au Sud d'Asba Tafari, a fait l'objet de recherches de la part de l'Université de Clausthal (R.F.A.). Un court rapport ronéoté a été publié par D. JUCH et M. SCHONFELD en 1971, suivi d'un article plus détaillé quelques années plus tard (1975).

La tectonique générale du bord de la Mer Rouge est traitée dans l'article de K. WIESNER (1970) "*Vergleichende Beobachtungen an Geologie und Tektonik in Eritrea und Harrar-W*".

F.M. DAKIN, W.H. MORTON et J. VARET (1972) "*Geological field trip to Dire Dawa*". Ce compte rendu d'excursion traite également d'une façon sommaire les grands traits géologiques de la route d'Addis Abeba à Diré Dawa.

Les sills et les dykes volcaniques entre Mieso et Diré Dawa ont été répertoriés par P.A. MOHR (1971) "*Ethiopian tertiary Dike Swarms*".

Mentionnons enfin une publication italienne concernant la région de Kulubi : P. CANUTI, A. GREGNAGNIN et coll. (1972) "*Volcanic intercalation in the Mesozoic sediments of the Kulubi area (Harrar, Ethiopia)*".

Le grand gisement basaltique intercalé dans la Formation des "Grès supérieurs de Kulubi est interprété comme une interstratification vraie.

Les conclusions paléogéographiques des auteurs sont fort intéressantes de par leurs implications quasi-mondiales (séparation de l'Inde du continent de Gondwana...) mais paraissent reposer sur des observations de terrain bien fragmentaires et semble-t-il erronées.

G. FICCARELLI, C. PIRINI RADRIZZANI et A. TURI (1975) "*Analyses of the microfacies of Antalo Limestones in the Dire Dawa area, Ethiopia*". Un échantillonnage abondant fait dans la Vallée du Wabi, en amont de Diré Dawa, permet de comparer les calcaires de la région à ceux du Nil Bleu et de la Somalie du Nord. Ce travail original comble une lacune dans la connaissance du Faciès d'Antalo.

ETUDES DETAILLEES RECENTES ET EN COURS POURSUIVIES EN ETHIOPIE
(1970-1974) (SUITE)

Auteurs	Equipe	Secteur	Sujet
F. BARBERI G. GIGLIA G. MARINELLI R. SANTACROCE H. TAZIEFF J. VARET))) CNR Pisa) RCP) CNRS Paris) 180))	Afar	Vulcanologie Tectonique Cartographie
P. FACIBENI P. DAINELLI	Geomap Firenze	Afar, Tigré	Cartographie Géomorphologie
E. ABBATE P. CANUTI M. SAGRI E.M. PICCIRILLO B. ZANETTIN E. JUSTIN VISENTIN A. GREGNANIN C. PIRINI RADRIZZANI))))) CNR Firenze, Padova))))	(Tigré, Wollo, Shoa	Pétrographie Stratigraphie Cartographie)) Pétrographie) Micropaléontologie
N. PAGE M. TAIEB H. FAURE	CNRS RCP 180	Awash Afar	Quaternaire
J. CHAVAILLON Y. COPPENS R. BONNEFILLE	CNRS RCP 180	Awash Omo	Quaternaire
D. BANNERT J. BRINKMANN K.C. KADING G. KNETSCH M. KURSTEN		Afar	Géologie générale Cartographie
D. JUCH M. SCHÖNFELD	Univ. technique Clausthal (RFA)	Harar	Géologie générale
A.M. CHARTER C.F. GILBOY	Univ. Leeds	Sidamo	Cartographie (Socle)
C. JAMES T. PAULOS G.M. DI PAOLA D. GETAHUN D. LEVITTE E.F. LLYOD))) U.N. Geother-) mical Project))	Afar, Rift	Cartographie Hydrogéologie
R.W. HUTCHINSON G.C. ENGELS	Naftalin Zagreb)) Mobil petroleum) Esso oil) Gulf oil)) Erythrée,) Mer Rouge,) Ogaden)	Recherches pétrolières

DEUXIEME PARTIE

ETUDES LOCALES
=====

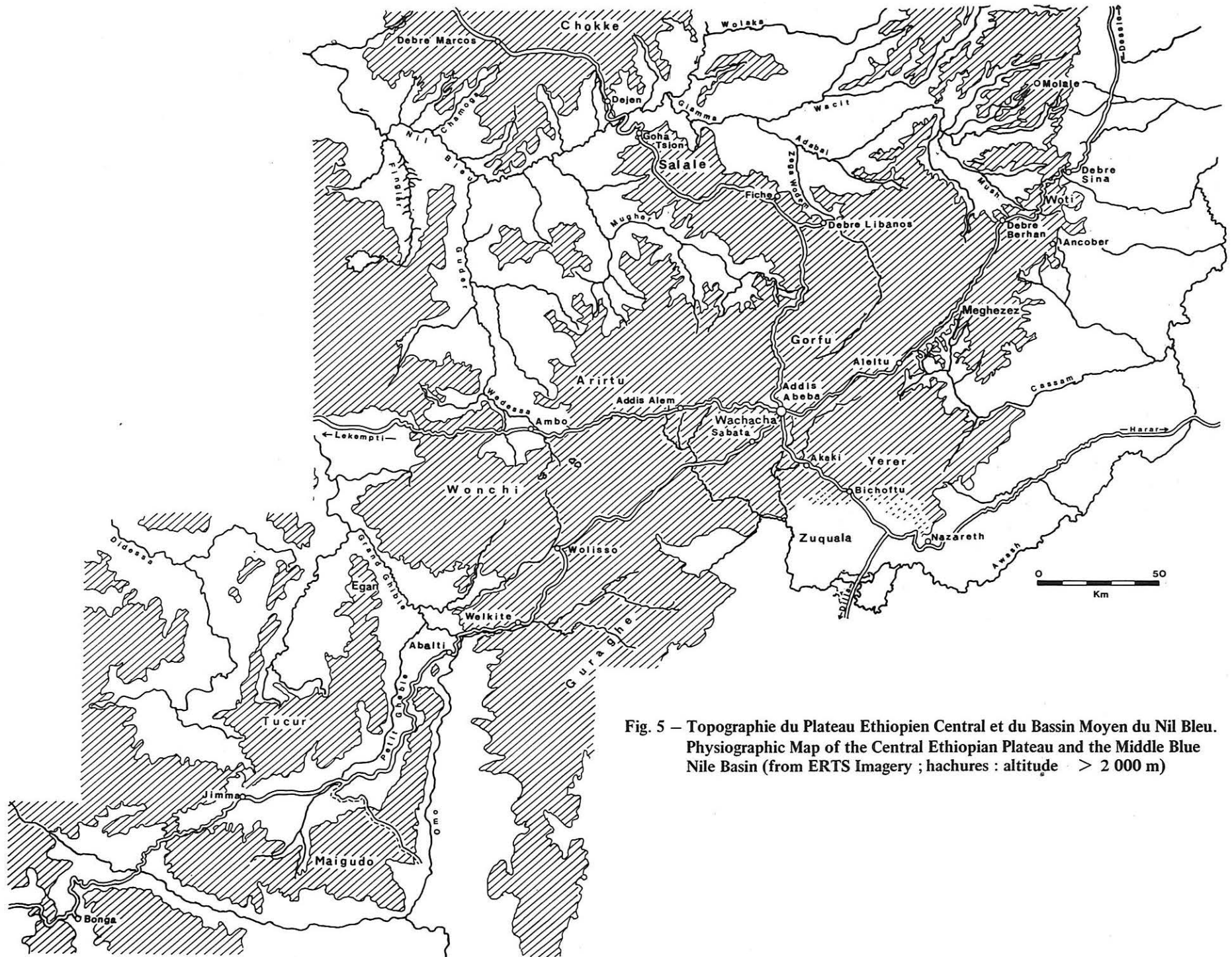


Fig. 5 – Topographie du Plateau Ethiope Central et du Bassin Moyen du Nil Bleu.
Physiographic Map of the Central Ethiopian Plateau and the Middle Blue Nile Basin (from ERTS Imagery ; hachures : altitude > 2 000 m)

BASSIN MOYEN DU NIL BLEU

A la sortie du lac Tana, le Nil Bleu ou Abbai, décrit une large courbe sur le Plateau Ethiopien pour se diriger ensuite vers le Soudan et s'unir enfin au Nil Blanc.

La portion moyenne du Bassin du Nil Bleu est formée par la courbe du fleuve et les rivières tributaires drainant essentiellement la rive gauche. De nombreux torrents prennent naissance sur la bordure élevée du plateau qui domine le Rift à l'Est. Ils confluent progressivement en un cours d'eau unique, la rivière Giamma, qui se jette à son tour dans le Nil Bleu. Les torrents qui forment la rivière Mughher descendent des flancs des Monts Gorfu, Feta et des collines d'Entoto. Le Guder et le Fingiar drainent le massif du lac Wonchi et le Plateau Choman.

Figure 5 : topographie du Plateau Ethiopien central et du Bassin moyen du Nil Bleu.

Les affluents de la rive droite proviennent tous du Mont Chokke. A l'Est et au Sud est juxtaposé le bassin concurrent de l'Awash, au Sud-Ouest celui de l'Omo.

Ce réseau hydrographique a creusé sur le plateau de profonds canyons qui fournissent autant de coupes stratigraphiques. Nous étudierons les secteurs suivants :

- I - PONT DU NIL
- II - VALLEE DE LA CHAMOGA
- III - VALLEE MOYENNE DU MUGHER
- IV - VALLEE DE LA ZEGA WODEM
- V - REGION D'AMBO-GUDER

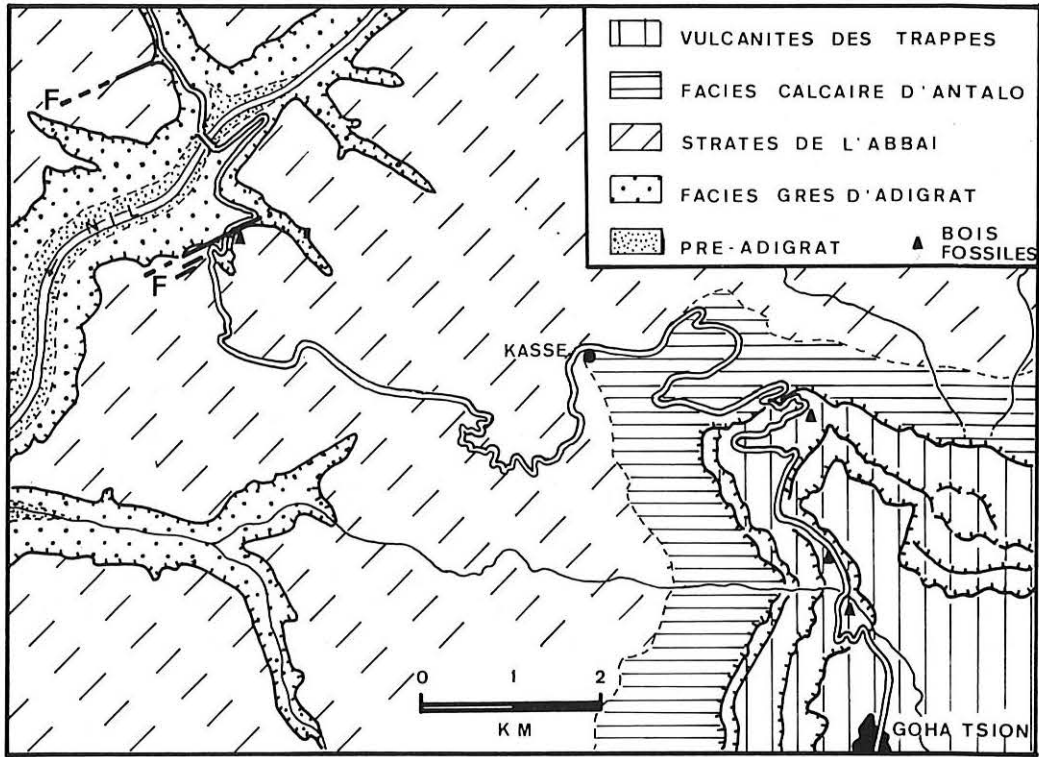


Fig. 6 – Pont du Nil : croquis géologique.
Blue Nile Bridge : Geological Sketch Map.

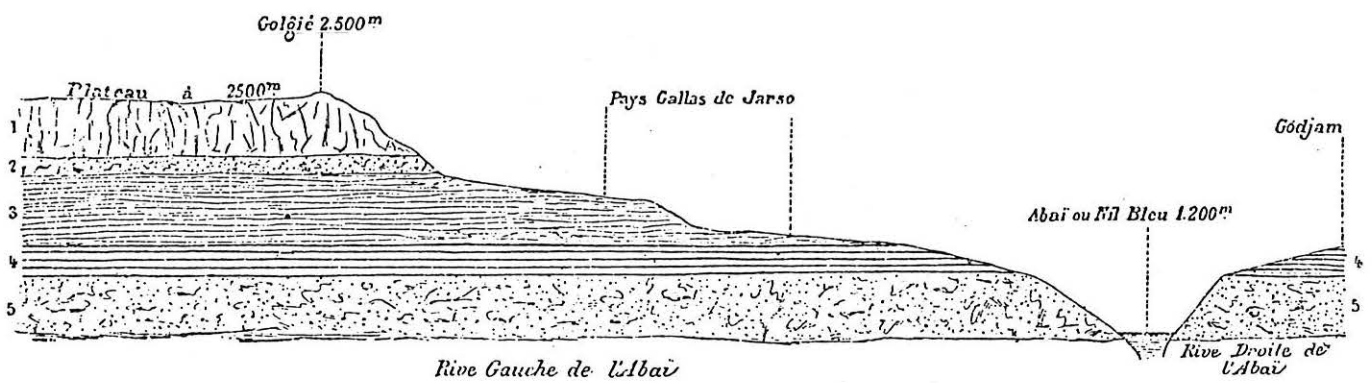


Fig. 7 – Coupe sur la rive gauche du Nil Bleu.
Section of the Blue Nile Left Bank. (from A. AUBRY).

I - PONT DU NIL

1 - LOCALISATION ET TRAVAUX ANTERIEURS

Au-delà du village de Goha Tsion, au Km 196, la route d'Addis Abeba à Debre Marcos s'engage dans le large et profond canyon du Nil Bleu, dénommé "Abbai" en Amharique. Aux termes d'une descente longue de 25 kilomètres et d'une dénivellation de près de 1500 mètres, elle franchit le fleuve par un pont situé à une quinzaine de kilomètres en aval de la confluence de la rivière Giamma. Ce pont est le seul trait d'union entre les provinces du Shoa et du Goggiam.

Le long de la route affleure la majeure partie de la série sédimentaire du Plateau Ethiopien, aussi bien sur une rive que sur l'autre. En fait, les éboulis sont nombreux sur la rive droite, côté Goggiam, et la série stratigraphique est bien plus aisée à observer sur la rive gauche.

Située le long d'un grand itinéraire, cette coupe exceptionnelle est connue de longue date et de nombreux géologues l'ont observée et ont récolté des fossiles dans les terrains calcaires. Le premier à la décrire fut T. LEFEBVRE, en 1846. Ce grand voyageur partit d'Ancober en direction de Debre Libanos. Il descendit la vallée de la Giamma jusqu'à sa confluence avec le Nil Bleu. Les observations qu'il y fit ne sont pas exposées d'une façon très claire et la coupe synthétique relevée semble être la suivante :

- Roches volcaniques
- Calcaire blanc compact
- Calcaire tendre jaunâtre à fossiles secondaires
- Grès
- Schistes calcaires à gypse
- Grès rouges.

Les principaux termes de la série sédimentaire ont donc été repérés très tôt.

Quarante ans plus tard, A. AUBRY, qui nulle part ne mentionne le nom de son prédécesseur, parcourut plusieurs fois la région. Il leva une coupe stratigraphique depuis le village de "Golgie" situé sur le plateau jusqu'à proximité du confluent de la rivière Giamma et du Nil Bleu. La carte italienne au 1 : 500 000ème figure un lieu dit "Golgi" à l'emplacement actuel du village de Goha Tsion. Le gué de Safartak, qu'empruntait la piste allant à Debre Marcos, n'est qu'à une dizaine de kilomètres en aval du confluent de la Giamma. L'emplacement de la coupe relevée par A. AUBRY est donc peu éloignée de la coupe observable actuellement le long de la route.

Le croquis qu'il a donné fournit les indications suivantes :

De haut en bas :

(5)	Roches volcaniques	300 m
(4)	Calcaire jaune cristallin à <i>Trigonia</i>	100 m
(3)	Calcaire marneux gris contenant <i>Modiola aspera</i> , <i>Modiola imbricata</i> , <i>Terebratula</i> , <i>Ceromya</i> <i>parcilirata</i> , bivalves	400 m
(2)	Calcaire cristallin jaunâtre, avec intercalations de gypse saccharoïde et de calcaire dolomitique à moules de petits bivalves	200 m
(1)	Grès blancs et bleus, quelquefois micacés, avec intercalations d'argiles vertes et versicolores	500 m

Figure 7: coupe sur la rive gauche du Nil Bleu (d'après A. Aubry).

Les fossiles collectés dans les calcaires firent l'objet d'une détermination de la part de H. DOUVILLE (1886). Le gué de Safartak fut franchi plus tard par O.T. CROSBY (1901) qui confirma la présence de grès à la base.

D'autres observations furent faites plus en aval, en particulier le long d'une piste menant également à Debre Marcos, mais passant plus à l'Ouest de la route actuelle, par Addis Alem et le col de Badatino, entre les vallées du Guder et du Mugher. Au bord du Nil Bleu, M. WEBER (1906) reconnut un granite et des roches à amphibole. Sur la rive droite, G.W. GRABHAM et R.P. BLACK (1925) n'observèrent que des grès sous les basaltes, sans mentionner de calcaire.

Dans un travail synthétique, G. STEFANINI (1933) indiqua la présence de troncs silicifiés dans les roches volcaniques affleurant le long de la piste de Debre Marcos. E. NILSSON (1935) les situa dans des dépôts lacustres qu'il data de l'époque glaciaire. R.E. CHEESMAN (1936) enfin confirma la présence du Socle entre Guder et Mugher et celle des calcaires jurassiques sur la rive droite.

Plus récemment, D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN (1961) ont dressé le schéma géologique détaillé des versants du canyon du Nil Bleu le long de la route de Debre Marcos. Une coupe stratigraphique y est jointe ; elle est reproduite sur le tableau ci-après. Le schéma a été repris par D.H. JEPSEN dans sa synthèse publiée en 1964. P. DAINELLI (1970) s'en est inspiré dans son interprétation photo-géologique.

Des échantillons de basalte prélevés à Dejen (rive gauche) ont servi à une datation radiométrique effectuée par R. GRASTY et coll. (1963). Cependant, des mesures plus récentes faites sur des échantillons collectés sur l'autre rive, à Goha Tsion, ont fourni des résultats tout-à-fait différents (B. ZANETTIN et coll., 1974d; I. McDOUGALL et coll., 1975). Les couches inférieures gréseuses ont été échantillonnées en vue d'une étude granulométrique par E.D. McKNEE (1963) ; elles ont fait l'objet d'une analyse chimique de la part de C. GARLAND et B. WOLDEMICHAEL (1971). Les résultats de ces études sont consignés dans le paragraphe suivant.

COUPE DU PONT DU NIL RELEVÉE SUR LE SCHEMA
DE D.H. JEPSEN ET M.J. ATHEARN (1961)

Des altitudes 2600 à 1150 mètres :

- *Coulées de lave* : brun sombre à noir, avec intercalations de cendres, tuf et brèche. Forment des falaises verticales à sub-verticales le long des bords du canyon. (Tertiaire).
- *Calcaire* : dur, massif, gris. Forme des falaises verticales ou sub-verticales. Il est recouvert par un calcaire marneux à cherts. (Jurassique).
- *Marne* : tendre, grisâtre, jaune, contient quelques bancs fins de calcaire dur à cherts. Forme des versants adoucis intensivement cultivés. (Jurassique).
- *Calcaire* : silicifié, dolomitique, massif ou en bancs fins, avec intercalations de marne grise à brun jaunâtre. Forme des falaises escarpées. (Jurassique).
- *Shale* : versicolore (rouge, vert, jaune). Forme des versants adoucis. Fréquents glissements de terrain et accumulations locales de sol. Intensivement cultivé. (Jurassique).
- *Gypse* : intercalé de shale siliceuse et calcaire dolomitique. Le gypse est blanc à gris sombre, en lits massifs atteignant 6 mètres d'épaisseur. Forme une topographie rude avec des crêtes étroites, aigües ou plates, et des gorges profondément incisées. Généralement non cultivé. Quelques cultures sur les versants moins accusés et la surface plate des sommets. (Jurassique).
- *Shale* : versicolore avec quelques minces lits de grès fins. Couleur dominante jaunâtre-brun au sommet, suivie par des shales rouges passant progressivement à des shales verdâtres et siltstone brun à la base. Forme des versants adoucis. Glissements de terrain et accumulations de sol fréquents. Généralement non cultivé. (Jurassique).
- *Siltstone* : brun clair à rouge. Transition entre shale au-dessus et grès massifs durs au-dessous. Forme une large plateforme supportée par les grès massifs durs sous-jacents. Le sol est très fin et rarement cultivé. (Jurassique).
- *Grès* : durs, massifs, brun-rougeâtre à gris. Résistants à l'érosion. Forment une falaise sub-verticale à verticale. (Trias? - Jurassique).
- *grès et shale* : généralement en bancs fins, rouges à brun-jaunâtre. Versant couvert de glissements de terrain. (Trias? - Jurassique).

Plus en aval :

- *Grès silteux sombre.*
- *Socle métamorphique et granitique.*

G. FICCARELLI (1968) a procédé à la détermination des macro-fossiles collectés dans le faciès calcaire tandis que P. CANUTI et C. PIRINI RADRIZZANI (1973) se sont penchés sur sa micro-faune. Dans ce même faciès, A. ZEISS (1971, 1974) a décrit une Ammonite. Enfin, la thèse de GETANEH ASSEFA sur la série sédimentaire du Bassin du Nil moyen contient probablement un chapitre consacré à la coupe du Pont du Nil. Nous ne disposons jusqu'à ce jour que d'informations fragmentaires, souvent orales, de la part de son auteur.

Le tableau III regroupe les principales déterminations paléontologiques faites dans le Bassin moyen du Nil Bleu.

2 - SERIE STRATIGRAPHIQUE

La coupe est aisée à relever le long de la route entre le village de Goha Tsion et le Pont sur le Nil. En outre, un autre itinéraire, de construction récente, offre la possibilité d'observations détaillées dans le faciès calcaire : il permet d'éviter un viaduc, de forme hardie mais en cours de fissuration, sis à 7 kilomètres de Goha Tsion et rejoint la route principale à Kassé. De plus, il est possible de suivre le Nil Bleu en aval du pont, le long de la rive gauche et sur une distance de 5 kilomètres environ. Enfin, les observations faites sur la rive gauche entre le pont et le village de Dejen apportent des renseignements complémentaires.

Figure 6 : Pont du Nil, croquis géologique.

Remarque : La juste évaluation des hauteurs est problématique du fait des variations brutales et importantes de la pression atmosphérique au cours de la journée. L'altimètre réglé le même jour à l'altitude de référence de l'Observatoire d'Addis Abeba (2445,5 m) donne des valeurs oscillant autour de 2600 à 2650 mètres au village de Goha Tsion. On relève 1150 mètres à 1250 mètres au niveau du Nil Bleu. Les nombreuses mesures faites en 1972 et 1974 donnent un dénivelé total de 1450 mètres sur la rive gauche du canyon. Dans son schéma géologique, D.H. JEPSEN place le sommet du canyon à 2600 mètres et l'altitude du Nil Bleu à 1150 mètres.

Et cependant, assez paradoxalement, la carte topographique récente d'Addis Abeba au 1 : 250 000ème place Goha Tsion à 2500 mètres ; elle ne couvre pas la région située au Nord du village, mais par extrapolation on déduit une altitude de 1050 mètres pour le niveau du Nil Bleu sous le pont.

Les hauteurs portées sur la carte topographique sont donc, dans le secteur présentement étudié, de 100 mètres inférieures à celles fournies par l'altimètre. Il est aisé ainsi d'expliquer les variations d'altitudes qu'on ne manquera pas de relever dans nos publications antérieures. Dans l'attente d'une carte topographique détaillée représentant la totalité de la région, nous adopterons ici les valeurs qui nous paraissent les plus fréquentes et les plus conformes à la réalité fournies par l'altimètre : 2600 mètres à Goha Tsion, 1150 mètres au niveau du Nil Bleu.

Figure 8 : série stratigraphique du Pont du Nil

TABLEAU III

PALEOFAUNE DU FACIES CALCAIRE DU BASSIN MOYEN DU NIL

A.AUBRY (1886)

1 VALLEE DE LA JAMMA (=GIAMMA)

-calcaire jaunâtre cristallin:

- Ostrea (Lopha)*
- Trigonia gr. costata*
- Trigonia pullus*
- Spongiaires
- Polypiers
- Gastropodes

2 VALLEE DU NIL A GOLGIE (=GOHA TSION)

-calcaire jaunâtre cristallin:

- Trigonia*

-calcaire marneux gris:

- Modiola aspera*
- Modiola imbricata*
- Terebratula*
- Ceromya parcilirata*
- Bivalves

-calcaire cristallin jaunâtre

- petits Bivalves

3 VALLEE DU NIL (CONFLUENT DU MUGHER)

- Ostrea (Lopha)*
- Belemnites*
- Turritella*
- Mytilus*
- Gryphoea imbricata*
- Pholadomya carinata*
- Rhynchonella major*
- Spongiaires
- Bivalves

H. DOUVILLE (1886)

(fossiles collectés par A. AUBRY dans la vallée du Nil)

- Alaria* sp.
- Bayana* ?
- Belemnopsis* sp.
- Ceromya paucilirata* BLANF.
- Exogyra imbricata* KRAUSS
- Modiola aspera* SOW.
- Modiola* cf. *imbricata* SOW.
- Pholadomya aubryi* DOUVILLE
- Pholadomya carinata* GOLDF.
- Pleuronectites aubryi* DOUVILLE
- Rhynchonella edwardsii* CHAP. & DEW.
- Rhynchonella lotharingica* HAAS
- Rhynchonella morierei* DAVIDS
- Trigonia pullus* SOW.
- Turritella* ? sp.

W. J. ARKELL (1956)

Collecte de E. NILSSON au bord du Walaka (affluent de la rive gauche en amont de la Jamma)

- Nautilus (Paranoceras) calloviensis*

G. FICCARELLI (1968)

Coupe du Pont du Nil; espèces rangées de haut en bas selon leur position stratigraphique.

- calcaire massif bioturbé: Oxfordien

- Ampullina coxi*
- Paranoceras hexagonum*

- calcaire marneux et marnes : Oxfordien

- Recrosalenia* sp. aff. *somaliensis*
- Clypeus* sp. aff. *willieii* pentagona
- Exogyra fourtavi*
- Pholadomya* cf. *protei*

- Zeillera latifrons*
- Exogyra fourtaui*
- Exogyra fourtaui* f. *sinuata*

- Somalirhynchia somalica*
- "*Terebratula*" *pelagica*
- Venilicardia hunti*

- Somalirhynchia somalica*

-calcaire marneux : Callovien

-*Daghanirhynchia macfadyeni*
-*Daghanirhynchia daghaniensis platyloba*
-*Mactromya daghaniensis*

-*Daghanirhynchia macfadyeni*
-*Terebratula* sp.
-*Arcomytilus laitmairensis*
-*Gryphea costellata*
-*Mactromya*
-*Mactromya aequalis*
-*Ampullela* sp.

-*Thracia viceliacensis*

-*Somalirhynchia somalica*
-*Terebratula* sp.
-*Musculus somaliensis*
-*Gryphaea costellata*
-*Mactromya daghaniensis*
-*Homomya inornata*
-*Pholadomya somaliensis*
-*Pterocera* sp.

A.ZEISS (1971, 1974)

-calcaire marneux : Callovien

-*Pachyceras* aff. *lalandeanum* D'ORB.

P.CANUTI, C.PIRINI RADRIZZANI (1973)

Caupe du Pont du Nil; microfossiles

-Partie supérieure

-*Kurnubia palastinensis* HENSON
-*Kurnubia* sp. (cf. *wellingsi* HENSON)
-*Kurnubia* cf. *palastinensis* HENSON
-*Kurnubia* sp.
-*Kurnubia* cf. *morrisi* REDMOND
-*Parurgonina caelinensis* CUVILLIER
-*Pseudocyclammina* sp.
-*Alveosepta jaccardi* SCHRADT
-*Kilianina* sp.
-*Solenopora* sp.
-*Cladocoropsis mirabilis* FELIX
-*Radiolaria*
-Valvulinidae
-Textulariidae
-Epistominidae
-Tintinidae (rares, au sommet)

-Partie inférieure

-*Lenticulina*
-Ophthalmididae
-Pélécypodes pélagiques
-Crinoïdes (fragments)

2.1 COUPE STRATIGRAPHIQUE, (coupe dite "du Pont du Nil").

De haut en bas :

- (11) Coulées basaltiques et roches pyroclastiques 250 m
- d) Basalte prismé, avec niveaux de porcelanite ;
défini une cuesta abrupte 70 m
 - c) Cinérites jaunes à bois silicifiés et empreintes
de feuilles mal conservées au contact des
basaltes (d) 35 m
 - b) Basalte vésiculeux souvent altéré ; forme
une ou plusieurs falaises 130 m
 - a) Tufs et cendres jaunes à bois silicifiés,
dissimulés par les éboulis basaltiques 15 m
- (10) Grès et silt, visibles sur 15 m
- Grès fins, jaunes à orange, finement lités, à litage
horizontal, avec des niveaux de calcaires à algues, de
calcarénite à Lamellibranches, de silt vert-violet et
hard ground.
- (9) Calcaires et marnes 300-
350 m
- d) Calcaire massif bioturbé à Polypiers,
Neriniées, terriers, et calcaire noduleux
à débris d'organismes (Polypiers, Ser-
pules, Bryozoaires) ; détermine une
falaise 20 m
 - c) Calcaire marneux et marnes jaunâtres en pe-
tits bancs contenant de nombreux fossiles de
Lamellibranches et Gastéropodes 120 m
 - b) Calcaire marneux jaunâtre plus dur à Brachio-
podes ; forme une falaise plus ou moins
continue 80 m
 - a) Calcaire marneux et marnes gris-jaunâtre à
niveaux de Brachiopodes. Intercalations à
la base de calcaire gréseux et d'argile 100 m
- (8) Argiles versicolores supérieures 130 m
- Argiles rouges, vertes, brunes, avec intercalations de
silt vert; grès fins, blancs-jaunes, à litage horizon-
tal, finement lité, en bancs de 20 à 30 cm, avec quel-
ques veines de gypse et des galets mous verts; grès
silteux à tâches grises, vertes, oranges et fines
veines de cristaux de gypse.
- (7) Gypse 220 m
- Une cinquantaine de couches de gypse généralement sac-
charoïde, souvent brunâtre, d'une épaisseur variant de
0,5 à 8 m ; séparées par des intercalations d'argile
brune, de dolomie, cargneule, shale à gypse et quelques
bancs coquilliers dolomitiques

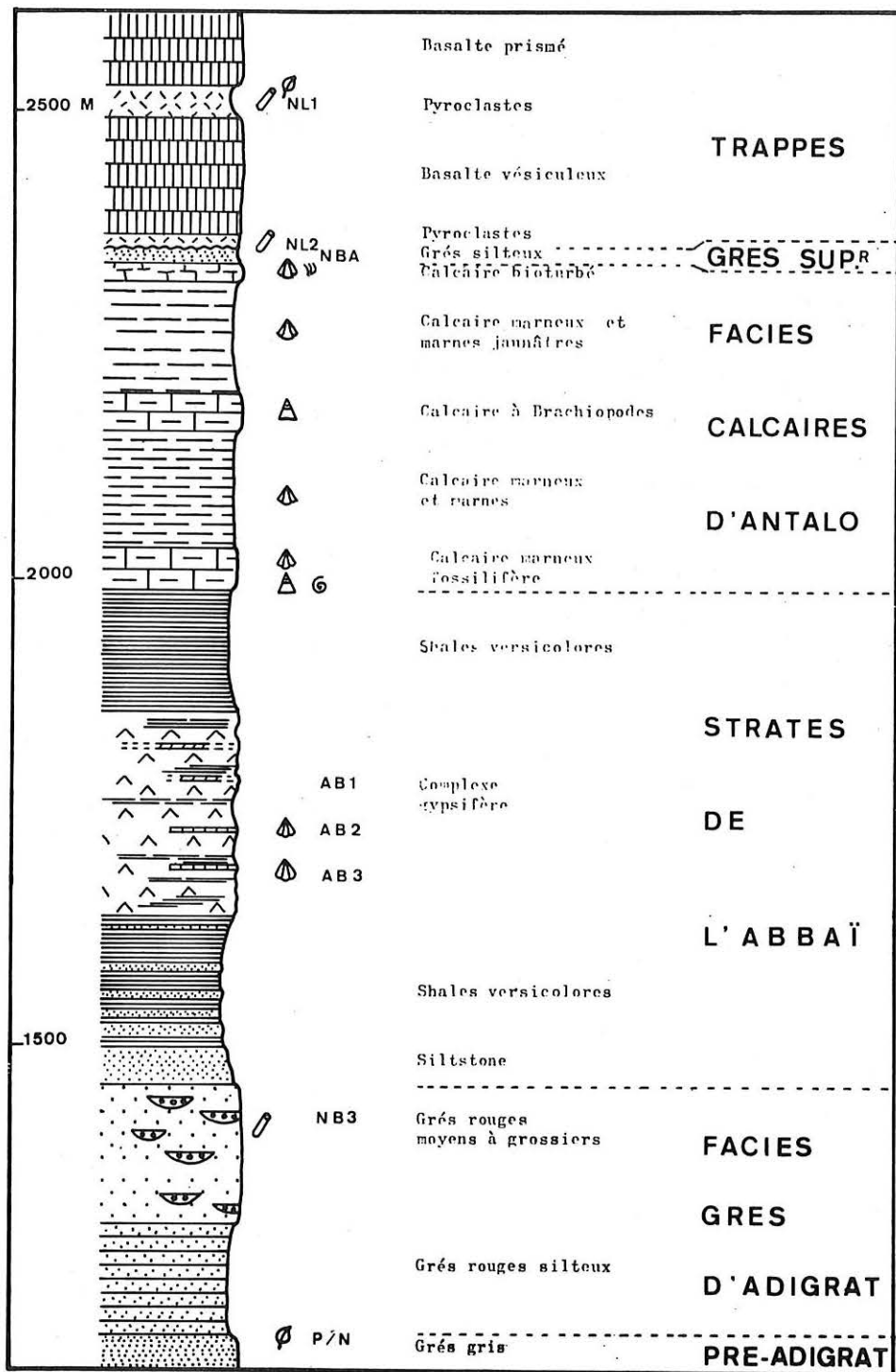


Fig. 8 – Série stratigraphique du Pont du Nil.
Stratigraphic succession at the Blue Nile Bridge.

- | | |
|--|-----------------------------------|
| ⊙ Cephalopoda | ☞ Coelenterata |
| △ Brachiopoda | ⊕ Pelecypoda |
| ☐ empreintes de feuilles
prints of leaves | 🔪 Bois fossilisés
Fossil woods |

- | | | |
|-----|---|-------|
| (6) | Argiles versicolores inférieures | 140 m |
| | Argiles brunes, rouges puis vertes à la base, avec des grès fins à moyens, rouges, en bancs de 30-40 cm à litage entrecroisé, devenant plus fréquents à la base. | |
| (5) | Siltstone | 40 m |
| | Petits bancs de grès très fins alternant avec des argiles vertes sans gypse. Forme un large replat | |
| (4) | Grès massifs | 150 m |
| | Grès roses moyens à grossiers, devenant rouges par altération superficielle, avec niveaux à dragées de quartz ; litage entrecroisé, forte chenalisation, nombreuses traces d'exondation (nodules manganésifères, paléosols, cuvettes à pseudo-gley, mud-cracks, traces de gouttes de pluie). Empreintes de plantes, troncs silicifiés. Direction des courants : SE. A la base, courants de direction variable, bancs plus fins avec riding ripple-marks. | |
| (3) | Grès silteux | 120 m |
| | Grès silteux rouges plus tendres en bancs plus minces ; quelques bancs fins à litage horizontal. | |
| (2) | Grès gris, observés en aval sur | 150 m |
| | Sous le Pont du Nil, grès grossiers à moyens, à litage oblique, passant au sommet à des bancs plus rouges /couches de transition avec les grès silteux (3)/. Niveaux à boules de grès indurés. En aval du pont (rive droite), grès fins gris à phénomènes de recristallisation superficielle avec empreintes de plantes mal conservées, mud-cracks, grès noduleux et nombreux paléosols. Au sommet, le litage à une direction générale vers le N-NE. A la base, forte chenalisation vers le SE. | |
| (1) | Socle métamorphique, signalé plus en aval. Gneiss amphibolitique, granite. | |

2.2 OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES ET INTERPRÉTATIONS

22.1 GRES GRIS (2) : PRE-ADIGRAT

La coupe figurée sur le tableau IV a été relevée le long de la rive droite du fleuve, en aval du pont, sur une longueur de 5 kilomètres environ. Les couches ont un léger pendage de 5°E environ. L'altimètre n'ayant été d'aucun secours, nous apprécierons l'épaisseur totale par un calcul trigonométrique simple. Le Nil Bleu coule en direction du SSW pendant 1 kilomètre, puis s'infléchit vers le Sud-Ouest. Au-delà du troisième kilomètre, il se dirige vers le Sud, soit perpendiculairement à la direction du pendage, et seule la très faible pente du lit de la rivière permet de mettre à jour de nouvelles couches. Compte tenu des 20 mètres de grès gris affleurant au-dessus du niveau du Nil Bleu à proximité du pont, c'est une épaisseur d'environ 150 mètres de grès gris qui peut être observée le long du trajet.

Planche hors texte n° 1

PONT DU NIL - STRATIGRAPHIE DU FACIÈS PRE-ADIGRAT

Distance au pont (km) & épaisseur	Faciès pétrographiques remarquables	Direction & inclinaison du litage
Pont du Nil — ↑ Epaisseur 60 m	(o) Couches de transition avec le faciès d'Adigrat : grès moyen rougeâtre à nodules, litage oblique affleurant à 20 m au-dessus du niveau du Nil, passant à ; (n) Grès grisâtre fin à litage horizontal, présentant le fréquent phénomène de recristallisation superficielle qui masque le litage primitif. (Echantillons PN1, 2, 3, 4). Nombreuses empreintes de plantes mal conservées, fragments de croûtes ferrugineuses remaniées et bois hématisés (NL1d), fins horizons charbonneux.	horizontal
1 km ↓ ↑	(m) Banc de grès fin gris à gros galets mous (30 cm) de sol carbonaté (échantillons NL1a, b, c). (l) Banc de grès silteux avec mud-cracks en surface.	
Epaisseur 70 m	(k) Grès moyen gris chenalisé. (j) Grès moyen à nodules de grès indurés (1 à 5 cm) et grès à nodules manganésifères. (i) Banc de grès fin affecté d'un phénomène de slumping.	80°/24°
Epaisseur 70 m	(h) Banc de grès fin enrichi en mica, à petits nodules (1 cm). (g) Grès moyen à fin à litage entrecroisé.	38°/20° 55°/15°
2 km ↓ ↑	(f) Niveau de paléosol de 1 m d'épaisseur à galets mous et croûtes ferro-manganésifères. (e) Banc de grès fin massif à litage horizontal.	horizontal
Epaisseur 10-20 m	(d) Banc à gros nodules manganésifères (50cm). (c) Niveau de sol (échantillon NL2a). (b) Grès fin gris-jaune à litage horizontal	horizontal
3 km ↓ ↑	(a) Grès moyen à litage entrecroisé (échantillons NL3a, b). Un chenal local.	96°/6° 305°/6°
5 km ↓ ↑	Le Nil coule vers le Sud et recoupe perpendiculairement de nombreux chenaux orientés sensiblement W-E. Ce changement de direction ne permet plus de découvrir de nouvelles couches	120°

La formation gréseuse observée peut être caractérisée par l'abondance des bancs de grès fins, la couleur générale grisâtre des sédiments, la chenalisement sporadique, la direction d'écoulement variable et la fréquence des exondations, des formations de sols et des dépôts en eau calme. L'écoulement dans les chenaux se fait plutôt vers le Sud-Est et l'Est sur une faible pente à la base de la formation observée. La pente s'accroît et la direction se stabilise vers le NNE au sommet.

A la base de la coupe (unité a, échantillons NB 3a et NB 3b), les grès moyens gris clair contiennent de nombreux feldspaths et des micas. La matrice est argilo-quartzreuse, à base d'illite bien cristallisée, d'interstratifié chlorite-montmorillonite, de kaolinite et dickite. Les grains de quartz ont des formes cristallines et sont engrenés à la suite d'un nourrissage, mais apparaissent ultérieurement corrodés. Les indices granulométriques sont ceux des fleuves et des deltas. Les ondulations observées dans le banc de grès fins (i) ont été produites par le glissement des sédiments non indurés et gorgés d'eau, phénomène fréquent dans les lacs et les deltas sous climat froid.

Les niveaux supérieurs (unité n, échantillons PN 1, PN 2, PN 3, PN 4) sont plus fins mais similaires ; en particulier on retrouve l'illite bien cristallisée, la kaolinite et l'interstratifié chlorite-montmorillonite qui peut être régulier ("*Corrensite*"). Les grains de quartz ont été nourris, puis corrodés. Les indices de classement indiquent un milieu de dépôt fluvial ou deltaïque.

Des lits ou des blocs carbonatés sont disséminés dans la formation (échantillons NL 1a, NL 1b, NL 1c, NL 1d, NL 2a). Ce sont des grès envahis par un ciment calcitique qui a produit une intense corrosion de grains de quartz, feldspaths et minéraux ferromagnésiens. Leur structure est fréquemment alvéolaire. Certaines zones calciteuses ressemblent à des amas de filaments algaires. Ces parties carbonatées sont généralement associées à des nodules et des croûtes ferromanganésifères. Les minéraux des argiles sont à base d'illite mal cristallisée et de Montmorillonite ou d'interstratifié chlorite-montmorillonite irrégulier ou régulier ("*Corrensite*"). L'exoscopie montre que la surface des grains de quartz est corrodée et amorphisée.

L'invasion des roches par la calcite est caractéristique dans la formation des "*calcrettes*" sous climat chaud. La calcite et la montmorillonite, ou l'interstratifié chlorite-montmorillonite, sont présents dans certains sols.

Il est difficile de savoir si les lits carbonatés sont de formation ancienne (immédiatement postérieurs au dépôt du banc gréseux) ou récente (Le climat actuel chaud et humide régnant dans la vallée du Nil Bleu produit en particulier la recristallisation superficielle des grès fins à l'affleurement). En revanche, les blocs disséminés dans le banc gréseux (m) ont été sédimentés en même temps que les matériaux gréseux encaissants. CES PARTIES CARBONATEES REPRESENTENT, au moins pour certaines, DES PALEO-SOLS FORMES AU MOMENT DE LA SEDIMENTATION GRESEUSE. Ces sols anciens ont été fossilisés sur place ou bien fragmentés et déposés plus loin après un court transport. La possibilité de pédogénèse ancienne implique des conditions climatiques favorables (intermédiaires plus chauds).

Au sommet de la coupe, les grès gris passent au faciès rouge "Grès d'Adigrat" sus-jacent par l'intermédiaire des couches de transition (o). Les croûtes ferrugineuses nombreuses à la surface des bancs sont anciennes (La croûte NL 1d) contient un fragment de bois hématisé). Elles sont les indices d'exondation sous climat hydrolysant. Les nombreux débris de plantes hématisés ou carbonisés dans certains lits montrent que la végétation était alors bien représentée. L'analyse chimique confirme l'abondance du fer dans les couches gréseuses supérieures.

SiO ₂	90%
Al ₂ O ₃	8,33%
Fe ₂ O ₃	1,02%

(C. GARLAND et B. WOLDEMICHAEL, 1971).

Un changement climatique est donc intervenu à la fin du dépôt des grès gris. D'ABORD FRAIS, LE CLIMAT A ETE ENTRECOURU D'INTERVALLES TEMPERES A CHAUDS DE PLUS EN PLUS FREQUENTS, POUR FINALEMENT DEVENIR FRANCHEMENT CHAUD LORSQU'A COMMENCE LE DEPOT DU FACIES DES GRES D'ADIGRAT.

Il y a de nombreux indices de diagénèse avancée dans les couches gréseuses : indice d'aigu élevé de l'illite, interstratifié régulier chlorite-montmorillonite ("Corrensite"), grands cristaux de dickite, nourrissage des grains de quartz. L'évolution diagénétique explique également la grande quantité de kaolinite trouvée dans les grès gris. Cette kaolinite provient probablement de la transformation de l'illite sous l'action des solutions acides qui, circulant entre les grains, ont produit également le nourrissage des grains de quartz. Ces phénomènes ont eu lieu par percolation des solutions saturées en silice dans la masse gréseuse pendant ou après le dépôt des "Grès d'Adigrat". Des transformations analogues sont connues dans les grès cambro-ordoviciens du Sahara (A. VATAN, 1962).

Les traces végétales sont fréquentes à la surface des bancs de grès fin du sommet. Elles se présentent sous la forme de lames de quelques dizaines de centimètres de longueur, de couleur rouille et sans structure interne apparente. Certaines évoquent l'aspect de feuilles de *Cordaites*, une autre rappelle le tronc cannelé d'une *Sigillaire*.

Un fragment de bois hématisé (NL 1d), de petite taille et mal conservé, montre des rayons semblables à ceux des bois de *Cordaites* ; cependant les données les plus caractéristiques (en particulier les punctuations) ne sont pas visibles.

Les fins horizons charbonneux des grès PN 2, après macération dans l'acide fluorhydrique et oxydation éventuelle à la liqueur de Schulz, ont livré des fragments de cuticules et de très rares miospores. Le Professeur T.J. HARRIS y a reconnu des stomates de *Gymnospermes*, mais n'a pu aller plus loin dans leur détermination. Les miospores sont dispersées dans des débris végétaux : des spores trilètes de *Ptéridophytes* et des grains de pollen "disaccate" de *Gymnospermes* ont été reconnues.

L'allure générale de ces restes végétaux fait penser à une flore autunienne.

L'ensemble de ces observations paléobotaniques suggère donc un âge carbonifère supérieur - permien inférieur.

Nos observations ont été limitées à la seule partie supérieure de cette formation gréseuse. Plus en aval, en un lieu non précisé, des suintements d'hydrocarbures ont été signalés par des géologues pétroliers (communication orale). Il est plus sage néanmoins d'attendre confirmation avant d'élaborer une quelconque hypothèse relative au milieu de formation. D.H. JEPSEN attribue à l'ensemble de ces grès une puissance totale de 600 mètres. En-dessous, vient le socle métamorphique avec par endroits d'autres sédiments plus anciens et probablement plissés décrits par P.A. MOHR (1963) remplissant des paléovallées orientées Nord-Sud.

Ces couches gréseuses grises présentent donc une individualité suffisamment marquée pour mériter d'être distinguées du faciès des Grès d'Adigrat, bien qu'elles aient été jusqu'alors confondues. Le terme de "Pre-Adigrat" a été utilisé en particulier par P.A. MOHR et par GETANEH ASSEFA. Nous l'adopterons ici, par commodité, nous réservant le soin de discuter plus tard de l'opportunité de cette dénomination.

LE FACIES PRE-ADIGRAT PRES DU PONT DU NIL EST AINSI CONSTITUE DE GRES GRISATRES, FINS OU MOYENS, DEPOSES EN MILIEU FLUVIATILE, LACUSTRE OU DELTAIQUE, PAR UN CLIMAT FRAIS, PENDANT LE CARBONIFERE SUPERIEUR ET LE PERMIEN INFERIEUR ET PEUT-ETRE ANTERIEUREMENT. IL PASSE PROGRESSIVEMENT EN HAUT AU FACIES "GRES D'ADIGRAT" TANDIS QUE LE CLIMAT DEVENAIT PLUS CHAUD. IL REPOSE SUR LE SOCLE METAMORPHIQUE OU SUR DES SEDIMENTS PLISSES PLUS ANCIENS.

22.2 GRES MASSIF (4) ET GRES SILTEUX (3) : FACIES 'GRES D'ADIGRAT'

La falaise rouge, haute de près de 150 mètres, que forment les grès massifs semble de loin compacte et homogène. En fait, les grès sont bien stratifiés et l'on note une variation verticale dans le litage et la taille des grains.

Planche hors texte n° II

Dans la partie supérieure de la falaise, les bancs sont épais (1 m) ; ils montrent un granoclassement caractéristique : grains grossiers à la base, grains fins au sommet suivis par un mince niveau silteux servant de joint de stratification. La face inférieure des bancs est moulée sur la surface ondulée des silts du rythme précédent (Ripple-marks d'une dizaine de centimètres de longueur d'onde). Les chenaux sont nombreux et leur orientation est constante vers le SE (120°) ; leur pente est prononcée (25°). Ils sont diversement coupés par les virages de la route entaillant la paroi rocheuse. Le fond des chenaux est rempli de crachées conglomératiques. L'un d'entre eux contient trois gros fragments de troncs silicifiés. Au sommet de la falaise, une carrière en exploitation, ouverte sur le bord Ouest de la route, met à jour un seuil local orienté également vers le SE. On observe des traces de plantes non déterminables (tiges?) imprégnées d'hydroxyde de fer sur la surface de certains lits. Les niveaux à dragées de quartz et les nodules manganésifères sont fréquents. Les grès sont clairs, plutôt rosés, mais acquièrent leur couleur rouge par altération superficielle.

PONT DU NIL - STRATIGRAPHIE DU FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Rive gauche

Altitudes* (m)	Faciès pétrographiques remarquables	Direction & inclinaison du litage
1420	(4) Grès moyen à grossier, rosé, rouge en surface avec niveaux de dragées de quartz, de nodules manganésifères ; forte chenalisation Litage oblique. Un seuil local avec changement de litage direction 120 à 150° ; empreintes de tiges sur la surface des lits.	
1400		150/25°
1390	Trois troncs silicifiés dans un large chenal ; (échantillon de grès NB 3). Nombreux paléosols.	
1385	Un chenal. (Echantillons NL 40 - NL 41)	120°/25°
1380	Nombreux niveaux de pseudo-gley (petites cuvettes d'inondations temporaires). Chenaux.	30°/20°
1375		202°/12° 220°/25°
1365	Bancs gréseux épais (1 m), niveaux silteux plus épais et à Ripple-marks. Une plaquette gréseuse en éboulis avec empreintes végétales.	25°/5°
1310	Nombreux paléosols. Mud-cracks. Riding Ripple-marks. Traces de gouttes de pluie. Chenaux nombreux, direction d'écoulement variable. Nombreux paléosols.	352°/12°
1270		
1250	(3) Grès moyen en bancs plus minces (20-40 cm) alternant avec des grès silteux rouges à litage horizontal contenant de nombreux paléosols. (Echantillon de silt NL 30). Direction d'écoulement très variable.	
1190	P O N T D U N I L	Variable/10°

TABLEAU V (fin)

Altitudes* (m)	Faciès pétrographiques remarquables	Direction & inclinaison du litage
1170	(3)-(2) Grès grossier à moyen rouge à litage entrecroisé passant progressivement à un grès grossier à moyen gris à litage oblique (vers l'Est) et avec des niveaux à boules.	
1150	N I V E A U D U N I L	

Rive droite

1350	(4) Grès moyen à grossier, chenalisé ; quelques lits fins à litage horizontal.	220°/18°
------	--	----------

* Altitude mesurée à l'altimètre (juillet 74). Enlever 100 mètres pour obtenir une altitude compatible avec celle de Goha Tsion sur la carte au 1 : 250 000ème.

Certains niveaux sont très compacts et revêtent l'aspect de quartzite ; ils deviennent friables par altération.

En lame mince, les bancs compacts (échantillon NL 41) montrent en particulier des grains nourris de quartz arrondis ou anguleux, jointifs ou cimentés par des amas de goethite et des particules argileuses. Les feldspaths sont rares mais peu altérés. La lame NL 40, taillée dans une partie altérée, se distingue par la corrosion des grains de quartz et le développement de calcite dans le ciment. L'échantillon NB 3, provenant d'un banc supérieur, contient très peu de ciment. Ces caractères sont ceux DE SEDIMENTS FLUVIATILES LOCALEMENT REMANIES SOUS INFLUENCE MARINE.

La diffractométrie RX montre l'abondance de la kaolinite. L'exoscopie des grains de quartz indique l'immobilisation des grains en milieu intertidal suivie de silicification secondaire plus ou moins importante.

Les indices de classement enfin sont ceux DES GRES DELTAIQUES.

L'ensemble des caractères sédimentologiques des grès de la partie supérieure de l'unité (4) montre donc L'INTERFERENCE PERMANENTE DU MILIEU AERIEN ET DU MILIEU AQUATIQUE. Nous sommes en présence d'un DEPOT MOLASSIQUE DE DELTA.

C. GARLAND et B. WOLDE MICHAEL (1971) ont fourni la composition chimique de deux échantillons collectés dans la falaise gréseuse (méthode d'analyse non précisée). L'échantillon NL 40 a été analysé par fluorescence aux Rayons X. Les résultats principaux, consignés dans le tableau ci-dessous, montrent la richesse en silice et l'abondance locale des oxydes de fer, indice d'un CLIMAT HYDROLYSANT lors du dépôt.

	Echantillons		
	NL 40	GARLAND - WOLDE MICHAEL (1)	(2)
SiO ₂	97 %	97 %	94 %
Al ₂ O ₃	0,59 %	2,42 %	4,68 %
Fe ₂ O ₃	2,23 %	0,19 %	0,53 %

Dans la partie inférieure de la falaise gréseuse, les indices d'exondation sont encore plus fréquents. Les pseudo-gleys sont des dépôts fin sédimentés dans des flaques d'eau temporaires. Leur assèchement provoque des fentes de retrait qui sont ensuite comblées par les grès du rythme suivant (mud-cracks gréseux dans la surface des niveaux silteux). Les grès sont plus fins et peuvent porter, à la surface des bancs, des Riding Ripple-marks (traces de ressuiement) et des traces de gouttes de pluies. Les lits silteux rouges et sombres représentent des paléosols à forte concentration ferromanganésifère. Les chenaux sont de direction variable, leur pente est plus faible et leur compétence moindre.

Les grès silteux (3) montrent l'accentuation de ces caractères : la sédimentation est plus fine ; les paléosols colorés sont très abondants ; la variabilité de la direction d'écoulement est grande et la pente faible. Les minéraux des argiles comprennent essentiellement de la kaolinite avec des traces de minéraux gonflants. LE MILIEU DU DEPOT DE LA BASE DE LA FORMATION GRESEUSE EST CELUI D'UN BASSIN CONTINENTAL AVEC DIVAGATION DE CHENAUX ET EXONDATIONS FREQUENTES.

Les empreintes végétales observées au sommet de la falaise sont déformées, mal conservées et ne peuvent donner lieu à une détermination. Les traces observées sur une dalle gréseuse ramassée en éboulis sont de petite taille : certaines sont rectilignes, d'autres ondulées et ramifiées. Il peut s'agir des empreintes de rameaux de gymnospermes, de mousses, voire d'algues.

Les trois fragments de troncs silicifiés sont de taille importante, taille qui illustre la forte compétence du courant ; l'un d'eux affleure sur plus d'un mètre de longueur pour un diamètre de 50 centimètres environ. Ils sont enchassés dans les dépôts d'un chenal que la route a fort heureusement coupé et où ils sont disposés selon une orientation quelconque ; ils sont

fortement altérés et se réduisent en petits fragments ; il ne reste plus de l'un d'eux que le moule externe sous forme d'une cavité cylindrique dans la roche. Ce gisement semble être exceptionnel puisque nulle part dans la falaise gréseuse nous n'avons pu en trouver d'autres, aussi bien sur cette rive que sur l'autre. L'étude microscopique montre une structure araucarienne assez mal conservée mais caractéristique de bois du PERMIEN, VOIRE DU TRIAS.

L'ENSEMBLE DE CES COUCHES GRESEUSES PRESENTE LE FACIES MOLASSIQUE CARACTERISTIQUE DU FACIES "GRES D'ADIGRAT". DURANT LEUR ACCUMULATION, IL Y A EU UN CHANGEMENT PROGRESSIF DES CONDITIONS PALEO-AMBIANTALES DE SEDIMENTATION. LA BASE EST CONSTITUEE DE SEDIMENTS DETRITIQUES FINS DEPOSES SUR UNE SURFACE CONTINENTALE PEU DEFORMEE, TANDIS QUE LES BANCS GROSSIERS DU SOMMET MONTRENT L'AUGMENTATION DE LA COMPETENCE DES COURANTS DUE A L'INCLINAISON DE LA SURFACE DE DEPOT VERS LE SUD-EST ET L'APPARITION D'INFLUENCES MARINES (MILIEU DELTAIQUE). LA MISE EN PLACE DE CETTE MOLASSE A EU LIEU EN CLIMAT CHAUD PENDANT UNE GRANDE PARTIE DU PERMO-TRIAS.

22.3 GYPSE, ARGILES ET SILTSTONE (5), (6), (7), (8) : STRATES DE L'ABBAI

Ce puissant complexe évaporitique - plus de 500 mètres d'épaisseur -, compris entre le faciès calcaire sus-jacent et le faciès gréseux sous-jacent, est suffisamment caractéristique de la région du Nil Bleu pour mériter une dénomination particulière. E. KRENKEL (1926) proposa celle de "Strates de l'Abbai" dans son ouvrage de synthèse sur la géologie de l'Ethiopie et de la Somalie sans s'être rendu, semble-t-il, sur le terrain mais en se fondant sur les observations de A. AUBRY. Nous conserverons cette appellation en estimant qu'elle a une notoriété suffisante.

D.H. JEPSEN (1961) a subdivisé ce complexe gypsifère en trois parties : argiles au sommet, gypse avec argiles et calcaires dolomitiques au milieu, argiles à intercalations silteuses à la base. Nous inclurons au terme inférieur les siltstones (5) ; en effet, les bancs de grès fins sont de plus en plus abondants en descendant sans la série des argiles (6) et il y a un passage progressif de la sédimentation silteuse à la sédimentation argileuse, alors que la limite inférieure des silstones est beaucoup plus tranchée.

Les analyses diffractométriques montrent l'abondance de l'illite dégradée, associée à une faible quantité de kaolinite, dans la majeure partie de la formation. En revanche, la kaolinite est prédominante à la base (unité 5) et au sommet (unité 8) de la formation.

La masse gypseuse principale (7) est composée d'une suite de bancs silteux, calcaréo-dolomitiques, dolomitiques, argileux avec des inflorescences de gypse et des bancs entièrement gypseux. Ces diverses couches n'ont pas une extension géographique importante ; les passages latéraux de faciès sont fréquents : il suffit de mesurer les variations d'épaisseur d'un même banc gypseux. Le gypse est sous forme de cristaux lamellaires brunâtres dans les argiles ; il est blanc-grisâtre et saccharoïde à l'état massif. D'autre part, les bancs de gypse ne produisent pas de phénomènes de

bourrages dans les couches d'argiles encaissantes, comme on peut l'observer dans le cas de la transformation secondaire d'anhydrite en gypse : le sulfate de calcium a donc été déposé directement sous forme de gypse.

La masse gypseuse principale a fait l'objet d'une exploitation locale dans les années 40.

Les niveaux dolomitiques ont été classés dans les micrites dolomitiques et les biomicrorudites dolomitiques par GETANEH ASSEFA. Ils sont minces, jaunes, et certains contiennent des empreintes de coquilles de petite taille (1 cm). Les genres suivants ont été reconnus :

- *Corbula*,
- *Cyrena*,
- *Mytilus*,
- *Cerithium*.

Planche hors texte n° II

Les bancs gréseux rouge-brun abondants dans les unités (5) et (6) sont de faible épaisseur et présentent un litage entrecroisé ($100^{\circ}/18^{\circ}$). En lame mince (échantillon NL 5) les grains sont constitués de quartz arrondis recouverts d'un film d'hydroxyde de fer ; le ciment est réduit. Le classement des grains est celui des GRES DE PLAGES. Au microscope électronique à balayage, les grains apparaissent recouverts d'un enduit ferrugineux, avec quelques cristaux de kaolinite dans les cavités.

La première question qui se pose est celle des conditions paléo-ambientales de sédimentation. En 1897, K. FUTTERER avait reconnu comme continentaux non seulement les grès massifs (4), mais également tout le complexe gypsifère. Partant de l'hypothèse d'une transgression marine commençant par le dépôt de grès littoraux, G. DAINELLI (1943) admit un dépôt en mer peu profonde avec subsidence. Il ajoute : *"Le terme marno-gypsifère doit indiquer un milieu marin quelque peu plus distant de la ligne de côte - parce qu'entretemps la mer avait progressé dans son mouvement de transgression - mais de mer encore peu profonde, et avec des conditions de fond telles que l'évaporation n'était pas contrebalancée par un rapide échange d'eau, de façon à provoquer un dépôt de gypse"*.

Il est certain que la sédimentation évaporitique demande classiquement l'évaporation d'une masse d'eau saline sans apport d'eau compensatoire par les courants, rivières et précipitations. Ces conditions sont réalisées typiquement en bassin fermé sous climat chaud et sec. On les trouve actuellement dans les chotts en milieu continental et dans les salines du littoral marin où l'évaporation conduit au dépôt de la plupart des sels dissous, gypse et sel gemme principalement. Cependant, il est à remarquer que pour le dépôt des Strates de l'Abbaye, la précipitation saline n'a pas été complète puisque nulle part n'ont pu être observées des traces de chlorure de sodium. Un cycle d'évaporites est constitué schématiquement d'argile, de gypse et de sels de sodium et de potassium. Dans le cas étudié, les cycles se succèdent, réduits seulement aux deux premiers termes. AUSSI PEUT-ON PENSER QUE CHAQUE FOIS QUE LA SAUMURE DEVENAIT ASSEZ CONCENTRÉE POUR DEPOSER SON SEL, UN APPORT D'EAU EXTERIEUR LA DILUAIT ET L'ALIMENTAIT DE NOUVEAU EN SELS VARIÉS et le cas échéant dissolvait la couche d'halite dernièrement déposée. La sédimentation des minéraux argileux nouvellement introduits permettait de préserver la couche de gypse formée de la redissolution.

Ces conditions de dépôt se rencontrent actuellement sur les marges continentales, sous une faible épaisseur d'eau. L'épaisseur importante des couches d'évaporites est expliquée par un enfoncement lent et synchrone du substratum.

Les explorations océanographiques récentes et notamment celles effectuées en Mer Rouge, ont mis en évidence la formation de saumures au large et à des profondeurs appréciables. Un seuil sous-marin s'opposant au renouvellement des couches d'eau profondes suffit à provoquer la concentration saline. Ces concentrations salines aboutissent à la précipitation d'évaporites sur le fond. La puissance des couches peut être importante du fait de l'existence de courants d'eau superficiels qui assurent l'alimentation en sels de la saumure. Il n'est donc pas indispensable de faire appel au phénomène de subsidence pour expliquer l'épaisseur de ces sédiments profonds*.

L'hypothèse du dépôt des évaporites en milieu profond a déjà été proposée pour des sédiments anciens, en particulier pour ceux du Trias français tout-à-fait comparables (J. BOURCART et J. RICOUR, 1952 ; J. RICOUR, 1960). Nous l'avons également évoquée à propos des Strates de l'Abbai (J. BEAUCHAMP et Y. LEMOIGNE, 1974b).

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est possible de reconstituer le milieu de formation des Strates de l'Abbai. L'hypothèse d'un bassin continental fermé peut être écartée de prime abord : les couches gréseuses (4) présentent des influences marines, les couches calcaires sus-jacentes (9) sont marines, la rythmicité et l'absence d'halite dans le complexe évaporitique témoignent d'un apport périodique d'eau salée.

L'étage bathymétrique reste à déterminer. Les siltstones (5) représentent des dépôts détritiques dans un milieu marin à niveau d'énergie moyen à faible : ces conditions sont réunies sur la plateforme externe (ETAGE CIRCALITTORAL).

Les bancs gréseux fins et moyens intercalés à la base des argiles versicolores inférieures (6) ont un litage de forte inclinaison. Ils pourraient marquer l'emplacement de chenaux de marées (ETAGE INTERTIDAL) ou des chenaux de deltas.

Les coquilles de petits Lamellibranches dans les rares bancs dolomitiques intercalés dans la formation gypseuse excluent un environnement profond, mais caractérisent les étages INTERTIDAL ET INFRATIDAL.

La présence constante de kaolinite indique la proximité des lignes de rivages : elle est en effet le produit d'une ALTERATION CONTINENTALE AVANCEE SOUS CLIMAT HYDROLYSANT et les observations montrent que les grosses particules de kaolinite ne sont pas entraînées au large, mais se déposent à proximité des côtes. On peut même en déduire que le rivage, donc l'arrivée des apports détritiques, était plus proche du lieu de sédimentation au début et à la fin du dépôt des Strates de l'Abbai (unités 5-6 et 8).

* Note : Pour les problèmes de saumure en milieu marin profond on pourra consulter "Hot Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea", suites d'articles rassemblés par E.T. DEGENS et D.A. ROSS, 1969).

Le dépôt primitif du gypse et non de l'anhydrite est également une source d'indication. Il est classiquement admis que le sulfate de calcium, en présence d'ion sodium, se dépose sous forme de gypse à condition que la température de la solution saline qui se concentre n'excède pas 25°C. Cette condition exclue un milieu lagunaire sous climat chaud où la température est plus élevée (il s'y dépose de l'anhydrite) mais elle est en revanche compatible avec un MILIEU LITTORAL MARIN SOUS CLIMAT CHAUD

C'est probablement une erreur que de vouloir considérer, pour l'ensemble des Strates de l'Abbai, les conditions de profondeur comme constantes alors que la nature des dépôts ne l'est pas. On peut émettre l'hypothèse D'UNE SEDIMENTATION SUR UNE PLATEFORME EPICONTINENTALE DE MER CHAUDE AFFECTEE D'UN MOUVEMENT IRREGULIER DE SUBSIDENCE qui explique à la fois les variations bathymétriques et l'épaisseur de l'ensemble des couches. On trouve dans un tel modèle aussi bien des faciès déposés sous une couche d'eau pelliculaire quand l'enfoncement est ralenti que des faciès plus profonds quand le mouvement s'accroît. LE SEUIL QUI SEPARTE CETTE PLATEFORME D'UN BASSIN MARIN PLUS OUVERT PERMET LE RENOUVELLEMENT DE L'EAU SUPERFICIELLE MAIS FAVORISE LA CONCENTRATION DE SAUMURE lorsque les conditions géographiques et climatiques sont favorables.

L'âge de ce complexe gypsifère a été évalué assez subjectivement triasique-infraliasique par A. AUBRY. L'examen des empreintes de petits Lamellibranches collectés dans les intercalations calcaires par ce même auteur permit à H. DOUVILLE de reconnaître seulement le genre *Corbula*. Forts de cette détermination, les auteurs ultérieurs déduisirent un âge liasique.

Récemment, GETANEH ASSEFA suggéra quant à lui un âge liasique supérieur-bathonien en se fondant sur les déterminations de fragments mal conservés de Mollusques et d'Ostracodes collectés dans la partie médiane de la formation (unité 7). Les quelques coquilles de Lamellibranches et Gastéropodes que nous avons trouvées dans un niveau dolomitique de la même unité sont de peu d'utilité : cette association faunistique est commune dans les faciès sursalés de tout le Jurassique.

Procédant d'une façon indirecte en se référant aux datations paléontologiques anciennes et modifiées depuis faites dans les calcaires sus-jacents, G. DAINELLI (1943) attribua ces Strates de l'Abbai au Bajocien et au Lias.

Il est évident que seuls des fossiles bien conservés et de valeur stratigraphique acceptable contenus dans la formation donneraient la clé du problème. Ce n'est pas le cas des fragments coquilliers. Il ne nous reste donc pour l'instant qu'à procéder, comme G. DAINELLI, par extrapolation.

Les niveaux fossilifères les plus anciens des calcaires d'Antalo contiennent une faune calloviénne. Une trentaine de mètres de calcaires marneux sépare ces niveaux du sommet des argiles versicolores supérieures (8) et pourrait représenter le Bathonien, au moins en partie. Le dépôt du faciès des Strates de l'Abbai se terminerait à la fin du Bajocien ou au Bathonien. La masse gypseuse principale (7) et les argiles versicolores inférieures (6) représenteraient en grande partie le Lias. Les troncs silicifiés d'âge permo-triasique de la formation gréseuse (4) sont placés à 40 mètres au-dessous des siltstones (5). On peut raisonnablement admettre que ces derniers furent déposés pendant le Trias, voire l'infra-Lias.

Dans cette optique, LA DUREE DE LA SEDIMENTATION DES GYPSES, ARGILES ET SILSTONES (unités 5, 6, 7, 8) S'ETENDRAIT DU TRIAS AU BATHONIEN.

EN CONCLUSION, LA FORMATION DES STRATES DE L'ABBAYE AURAIT EU LIEU EN EAU MOMENTANEMENT SURSALEE, SUR UNE PLATEFORME EPICONTINENTALE, SOUS UN CLIMAT CHAUD ET PENDANT UNE PERIODE QUI S'ETENDRAIT DU TRIAS AU JURASSIQUE MOYEN.

22.4 CALCAIRES ET MARNES (9) : FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"

La partie supérieure de la formation (d) est constituée par un calcaire massif bioturbé et des bancs de calcaire noduleux. L'ensemble détermine une falaise continue d'une vingtaine de mètres de hauteur. La faune présente est celle d'un milieu récifal. Au sommet, le calcaire noduleux est très riche en débris d'organismes et revêt l'aspect d'une Lumachelle. Les hard-grounds sont fréquents mais ne doivent pas être interprétés comme une discordance de ravinement. Le passage au faciès gréseux sus-jacent se fait progressivement, comme en témoignent les bancs de calcarénites. Tout ceci indique un dépôt de milieu marin agité et peu profond. L'arrivée d'apports terrigènes peut être la cause de la disparition des Polypiers et du passage à une sédimentation détritique.

Les microfaciès sont surtout des micrites fossilifères : P. CANUTI et C. PIRINI RADRIZZANI (1974) ont décrit des biomicrites, oosparites et oospatomicrites. GETANEH ASSEFA y a reconnu de prime abord des Ostracodes, des Foraminifères et des fragments de Mollusques, Brachiopodes et Echinoïdes.

L'analyse pétrographique faite dans les niveaux marneux (a, b, c) par GETANEH ASSEFA a mis en évidence, outre des minéraux variés des argiles, une certaine quantité de kaolinite. La chlorite et la vermiculite sont également représentées dans quelques échantillons. Nous interprétons la présence de la kaolinite comme l'indicateur d'un climat hydrolysant sur le continent au moment du dépôt et la proximité du rivage.

Le type et la répartition des fossiles donnent également des indications sur les conditions paléo-ambientales du dépôt. La base de la formation est constituée de marnes grises dépourvues de fossiles. Au-dessus viennent les couches à prédominance de Brachiopodes et avec une Ammonite. On peut supposer que le dépôt des premiers niveaux marneux s'est fait en milieu marin plutôt profond, de type circalittoral supérieur.

L'apparition des coquilles de Mollusques, puis celle des Bioherms de Polypiers et leur faune associée témoignent d'une diminution de la profondeur du milieu de sédimentation qui devient récifal. Les calcaires à algues et les calcarénites du sommet (10) indiquent la proximité du rivage.

CES CALCAIRES DE PLATEFORME CARBONATEE ONT LES CARACTERES DU FACIES DES "CALCAIRES D'ANTALO".

Les déterminations détaillées sont le fait de P. CANUTI et C. PIRINI RADRIZZANI (1973). Elles montrent en particulier la présence de

Parurgonina caelinensis CUVILLIER, espèce rencontrée dans l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien. (La liste complète des microfossiles déterminés dans la partie supérieure du faciès calcaire est portée sur le tableau III. D'un autre côté, l'étude des macrofossiles a été menée par G. FICCARELLI (1968) qui reconnut dans ces mêmes couches *Ampullina coxi* et *Paracenoceras hexagonum* caractéristiques, d'après cet auteur, de l'Oxfordien.

On ne peut manquer d'être surpris par le manque de complémentarité de ces résultats. Nous nous permettons de donner la préférence à la datation fournie par la détermination des microfossiles. Il suffit de rappeler que dans la vallée du Mugher, la faune des niveaux calcaires sous-jacents aux grès est d'âge kimméridgien. La relative proximité et la similitude des positions stratigraphiques des deux gisements sont des arguments supplémentaires en faveur d'un âge kimmeridgien pour la partie supérieure des calcaires du Pont du Nil.

Le doute demeure également dans l'âge à attribuer aux autres couches de la formation calcaire de par l'insuffisance de fossiles caractéristiques.

Se fondant sur la détermination de faune constituée en majeure partie de Lamellibranches et de Brachiopodes, G. FICCARELLI attribue à l'Oxfordien la quasi totalité des couches marneuses jaunâtres (c), alors que le Callovien est représenté principalement par les calcaires marneux et les marnes (a). Ces derniers niveaux sont très fossilifères à leur base. Il est fort probable que ce sont eux qui ont été visités par A. AUBRY. Et cependant, l'analyse de leur faune a fait pencher les auteurs anciens pour une attribution au Bathonien. Ils avaient devant eux des faunes du Bathonien et de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien uniquement. De là à en conclure une émergence pendant le Callovien et l'Oxfordien inférieur, le pas était vite franchi.

Cette hypothèse ne nous paraît pas devoir être retenue. Les couches dépourvues de fossiles sont nombreuses dans les marnes et nulle part ne sont visibles des témoins d'interruption de la sédimentation.

La contribution récente de A. ZEISS (1974) a apporté un élément décisif dans ce dilemme. Cet auteur a en effet décrit une Ammonite collectée dans les couches marneuses affleurant à proximité du village de Kassé, soit probablement près des niveaux fossilifères pétris de Brachiopodes que traverse la route. Il s'agit de *Pachyceras aff. Lalandeanum* D'ORB. qui indique le Callovien.

EN RESUME, ON PEUT DONC DIRE QUE LA SEDIMENTATION CALCAIRE A COMMENCE AU MOINS AU CALLOVIEN ET S'EST POURSUIVIE SANS INTERRUPTION JUSQU'AU KIMMERIDGIEN.

22.5 GRES ET SILT (10) : FACIES "GRES SUPERIEURS"

Ce terme gréseux est passé inaperçu aux yeux des observateurs qui ont décrit les coulées basaltiques reposant directement sur la surface irrégulière du faciès calcaire. Il suffit, à l'entrée du viaduc, de monter sur la surface calcaire pour trouver au-dessus de la route des affleurements ponctuels et des blocs gréseux parmi les éboulis basaltiques. Ces affleurements étaient particulièrement bien dégagés par les eaux de ruissellement

en 1972. L'épaisseur visible du faciès a été évaluée à 15 mètres, mais il est probable qu'apparaît seulement la partie inférieure, la partie restante étant dissimulée par les éboulis.

La finesse des dépôts gréseux et le litage horizontal sont les témoins d'une sédimentation en milieu aquatique. Les calcarénites renferment une faune marine littorale : huîtres et autres Lamellibranches et on trouve également des calcaires à algues. La présence de hard-ground désigne une exondation ou l'influence de courants marins interrompant la sédimentation.

En lame mince, les grains apparaissent bien classés dans l'ensemble. Les grains de Quartz sont usés et les feldspaths peu altérés. La matrice est réduite dans l'échantillon "NBA" (lavage des grains sur une plage) alors qu'elle est abondante, à base de montmorillonite, dans l'échantillon "NL 10" où certains quartz sont corrodés (milieu de flaque plus confiné). Au microscope électronique on voit que les grains de quartz ont subi une immobilisation terrestre avant d'être usés, puis ont été immergés dans un milieu aquatique sous saturé en silice.

Les paramètres de classement confirment le MILIEU LITTORAL DU DEPOT. (Voir partie "Etude sédimentologique").

Nous avons affaire ici à la base du faciès des Grès supérieurs qui font suite, ou se substituent latéralement, au faciès calcaire. L'apparition d'une sédimentation terrigène est un bon indicateur de la proximité du continent.

La faune de Lamellibranches a peu de valeur chronologique. Par référence à l'âge des couches calcaires, NOUS DATERONS DU KIMMERIDGIEN LA BASE DU FACIES GRESEUX QUI PRESENTE DONC LES CARACTERES LITHOLOGIQUE ET CHRONOLOGIQUE DES "GRES SUPERIEURS".

22.6 ROCHES VOLCANIQUES (11) : SERIE DES TRAPPES

Elles sont constituées pour la majeure partie d'un empilement de coulées basaltiques et forment une succession de falaises escarpées. Les niveaux pyroclastiques sont nombreux, mais deux sont particulièrement importants et chacun détermine dans la topographie une terrasse en pente douce recouverte par les éboulis basaltiques des falaises. Le nombre des falaises basaltiques est généralement de quatre, mais il peut varier fréquemment de trois à cinq, ce qui tend à indiquer que l'étendue des coulées n'est pas si importante et uniforme qu'il ne paraît. Sur une même horizontale, il peut y avoir passage d'une coulée basaltique à un niveau pyroclastique.

A la base, il semble évident que les basaltes recouvrent directement les calcaires sous-jacents à proximité du curieux viaduc arqué qu'emprunte la route. En fait, nous sommes dans une zone d'éboulis et les blocs basaltiques de grande taille ne sont pas en place. Cette énorme masse d'éboulis est d'ailleurs en mouvement et sa lente translation provoque d'inquiétantes fissures dans le viaduc.

Sur l'autre versant du canyon, se retrouve la même disposition. Près du village de Dejen, des échantillons ont été collectés aux fins de

datations radiométriques par P.A. MOHR. La méthode au Potassium Argon a fourni des âges proches de 60 millions d'années et situe la mise en place de ces coulées basaltiques à l'Eocène (R. GRASTY e altri, 1963). Une communication orale de P. GOUIN souligne cependant la valeur très relative, due aux fuites d'Argon, de cette datation. Cette assertion indiquerait que la quantité d'Argon radiogénique produite dans le basalte serait plus importante que celle qui a été mesurée. La décomposition radio-active du Potassium aurait donné naissance à une quantité d'Argon supérieure et donc aurait duré plus longtemps. Les âges déterminés seraient à majorer de plusieurs (?) millions d'années. Dans cette optique, les coulées basaltiques de base seraient d'âge crétacé supérieur.

L'âge des basaltes du Nil Bleu n'est pas encore résolu par B. ZANETTIN et coll. en 1973 qui penchent cependant pour une datation miocène.

Une publication ultérieure de ces mêmes auteurs (1976) apporte une réponse partielle. Un basalte récolté vers Goha Tsion, au milieu de la formation basaltique, a fourni un âge radiométrique de - 31 millions d'années, soit oligocène : on en déduit que les coulées sous-jacentes sont antérieures.

D'autre part, à la suite d'un échantillonnage systématique dans les mêmes coulées en dessous de Goha Tsion, O.C. McDOUGALL et coll. (1975) ont trouvé des âges radiométriques tous compris entre 20 et 30 millions d'années. Néanmoins, les basaltes présentent une quantité de verre non négligeable et les pertes d'Argon ne sont pas exclues ; par ailleurs, la coulée inférieure n'a pas été datée. On remarque, au vu des chiffres proposés, que les trois coulées volcaniques supérieures sont séparées par des intervalles de temps de plusieurs millions d'années, intervalles qui ont été occupés par l'émission des pyroclastes et des périodes d'accalmies volcaniques. On s'aperçoit ainsi que la coulée inférieure pourrait être antérieure de plusieurs millions d'années.

Des empreintes de feuilles sont bien visibles dans une grotte située au bord du torrent descendant du Goha Tsion et creusée à la limite de la falaise basaltique (d) et des roches pyroclastiques sous-jacentes (c). Les empreintes indiquées par J. VARET (communication orale) sont présentes dans un mince lit de cendres appliqué à la base des basaltes ; le matériau est très friable, les traces de végétaux difficilement déterminables. On y reconnaît des feuilles d'Angiospermes dicotylédones sans pouvoir parvenir à une identification plus précise. Les couches pyroclastiques contiennent des fragments de troncs silicifiés. G. STEFANINI (1933) les a signalés dans le groupe inférieur des Trappes en ajoutant que ces troncs n'ont jamais été étudiés.

Les travaux d'élargissement de la route entrepris voilà une dizaine d'années ont permis de mettre à jour des troncs de fort diamètre et de grande longueur ; un exemplaire a été envoyé vers 1965 par l'entrepreneur E. MARCUCCI à l'Université italienne d'Asmara, mais sa trace a été perdue. Les gros échantillons de bois silicifiés dépourvus d'indication d'origine que l'on peut admirer à l'Université d'Addis Abeba proviennent probablement du même endroit.

Des fragments de taille petite ou moyenne (20 cm maximum) sont abondants dans la couche (C). Ils sont maintenant plus rares dans la

couche (a) ; c'est pourtant à cet endroit qu'avaient été découverts les "arbres pétrifiés" qui avaient tant impressionné les terrassiers.

Le travail de détermination entrepris par Y. LEMOIGNE a été long et difficile. Les troncs sont ceux d'Angiospermes. Les espèces sont nombreuses et différentes de celles de Debre Libanos. L'affinité de cette flore pourrait être anté-Miocène. La comparaison de cette flore avec les espèces actuelles d'Afrique de l'Est et les espèces fossiles du Tertiaire de l'Inde est en cours, en collaboration avec Y. PRAKASH du Laboratoire de Paléobotanique de Luknow (Inde).

En 1972, nous avons procédé à la récolte d'une dizaine de kilogrammes d'échantillons basaltiques possédant les caractères compatibles avec une datation radiométrique. Aux termes de difficultés multiples rencontrées dans leur exportation et leur transport, ils ont pu être remis à G. FERRARA de l'Université de Pise. Malheureusement, ces échantillons doivent être considérés maintenant comme perdus corps et bien. Ils eurent cependant permis d'ajuster les datations paléobotaniques à une échelle d'âges absolus.

En conclusion, les conditions de gisements et les caractères pétrographiques de ces vulcanites sont ceux de la SERIE DES TRAPPES. Les différentes méthodes employées pour évaluer leur âge datent leur émission DE L'OLIGOCENE ET DU DEBUT DU MIOCENE, c'est-à-dire des résultats assez proches de ceux trouvés à Debre Libanos.

3 - REMARQUES TECTONIQUES

Comme dans les autres régions du Plateau Ethiope, l'aspect tectonique a quelque peu été oublié par les géologues qui se sont laissés abuser par la puissance et l'apparente horizontalité de la série sédimentaire. Habitué à mesurer des épaisseurs de quelque 100 mètres dans des ensembles de couches à pendage faible, travaillant avec des fonds topographiques approximatifs et des altimètres soumis aux variations capricieuses de la pression atmosphérique au cours d'une même journée, ils ont eu tendance à négliger les légères variations de pendages et d'épaisseurs observables sur le terrain.

De plus, l'abondance des roches telles que les argiles et le gypse n'est guère favorable à la reconnaissance d'accidents tectoniques, tant sur le terrain qu'en vue aérienne.

Des petites failles parallèles de direction 60°E sont clairement visibles dans la carrière ouverte au sommet de la falaise gréseuse sur la rive gauche. Vu de la rive droite, ce même secteur apparaît nettement en retrait du tracé général de la falaise, comme peut l'être un compartiment isolé par faille. Sur la même rive, une entaille dans la falaise gréseuse, au bord de la route et à un kilomètre environ du Pont du Nil, porte un placage de concrétions calcaires : elle témoigne du passage d'une faille de direction estimée également 60°E. D'autres dépôts de tuf calcaire localisés le long de la falaise ont probablement la même signification.

Le pendage des couches de la série sédimentaire est partout de faible amplitude, quelques degrés, mais de direction variable. Sur la rive

gauche, il est de 3 à 5°NE dans les "Grès d'Adigrat" (G. FICCARELLI, 1968). Sur la rive droite, il est de 5°E dans le faciès "Pré-Adigrat", mais il est dirigé vers le Nord-Ouest dans les gypses sus-jacents (P. DAINELLI, 1971). Ces changements d'inclinaison des couches est, à notre avis, LE RESULTAT DE CASSURES plutôt que d'ondulations.

Les deux rives du Nil Bleu présentent une similitude qui n'est qu'apparente. En plus des variations de pendage, nous avons relevé également des variations dans l'altitude des couches gréseuses qui ne sont pas imputables aux seules fantaisies de l'altimètre. Nous avons pris comme niveaux repères le sommet de la falaise et un grand chenal orienté 220°SW suivi des deux côtés. Ces repères sont à une altitude, relative au niveau Nil Bleu, inférieure de 20 mètres sur la rive droite. La rive droite représente donc le compartiment affaissé d'une faille - ou d'une série de failles parallèles - dont le trajet est à rechercher dans le lit ou sur les berges du Nil Bleu. Il est vraisemblable que les strates supérieures du faciès "Pré-Adigrat", dissimulées malencontreusement par les éboulis de la falaise, sont situées plus haut sur la rive gauche.

Plus sujette à caution est la mesure de l'épaisseur des Strates de l'Abbai et des Calcaires d'Antalo sur la rive droite. On trouve néanmoins une épaisseur totale inférieure de 60 mètres et une altitude du sommet des calcaires inférieure de 80 mètres, résultats approximatifs qui vont dans le même sens que les mesures faites dans les grès.

Enfin, la photo ERTS de la même région montre un alignement ENE-WSW indiscutable du Nil Bleu suivi sur une dizaine de kilomètres, principalement en amont du pont.

EN CONCLUSION, LA REGION ETUDIEE EST PARCOURUE PAR UN FAISCEAU DE FAILLES DE FAIBLE REJET ET DE DIRECTION GENERALE ENE-WSW, QUI DETERMINENT EN PARTICULIER L'ORIENTATION DU COURS DU FLEUVE ET PROVOQUE L'AFFAISSEMENT DE LA RIVE DROITE. Les failles sont nombreuses dans le Thalweg même du Nil Bleu, mais d'autres existent certainement de part et d'autre, en particulier sur la rive droite, dans les affleurements argilo-gypseux.

II - VALLEE DE LA CHAMOGA

1 - LOCALISATION ET TRAVAUX ANTERIEURS

La rivière Chamoga* est un affluent de la rive droite du Nil Bleu. Elle prend sa source dans le massif du Mont Chokke (ou Mangestu). La route d'Addis Abeba la traverse à quelques kilomètres au Sud Est de Debré Marcos. En aval de la route, la rivière s'engage dans un profond canyon se décomposant en une suite de gradins limités par des falaises escarpées que les cours d'eau franchissent par des cascades.

C'est à proximité de son embouchure que D.H. JEPSEN a découvert des affleurements de marnes et de grès gris que P.A. MOHR a interprétés comme étant similaires à ceux du faciès du Karroo d'Afrique du Sud.

D'autre part, l'étude géologique faite par P. DAINELLI (1970) à partir de photos-interprétations intéresse la majeure partie du cours de la rivière. Cependant, il existe des erreurs inexplicables dans le tracé des cours d'eau ; en particulier, certains torrents traversent deux fois la même falaise !

Une exploration géologique a été menée en juillet 1974 dans le canyon de la Chamoga, conjointement avec J. PERRIAUX et GETANEH ASSEFA, par des conditions climatiques peu favorables. Les échantillons de grès collectés ont été étudiés par GETANEH ASSEFA et leur analyse pétrographique doit être incluse dans la thèse ayant dû être soutenue en 1975 à l'Université du Minnesota (U.S.A.).

Figure 9: Vallée de la Chamoga, carte géologique

2 - SERIE STRATIGRAPHIQUE

2.1 COUPE STRATIGRAPHIQUE

Une coupe synthétique a été levée, en descendant, le long de la rive gauche du canyon. L'épaisseur des couches a été évaluée à l'altimètre puis elle a été corrigée d'une façon bien approximative à l'aide des rares indications altimétriques fournies par la carte ancienne "Debré Marcos" au 1 : 500 000ème. Le fond topographique établi par P. DAINELLI a été également utilisé.

* Note : Les cartes topographiques d'origine italienne orthographient "Ciamoga", tandis que GETANEH ASSEFA emploie le terme de "Shiamoga".

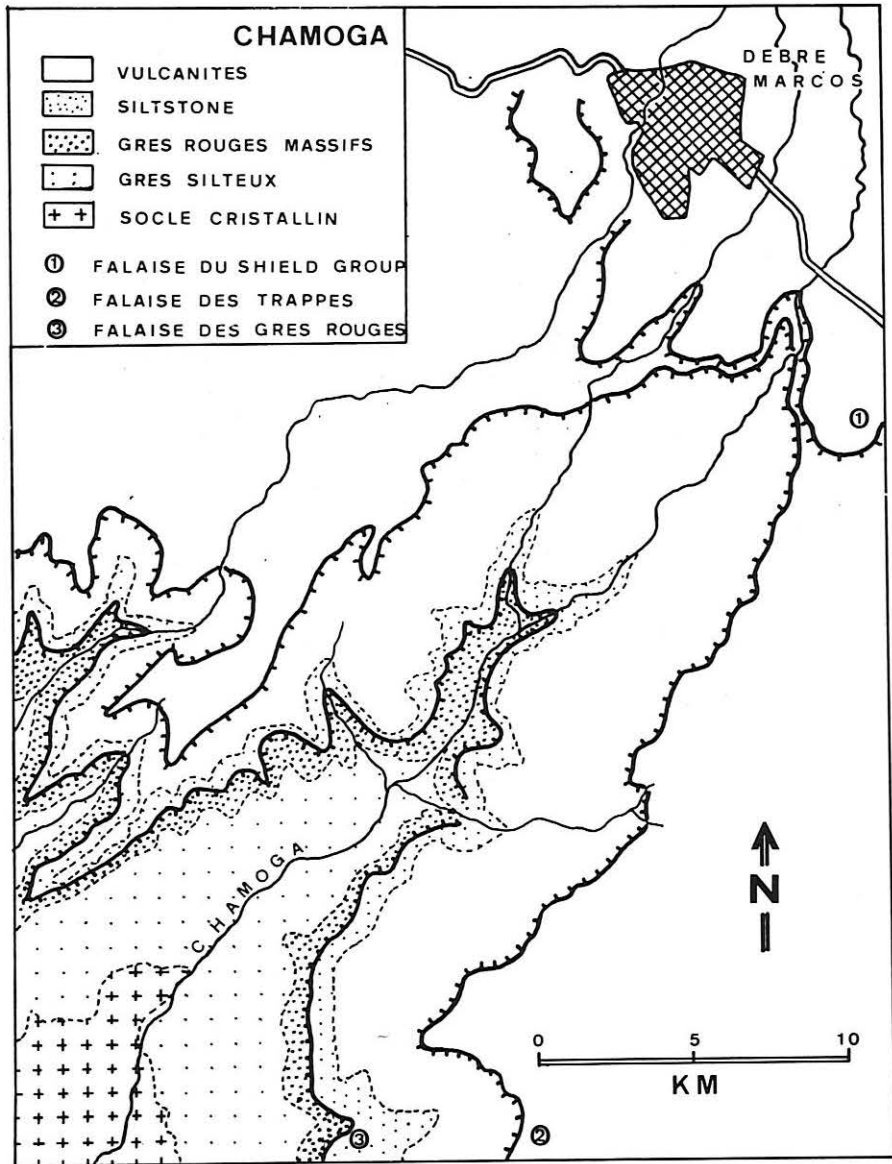


Fig. 9 – Vallée de la Chamoga : carte géologique.
Chamoga Valley : geological map.

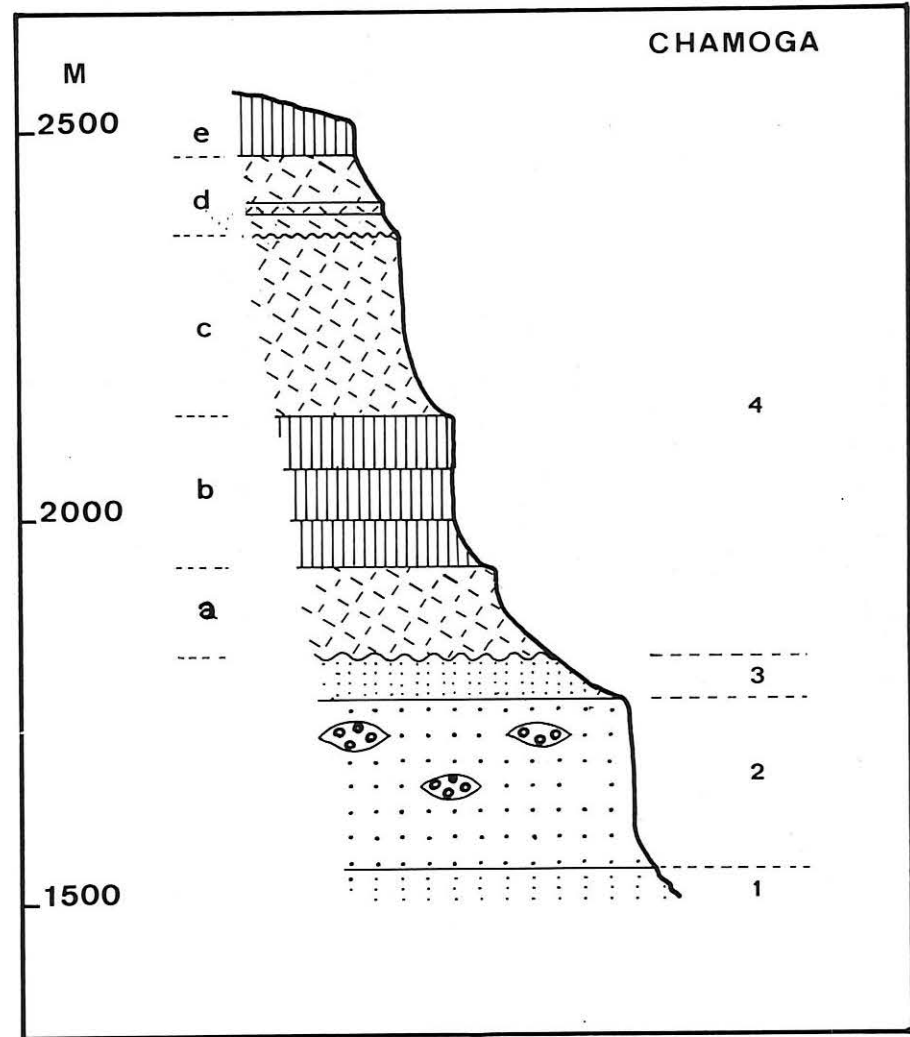


Fig. 10 – Vallée de la Chamoga : série stratigraphique.
Chamoga Valley : stratigraphic succession.

De haut en bas :

(4) Roches volcaniques	700 m
Basalte et roches pyroclastiques formant une succession de falaises étagées plus ou moins accusées, se décomposant ainsi :	
e) Falaise basaltique limitant le plateau .	60 m
d) Tuf volcanique gris et fin (formant en particulier un petit abrupt d'une dizaine de mètres)	110 m
c) Tuf volcanique compact formant une falaise escarpée de 120 m environ	230 m
b) Coulées basaltiques donnant une cuesta verticale de 120 m environ	190 m
a) Zone en pente douce recouverte d'éboulis basaltiques et constituée de pyroclastes avec une coulée basaltique formant un ressaut, environ	110 m

D I S C O R D A N C E D E R A V I N E M E N T

(3) Siltstones	80 m
dissimulés par les éboulis et la végétation. Rares affleurements de roches très altérées de couleur rouge. Epaisseur variable.	
(2) Grès rouges massifs	200 m
Falaise abrupte de 150 m environ. Grès moyen à grossier avec litage entrecroisé ; niveaux à dragées de quartz, paléosols, silts.	
(1) Grès silteux	
Dans ce faciès apparaît en particulier un petit abrupt d'une vingtaine de mètres de hauteur qui n'a pu être atteint.	

Le socle granitique a été observé en photo aérienne une quinzaine de kilomètres plus en aval.

Figure 10: Vallée de la Chamoga, série stratigraphique

2.2 DONNEES COMPLEMENTAIRES

22.1 VULCANITES

P. DAINELLI a montré que, dans la région de Debré Marcos, les vulcanites devaient être rangées dans deux ensembles : le Shield Group et la Série des Trappes.

Les niveaux inférieurs a), b) et c) représentent la Série des Trappes. Comme l'a reconnu P. DAINELLI sur photo aérienne, on distingue bien sur le terrain trois membres principaux. Les membres a) et c), respectivement à la base et au sommet de la formation, sont essentiellement

pyroclastiques tandis que le membre moyen est constitué d'un empilement de coulées basaltiques qui donne un escarpement continu sur plusieurs kilomètres et de plus de 100 mètres de hauteur. La présence d'éboulis permet cependant le passage d'un sentier incertain reliant les villages établis sur les plateformes en contrebas au centre urbanisé de Debré Marcos.

L'épaisseur de la Série des Trappes atteint 550 mètres. Le contact des vulcanites avec la série sédimentaire sous-jacente est dissimulé sur le terrain par l'abondance des éboulis basaltiques et l'épaisseur de la terre végétale. Il n'est pas non plus clairement visible dans la morphologie du fait de l'analogie du comportement aux phénomènes érosifs des tufs volcaniques a) et des siltstones (3). Il a été cependant possible d'observer des affleurements de siltstones proches des vulcanites et d'en relever l'altitude. Celle-ci varie d'un endroit à l'autre et indique par là une zone de contact, non horizontale, mais ondulée. LES PREMIERS PRODUITS VOLCANIQUES ONT DONC ETE DEPOSES SUR LA SURFACE ERODEE DES SILTSTONES. Il n'y a cependant pas de discordance angulaire visible entre roches volcaniques et roches sédimentaires, l'ensemble des couches est subhorizontal.

Le sommet de la Série des Trappes constitue une plateforme pouvant être étendue comme à l'Ouest de la Chamoga ; elle correspond à la partie de la surface du plateau non recouverte par des produits du Mont Chokke. D'après P. DAINELLI, les dépôts éluviaux du plateau des Trappes s'étendent jusqu'à la base des coulées de lave du Mont Chokke et l'on peut penser qu'ils s'étendent aussi au-dessous de ces mêmes laves. IL Y AURAIT DONC UNE DISCORDANCE DE RAVINEMENT ENTRE LES DEUX FORMATIONS VOLCANIQUES.

Les niveaux supérieurs d) et e) appartiennent aux premières manifestations volcaniques du Mont Chokke (dénommées "Série inférieure du Chokke" par P. DAINELLI qui leur attribue une épaisseur totale d'environ 350 mètres). Comme on peut l'observer ici, les lits pyroclastiques et les coulées basaltiques sont subhorizontales, mais leur disposition générale dans la région ne laisse pas de doute quant à leur origine centrale. Les caractères pétrographiques de l'affleurement observé ne montrent pas de différences évidentes avec la série trappéenne sous-jacente.

Aucun fossile n'a été trouvé dans les différents niveaux volcaniques. L'âge du volcanisme du Mont Chokke est estimé post-Miocène par P. DAINELLI.

22.2 SILTSTONES

Ces niveaux affleurent peu. Leur position stratigraphique et leurs caractères pétrographiques conduisent à les rattacher à la partie inférieure du faciès des couches de l'Abbaï. Il est possible qu'il existe également des niveaux plus argileux. LA PARTIE SUPERIEURE DES COUCHES DE L'ABBAI - EN PARTICULIER LES COUCHES A GYPSE - ET LA SUITE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE ONT ETE DEBLAYEES PENDANT LA PHASE D'EROSION QUI A PRECEDE L'EFFUSION DES TRAPPES. Cette surface d'érosion fossile a été dégagée par le creusement du canyon et constitue une plateforme partiellement recouverte par des placages ou des buttes témoins de roches volcaniques.

22.3 GRES ROUGES MASSIFS

La puissante falaise, haute d'une centaine de mètres, montre une suite de lits gréseux moyens à grossiers. Le litage oblique indique un écoulement en direction du SE (115°) et une pente moyenne de 25°. La présence de paléosols témoigne d'un milieu de dépôt continental. Les niveaux silteux sont abondants à la base.

L'analyse granulométrique effectuée par GETANEH ASSEFA sur sept échantillons prélevés dans la falaise a donné les résultats suivants :

- Taille des grains comprise entre 1 et 1,15 mm. Moyenne : 1,94 mm
- Classement faible à modéré
- Type : Grès à ciment siliceux.

Le classement et la forme des grains confirment l'origine continentale du dépôt.

On retrouve donc les caractères du faciès des "Grès d'Adigrat". Malgré une recherche systématique, nous n'avons découvert aucune trace de fossile, en particulier aucun fragment de bois silicifié.

22.4 GRES SILTEUX

A l'emplacement de la coupe établie, ce faciès occupe le fond de la vallée de la rivière : la végétation est touffue et les affleurements inexistant. Il eût été d'un grand intérêt de poursuivre la coupe en aval, mais il eût fallu traverser la Chamoga, et les pluies de la veille avaient grossi la rivière au point de rendre sa traversée impossible.

Les photographies montrent en aval un abrupt continu traduisant la présence d'un grès plus compact et que nous mettons en parallèle avec les grès gris silteux du faciès Pré-Adigrat rencontré en aval du Pont du Nil. Compte tenu de l'emplacement assigné au Socle par P. DAINELLI, la puissance de l'ensemble doit atteindre 200 mètres.

3 - REMARQUES STRUCTURALES

Le creusement du canyon de la Chamoga met en évidence une suite de gradins qu'il est intéressant d'analyser.

Figure 11: Vallée de la Chamoga, coupe géologique sur la rive droite

La plateforme inférieure représente le sommet de la série sédimentaire qui est interrompue ici à la base du Faciès Strates de l'Abbaï. Il s'agit d'une surface d'érosion ondulée établie à la fin du Crétacé comme le montrent les observations faites en d'autres régions. L'érosion qui l'a produite a été particulièrement intense puisque la totalité du faciès calcaire et des grès supérieurs est absente. L'érosion de la fin du Crétacé a été favorisée par l'inclinaison des couches sédimentaires grossièrement vers l'Est, mouvement consécutif à une remontée du Socle à l'Ouest. LA SURFACE D'EROSION COUPE AINSI EN OBLIQUE LA SERIE SEDIMENTAIRE ET AFFECTE DES COUCHES DE PLUS EN PLUS ANCIENNES EN ALLANT VERS L'OUEST.

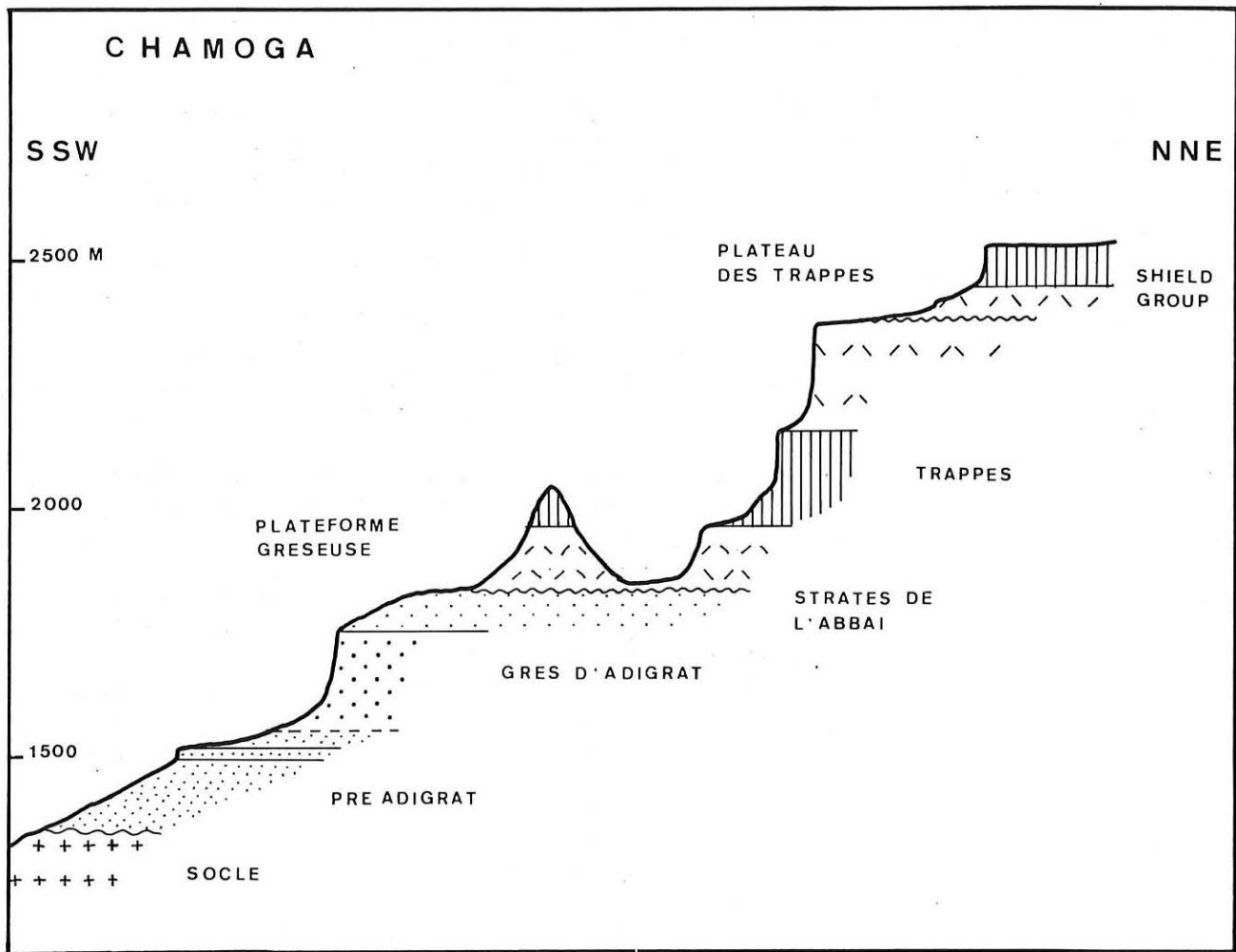


Fig. 11 – Vallée de la Chamoga : coupe géologique sur la rive droite.
 Chamoga Valley : geological section of the right bank.

La succession de trois gradins dans la Série des Trappes confirme l'existence de trois membres principaux consécutifs à trois épisodes éruptifs, comme on peut l'observer en d'autres points du Bassin moyen du Nil Bleu.

L'altitude du plateau des Trappes se situe aux alentours de 2400 mètres (2370 m d'après l'altimètre).

Dans la région de Debré Marcos, la surface du plateau est en grande partie recouverte par le volcanisme du Mont Chokke et n'apparaît qu'en bordure des canyons du Nil et de ses affluents. Elle est conforme au sommet subhorizontal des vulcanites des Trappes. Les ruisseaux coulent en méandres dans des dépressions larges et peu profondes dont certaines sont remplies de dépôts éluviaux. P. DAINELLI pense que ces placages sont eux aussi recouverts par les produits volcaniques postérieurs. Ainsi, la période d'éruption des Trappes aurait été suivie d'une phase d'accalmie pendant laquelle auraient pris place les phénomènes d'altération, sans toutefois entraîner un creusement des cours d'eau : LA SURFACE DES TRAPPES ETAIT DONC EN EQUILIBRE AVEC LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET ALTI-METRIQUES DU MOMENT. On ne peut s'empêcher de songer à une pédiplaine sous climat tropical et à une altitude voisine du niveau de base des rivières, où les phénomènes d'altération sont les seuls importants.

Dans cette optique, on comprend que la discordance de ravinement séparant les formations volcaniques des Trappes et du Mont Chokke soit peu accentuée et puisse passer inaperçue.

Les rives du canyon de la Chamoga sont légèrement dissymétriques : en particulier, l'abrupt de la falaise gréseuse est plus accentué sur la rive droite, lieu de la coupe stratigraphique. Un léger pendage vers le Nord ou l'Ouest est une explication. Or, P. DAINELLI a reconnu des pendages Nord Est dans les grès de la basse vallée de la Chamoga. Il y aurait donc des ondulations de la série sédimentaire, associées ou non à des fractures.

Le cours de la rivière, de direction générale NNE-SSW, est parallèle à un linéament bien visible sur photo ERTS et qui traverse le Nil en amont de son confluent avec la Chamoga. P. DAINELLI a mis en évidence dans le Mont Chokke des failles orientées vers l'ENE et le NNW : de telles directions ne sont pas évidentes dans le secteur étudié, excepté plus en aval où un alignement NNW-SSE traverse la rivière.

EN CONCLUSION, LE CREUSEMENT DU CANYON DE LA CHAMOGA A PROBABLEMENT ETE ORIENTE PAR UN LINEAMENT NNE-SSW, DIRECTION DE CEUX DU RIFT A CETTE LATITUDE.

III - VALLEE MOYENNE DU MUGHER

1 - INTRODUCTION

1.1 LOCALISATION

La rivière Mugher est un affluent de la rive gauche du Nil Bleu. Elle est formée par la confluence de plusieurs ruisseaux prenant naissance au pied du versant Nord Ouest des collines d'Entoto. Chaque cours d'eau débute par la réunion de torrents, puis divague sur les vulcanites du plateau jusqu'à en atteindre la limite nord-occidentale. Une cascade d'une centaine de mètres de hauteur en raccorde le cours supérieur au cours inférieur creusé dans les grès de la série sédimentaire sous-jacente. Les principaux cours d'eau confluent alors et donnent la rivière Mugher qui creuse dans sa partie supérieure, où la pente est encore forte, pour finalement divaguer à l'approche de la confluence avec le Nil Bleu.

La région étudiée ici s'étend de la limite du plateau aux confluences des ruisseaux (Jimma, Doketu, Kuyi, Bole, Aleltu, Sibilu). La falaise bordière du plateau fournit une section dans les vulcanites et la partie haute du faciès "Grès supérieurs". En aval, l'érosion des cours d'eau dégage la partie basse du faciès "Grès supérieurs" jusqu'au faciès "Calcaires d'Antalo".

Figure 12: Vallée moyenne du Mugher, carte topographique

L'exploitation d'une carrière dans les calcaires affleurant à la confluence de la Jimma a nécessité la construction d'une bonne piste longue de 18 kilomètres et qui prend sur la route d'Addis Abeba à Debré Marcos, à proximité du Km 40. Cette piste mène jusqu'à la crête de la falaise bordière, à 2400 mètres d'altitude. Un télébennie assure la jonction avec la carrière sise à 8 kilomètres au Nord Ouest, à 1500 mètres d'altitude. Un sentier muletier permet de se rendre à pied à ladite carrière.

La nouvelle carte topographique au 1 : 250 000ème d'Addis Abeba (N.C. 37.10 établie en 1967) figure la station supérieure du télébennie avec les coordonnées suivantes : 9°26'N 38°38'E.

1.2 TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS

A. AUBRY (1886). Cet auteur effectua les premières explorations géologiques systématiques en Ethiopie centrale. Dans la vallée du Mugher il retrouva les mêmes couches que dans celle du Nil, c'est-à-dire :

- Vulcanites
- Grès avec intercalations d'argiles versicolores
- Calcaires.

Des fossiles furent collectés dans les calcaires de la vallée de la Jimma (calcaires dits de "Lagogima"). Leur détermination, faite par A. DOUVILLE (1886), permet de reconnaître l'étage

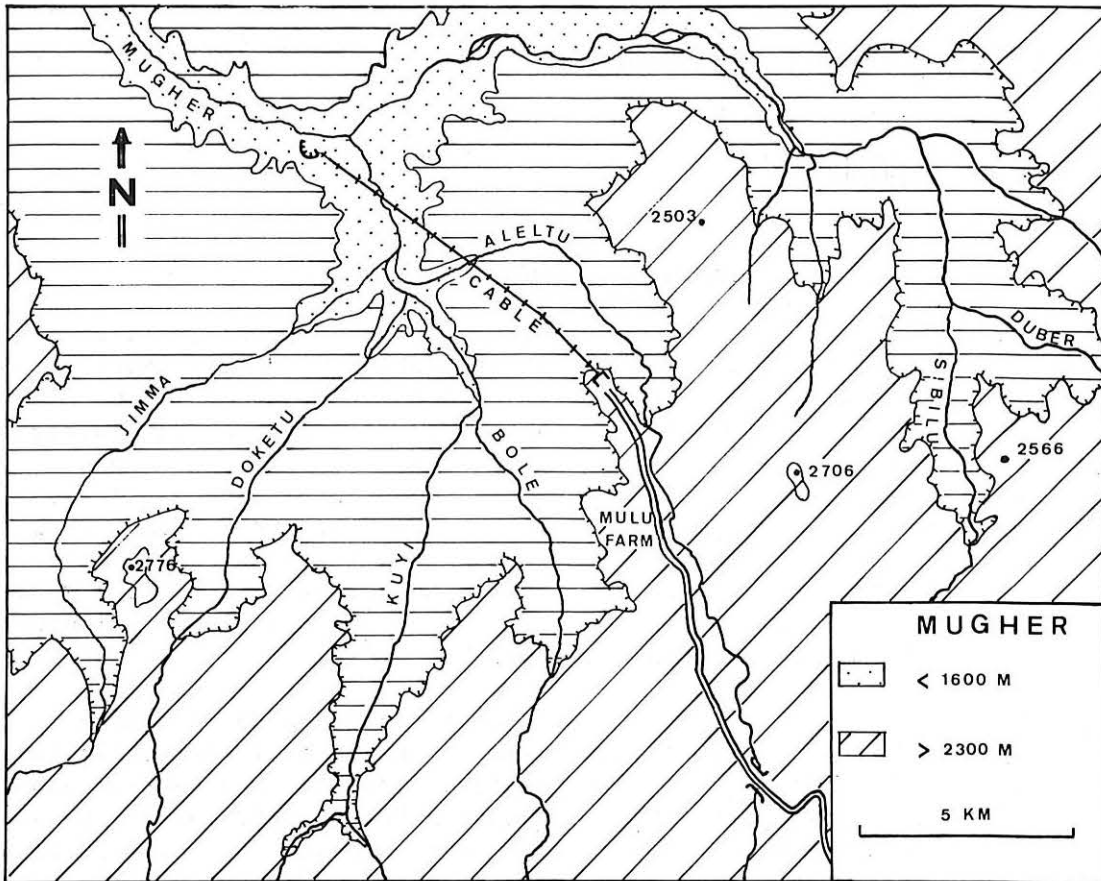


Fig. 12 – Vallée moyenne du Muger : carte topographique.
Muger Valley : physiographic map (from aerial pictures).

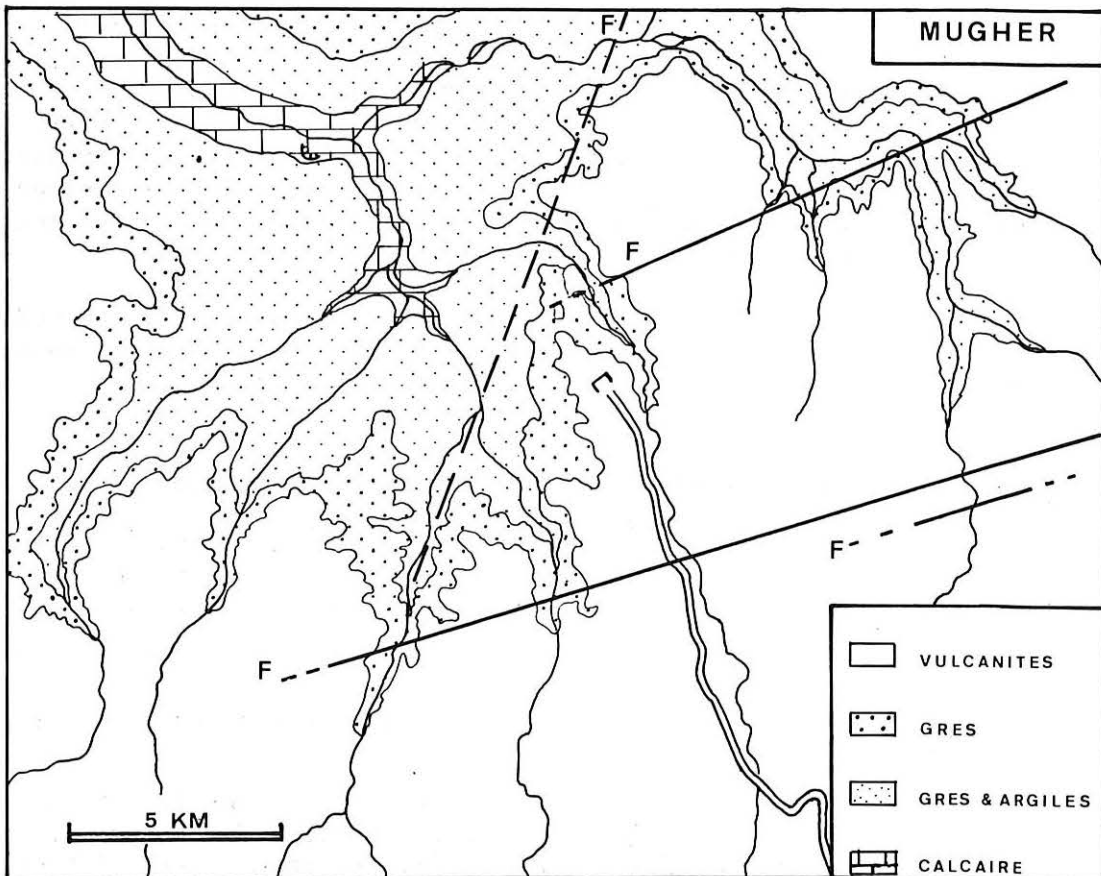


Fig. 13 – Vallée moyenne du Muger : carte géologique.
Muger Valley : geological map.

corallien (Kimméridgien). L'étude paléontologique des calcaires du Mugher reprise par K. FUTTERER en 1897 avec d'autres échantillons fournit une datation Bajocien à Kimméridgien.

A. ROSIWAL (1891). Dans la vallée de la Docketu, A. ROSIWAL identifia une felsoliparite ou un trachyte quartzifère sodique.

M. WEBER (1906). Parmi des échantillons prélevés à Fallé (ancienne résidence du gouverneur des pays Gallas selon A. AUBRY et situé à 10 kilomètres au Sud Ouest de la station actuelle du télébène), il décrit un trachyte phonolithique, un tuf trachytique, un tuf basaltique (cité par G. DAINELLI, 1943, Vol. 3, p. 119).

T.G. MURDOCKS (1944). Ce géologue américain mena des recherches de géologie appliquée en Ethiopie à la fin de la dernière guerre. Dans le canyon du Bollé, à la base des coulées des Trappes (évaluées à 350 m au moins), trois veines de lignite furent signalées en intercalation dans des argiles.

BOGALLE-BIAZEN (1962). Il ne semble pas qu'il eut connaissance du rapport de T.G. MURDOCKS en faisant la description du même gisement de lignite. Il proposa la série stratigraphique suivante :

- Vulcanites 500 - 600 m
- Grès 200 - 250 m
- Argiles et gypse
- Calcaire.

D.H. JEPSEN (1959 - 1964). En 1959, dans un rapport préliminaire ayant trait aux calcaires du Bassin du Nil, il fournit des observations sur ceux de la basse vallée de la Jimma, qui sont exploités actuellement d'une façon industrielle par la cimenterie d'Addis Abeba. En 1964, le rapport final destiné au Département de Water Resource comprend une carte géologique, dressée en partie d'après l'examen des photos aériennes, et une coupe stratigraphique qui met en évidence une flexure des couches vers l'E-NE avec un épaissement considérable des coulées des Trappes atteignant ainsi 1000 mètres. On y retrouve la série sédimentaire complète du Bassin du Nil depuis les "Grès d'Adigrat" jusqu'aux "Grès supérieurs".

P.A. MOHR (1963). Dans les basaltes des Trappes est signalée la présence de laves acides, en particulier une rhyolite sodique (qui correspond peut-être au trachyte quartzifère de A. ROSIWAL).

TADESSE BELACHEW (1970). Son rapport de fin d'études universitaires consiste en une énumération des différentes coulées et niveaux pyroclastiques des Trappes. Les épaisseurs proposées sont de 310 mètres pour les Trappes et de 476 mètres pour les "Grès supérieurs".

M. BEYTH et AMENTI ABRAHAM (1970). Ce rapport préliminaire, destiné au Ministère des Mines, est une analyse des principaux gisements de kaolin reconnus dans le Bassin du Nil, en particulier ceux des "Grès supérieurs" de la vallée du Mugher.

C. GARLAND et B. WOLDEMICHAEL (1971). Cet autre rapport étudie la composition chimique des grès du Bassin du Nil en vue d'une utilisation industrielle éventuelle. L'échantillonnage est fait notamment dans les "Grès supérieurs" du Mugher.

A. BROCKS, L. GIBSON, P. GACII (1970). Des échantillons de basalte ont été collectés aux environs d'Addis Abeba aux fins de mesures de paléomagnétisme (recherche de l'emplacement du pôle magnétique au tertiaire).

2 - ETUDE STRATIGRAPHIQUE

2.1 COUPE STRATIGRAPHIQUE

Elle est levée depuis la station du télébenne (altitude : 2400 m) jusqu'au confluent des rivières Aleltu et Bole (altitude : 1550 m).

De haut en bas :

F - Vulcanites	400 m
E - Grès francs	275 m
D - Grès fins et Shales	165 m
C - Calcaire	

Figure 14: Vallée moyenne du Mughher, coupe stratigraphique

Pendage des couches sédimentaires : 5° SE. Tableau VI ci-après.

2.2 OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES ET INTERPRETATIONS

22.1 VULCANITES

La succession détaillée des vulcanites constituant la falaise bordière du plateau a été décrite par T. BELACHEW (1970) sous la station du télébenne. Les coulées basaltiques sont nombreuses. Les intercalations pyroclastiques sont de couleur prédominante grise et comprennent des brèches volcaniques à éléments trachytique. A 2 kilomètres au Sud de la station, au pied de "Mulu Farm" dominant le canyon de la Bole, les tufs et cendres grises sont très épais.

Le faciès pétrographique et la position stratigraphique de ces vulcanites sont ceux de la Série des Trappes qui a donc ici une épaisseur de 350 mètres. Une datation radiométrique récente faite sur un échantillon prélevé dans la partie supérieure de la falaise basaltique indique un âge Oligocène supérieur (B. ZANETTIN et coll., 1976).

La surface du plateau est recouverte par endroits de roches pyroclastiques, probablement en rapport avec le Mont Gorfu qui culmine à 3500 mètres et qui est rattaché au "Shield Group". Quelques échantillons de bois silicifiés y ont été collectés, en particulier à proximité de "Mulu Farm" ; leur structure est celle de bois d'Angiospermes.

Dans la vallée de l'Aleltu affleurent des roches volcaniques apparemment de même faciès pétrographique que les Trappes, mais à une altitude anormalement basse (1800 m). Deux interprétations sont aussi vraisemblables l'une que l'autre :

- compartiment provenant de l'effondrement de la falaise bordière,
- paléovallée creusée dans les grès et comblée par les premières manifestations volcaniques des Trappes.

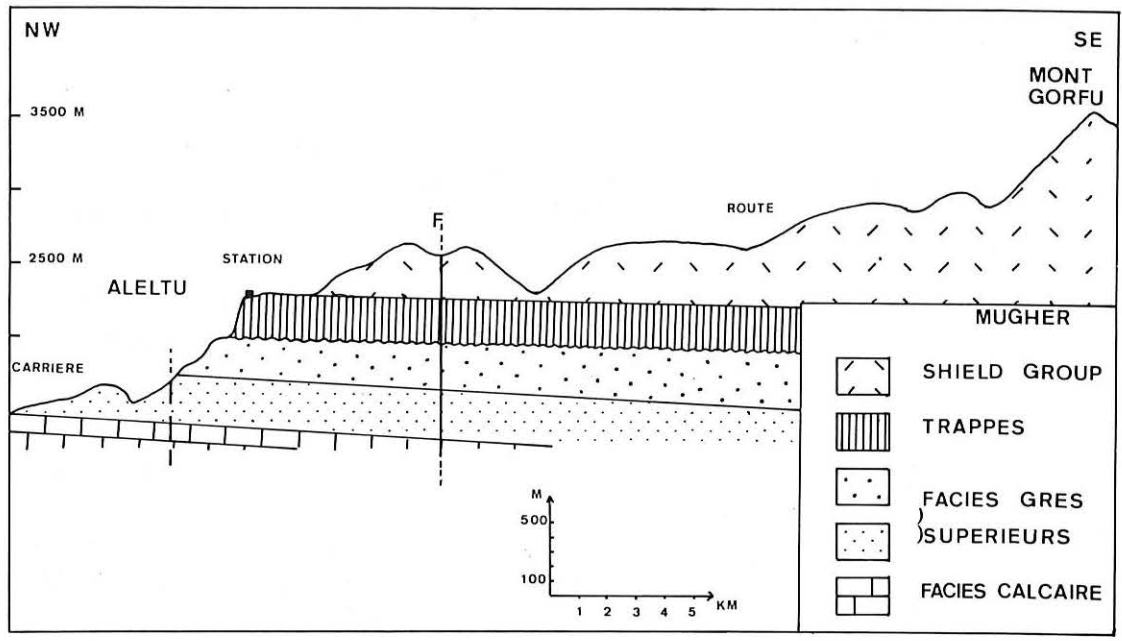


Fig. 14 – Vallée moyenne du Muger : coupe stratigraphique.
Mugher Valley : stratigraphic section.

TABLEAU VI

MUGHER

De la station du télébène sur le plateau aux rivières Aleltu et Bole

Série des Trappes
Faciès "Grès supérieurs"

Altitude (m)	Épaisseur (m)	Identification de la couche	
2400	400	F	<u>Vulcanites</u> : Coulées basaltiques et niveaux pyroclastiques gris. Rares bois silicifiés à la surface du plateau ; quelques veines de lignite à la base.
2000	275	E	<u>Grès francs</u> :
	(10)	e	Zone de contact avec les vulcanites. Lapilli et cendres grises recouvrant des grès moyens, jaunes et rouges, affectés de pédogénèse intense.
	(10)		<i>Eboulis basaltiques</i>
	(2)	d	Grès jaunes, moyens, à graviers dispersés de 3-10 mm de diamètre.
	(40)	c	Grès rouges, moyens à grossiers, avec fines crachées de petits graviers (chenaux), à litage entrecroisé. Fréquents niveaux violacés et rouge clair irréguliers, et croûtes ferro-manganésifères.
	(210)	b	Grès jaunes, fins, à nodules indurés de diamètre inférieur à 1 cm souvent enrichis en manganèse, niveaux de silts rouges.
		a	Grès jaunes, moyens à grossiers, à crachées de graviers (taille inférieure à 1 cm), à litage entrecroisé; croûte ferro-manganésifère, mud-cracks, nodules d'oxyde de manganèse de la grosseur d'un pois. Niveaux silteux rouge sombre indurés (croûtes) et niveaux silteux violets finement laminés correspondant à des fins de mégarythmes. Litage : direction SE (120°) très générale. Fossiles : bois silicifiés.
	165	D	<u>Grès fins et shales</u> : Alternance de grès fins, blancs à jaune clair, peu indurés, tendres (argileux), finement lités, en bancs de 0,10 à 1 m et de silts et shales grises. Niveaux de grès dolomitiques jaunes dans la moitié supérieure. Litage entrecroisé. Quelques grands chenaux assez plats, direction ENE (70°) au milieu, ENE (80°) et ESE (100°) à la base.
1550		C	<u>Faciès calcaire</u> <u>Pendage</u> des grès : 5° SE

22.2 GRES FRANCS

Le contact des grès francs avec les vulcanites sus-jacentes peut être détaillé comme suit :

Planche hors texte n° IV

- Basalte	
- Lapilli, cendres grises peu indurées, peu altérées, visibles sur	5 m
- Sol rougeâtre-brun à cristaux de néphéline et pyroxène	quelques cm
- Cinérite jaune foncé à néphéline et pyroxène	0,20 m
- Cinérite rouge sombre à néphéline et pyroxène	0,40 m
- Cinérite jaune, à nodules indurés de 1 à 2 cm, pédogénétiisée dans toute son épaisseur, avec fragments anguleux de grès de quelques centimètres et traces de racines zéolithisées, surtout à la base	9 m
- Grès moyen, jaune à rouge, affecté partout de pédogénèse intense. Surface alvéolée secondairement avec placage de concrétions secondaires ferrugineuses, visible sur ..	10 m

La présence de cendres volcaniques non cimentées et mal stratifiées et de nombreux paléosols, témoignent du caractère continental des premières manifestations volcaniques. La surface de contact apparaît plane à l'endroit observé. En fait, il existe des paléoreliefs dans les grès, localement assez importants, qui peuvent expliquer en particulier la disparition des grès francs à l'Est dans la vallée Sibilu. Les vulcanites reposent directement sur les grès fins et shales.

Les caractéristiques sédimentologiques de ces grès sont ceux des dépôts de sheet flood avec installations de sols et flaques d'eau avec mud-cracks. Au sommet de la formation, il y a une forte altération accompagnée probablement d'une érosion importante ayant déterminé l'installation de paléoreliefs.

La composition chimique de ces grès a été déterminée par C. GARLAND et B. WOLDEMICHAEEL (1971) sur quelques échantillons :

Al ₂ O ₃	2,18 %
FeO	0,11 %
SiO ₂	Plus de 97 %

On peut remarquer la richesse en silice sous forme de quartz et la pauvreté en autres minéraux.

Les nombreux échantillons de bois silicifiés ramassés en éboulis dans la partie médiane de la formation gréseuse (E) ont fait l'objet d'une étude antérieure (J. BEAUCHAMP - Y. LEMOIGNE, 1972). Ils présentent tous les mêmes caractères histologiques définissant la nouvelle espèce

Dadoxylon mugherensis Y. LEMOIGNE. Ce type de structure ligneuse est connu en Europe au Jurassique et au Crétacé inférieur. Elle est proche de celle du *Dadoxylon (Araucarioxylon) termieri* ATTINS 1969, du Lias du Maroc.

Cette espèce a été retrouvée plus à l'Ouest dans les "Grès d'Ambo", à l'Est sur le plateau d'Harar dans le faciès "Grès supérieurs" de Kulubi et le faciès "Grès d'Adigrat" de Carsa. En revanche, elle n'a pas été reconnue dans les "Grès supérieurs" d'Hirna datés du Crétacé final-Eocène. L'âge de cette espèce est estimé Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

22.3 GRES FINS ET SHALES

Dans la topographie, cette formation produit un relief adouci qui contraste avec les cuestas découpées dans les vulcanites et les grès francs. Ces sédiments détritiques fins contiennent des bancs dolomitiques et du gypse. Des niveaux à kaolin ont également été signalés.

La sédimentation a eu lieu dans un milieu de type deltaïque (présence de chenaux à fond plat) ou lagunaire (dépôt de grès dolomitiques et de gypse). La direction du litage est constante pour les grès francs comme pour la partie supérieure des grès fins et silts ; la pente d'écoulement des eaux était relativement régulière, de direction NW-SE. A la base, les directions plus variables du litage sont interprétées comme le résultat de la divagation de chenaux à faible pente.

Cet ensemble gréseux recouvre les couches de calcaire marin : il représente le faciès des "Grès supérieurs".

22.4 FACIES CALCAIRE

Les couches de passage des couches calcaires aux couches gréseuses ne sont pas observées. La carrière actuellement en exploitation utilise un calcaire blanc cristallin bien caractéristique du faciès récifal. Les fossiles déterminés principalement par A. DOUVILLE et K. FUTTERER comprennent essentiellement des Lamellibranches et des Gastéropodes marins de l'étage kimméridgien. Ils ont été collectés dans la vallée du ruisseau Jimma ("Calcaires de Lagogima") et correspondent aux couches supérieures du faciès calcaire. La liste des fossiles est rappelée dans le tableau ci-après.

Ces calcaires du Faciès d'Antalo peuvent être suivis en aval jusqu'au Faciès des "Strates de l'Abbaï".

PALEOFAUNE DU FACIES CALCAIRE

BASSIN DU MUGHER

- A. AUBRY (1886) "Calcaires de Lagogima"
Acrocidaris nobilis
Terebratula subsella
Gryphea sp.
 Couches inférieures
Belemnites
Gryphea imbricata
Mytilus sp.
Ostrea sp.
Pholadomya carinata
Rhynchonella major
Turritella sp.
 Grands Gastéropodes
 Coraux
 Spongiaires
- H. DOUVILLE (1886) "Calcaires de Lagogima" (Kimméridgien)
Acrocidaris nobilis AG
Pterocera cf. *Oceani*
Terebratula subsella LEYM.
Zeilleria Egena BAYLE
- D. PANTANELLI (1888) "Calcaires de Lagogima"
Arcomya granulifera BLANF.
Ceromya excentrica VOLTZ
Ceromya inflata AG.
Ceromya paucilirata BLANF.
Isocardia Galinieri ROCH.
Pholadomya crassa AG.
Pholadomya reticulata AG.
Modiola aspera SOW.
Modiola imbricata SOW.
Mytilus tigreensis BLANF.
Pleuromya peregrina D'ORB.
Pleuronectites Aubryi DOUV.
Terebratula subsella LEYM.
Zeilleria Egena BAYLE
- K. FUTTERER (1897) "Calcaires de Lagogima" (Kimméridgien)
Arca cf. *Choffati* THURM.
Arca cf. *sublata* D'ORB.
Avicula cf. *Gessneri* THURM.
Cardium Banneianum THURM.
Cardium cf. *Moricinum* DE LOR.
Ceromya excentrica VOLTZ
Ceromya orbicularis ETALL.
Ceromya paucilirata BLANF.
Ceromya schoensis FUTT.

Chenopus cf. *ornatus* BUV.
Cyphosolenus cf. *dyoniseus* BUV.
Exogyra bruntrutana THURM.
Fimbria subclathrata THURM.
Harpagodes cf. *Thirriae* CONTEJ.
Hinnites (*Pleurenectites*) *inaequistriatus* VOLTZ
Isocardia striata D'ORB.
Lima (*Radula*) cf. *aequilatera* BUV.
Lima (*Radula*) *densepunctata* RÖM.
Lima (*Radula*) *subdensepunctata* FUTT.
Lima (*Radula*) cf. *virgulina* THURM.
Lithophagus cf. *vietus* DE LOR.
Lucina rugosa D'ORB.
Modiola Pantanellii FUTT.
Mytilus jurensis MER.
Mytilus perplicatus ETALL.
Mytilus pr. *subpectinatus* D'ORB.
Mytilus tigrensis BLANF.
Natica cf. *dubia* RÖM.
Natica cf. *Eudora* D'ORB.
Natica hemisphaerica D'ORB.
Natica vicinalis THURM.
Pholadomya cf. *acuminata* HARTM.
Pholadomya (*Goniomya*) cf. *constricta* D'ORB.
Pholadomya cuneiformia FUTT.
Pholadomya paucicosta RÖM.
Pholadomya Protei BRONGN.
Pholadomya Ragazzii PANTAN. in sch.
Pinna Constantini DE LOR.
Plectomya harmevillensis D'ORB.
Terebratula suprajurensis THURM.
Terebratula (*Waldheimia*) *humeralis* RÖM.
Thracia incerta DESH.
Unicardium? *excentricum* D'ORB.
Unicardium? *Veriotti* BUV.

3 - REMARQUES TECTONIQUES

Le schéma géologique établi par D.H. JEPSEN ne figure pas d'accident si ce n'est une petite faille NNW-ESE produisant un faible rejet plus à l'Ouest et en dehors de la région ici étudiée. La carte géologique de l'Éthiopie de V. KAZMIN montre une faille ENE-WSW qui n'existe pas à l'endroit indiqué et provient probablement d'une interprétation erronée du schéma de D.H. JEPSEN ; en effet, cet auteur représente par un trait continu de même position l'emplacement d'une coupe stratigraphique.

L'observation directe sur le terrain donne l'impression d'un empilement régulier des strates volcaniques et sédimentaires avec un très léger pendage Sud-Est.

En fait, l'étude régionale montre que les vulcanites ne reposent pas d'une façon conforme sur les grès. La discordance de ravinement qui les sépare peut comprendre de profondes paléovallées ; le pendage des vulcanites est légèrement inférieur à celui des couches sédimentaires.

L'examen des photos ERTS révèle un alignement de direction ENE-WSW bien net dans la vallée de Duber que l'on peut suivre au-delà de la rivière Bole. Il est doublé d'un deuxième alignement parallèle au passage de la rivière Sibilu. Il s'agit très probablement d'une faille. Un autre alignement de même orientation est observable quelques kilomètres plus au Nord, sur le plateau et dans le cours supérieur du Mughher ; enfin, une structure plus longue mais moins nette, de direction NNE-SSW, peut être suivie sur une cinquantaine de kilomètres. Elle coïncide en particulier avec la vallée de la rivière Kuyi.

LA REGION EST DONC AFFECTEE DE FAILLES PRINCIPALEMENT ENE-WSW DE FAIBLE REJET PASSANT FACILEMENT INAPERÇUES SUR LE TERRAIN.

Figure 13: Vallée moyenne du Mughher, carte géologique

Sa structure est finalement moins simple qu'il ne paraît de prime abord.

4 - CONCLUSION : CARACTERES DU FACIES "GRES SUPERIEURS"

La section dans la haute vallée du Mughher peut servir de coupe stratigraphique de référence pour le faciès des Grès supérieurs.

La formation détritique peut être décomposée en deux unités :

- Grès francs (en haut)
- Grès fins et shales (en bas).

Le sommet des grès francs est érodé et recouvert en discordance par les vulcanites des Trappes. La formation repose sur le faciès des Calcaires d'Antalo. Malheureusement, les couches de transition n'ont pu être observées ici.

LE MILIEU DE SEDIMENTATION MONTRE DE FORTES INFLUENCES MARINES A LA BASE. Il s'agit de dépôts de type deltaïque et lagunaire. Les influences continentales deviennent de plus en plus évidentes au fur et à mesure de la sédimentation. LES GRES FRANCS SONT DES DEPOTS DE PIED-MONT DONT LA PENTE EST INCLINEE VERS LE SUD EST.

L'AGE DES "GRES SUPERIEURS" EST COMPRIS ENTRE LE KIMMERIDGIEN, DATATION DES DERNIERES COUCHES DU FACIES "CALCAIRE D'ANTALO", ET LE CRETACE TERMINAL, quand débute le volcanisme des Trappes. Les fossiles végétaux récoltés dans la partie inférieure des grès francs indiquent un âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Il est probable que la partie supérieure ait été déblayée par l'érosion à la fin du Crétacé.

IV - VALLEE DE LA ZEGA WODEM

La rivière Zega Wodem est un sous-affluent de la rive gauche du Nil Bleu. Son profond canyon est voisin du tracé de la route d'Addis Abeba à Debré Marcos. Des coupes stratigraphiques ont été établies dans les régions de Debré Libanos et de Fiché.

Figure 15: Vallée de la Zega Wodem, esquisse géologique

1 - DEBRE LIBANOS

1.1 SITUATION ET TRAVAUX ANTERIEURS

Ce village, situé à 110 kilomètres environ au Nord d'Addis Abeba à proximité de la route de Debré Marcos, est le siège d'un sanctuaire orthodoxe qui donne lieu à d'importants pèlerinages. Il domine la Zega Wodem de l'un des gradins formant la rive gauche du canyon.

Figure 16: Debré Libanos, localisation des coupes stratigraphiques

Peu de travaux précis traitent de cette région. La première mention de Debré Libanos dans la littérature géologique a été faite en 1846 par T. LEFEBVRE, qui y a reconnu des roches volcaniques. D.H. JEPSEN (1964) en a dressé la carte géologique en se fondant sur l'interprétation de photos aériennes. Il a établi une coupe stratigraphique passant sur la rive droite du canyon. P.A. MOHR (1962) a insisté sur l'importance des formations pyroclastiques et remarqué la présence de bois silicifiés. DE LAUNAY (1903), L. USONI (1952) et D.A. JELENC (1966) n'ont fait que mentionner un gisement de lignite qu'ils ont placé dans les Grès supérieurs. Le lignite de Debré Libanos fit l'objet d'un rapport confidentiel de T.G. MURDOCKS (1964) destiné au Ministère des Mines éthiopien.

1.2 SERIE STRATIGRAPHIQUE

Nous avons mené, de concert avec le Professeur Y. LEMOIGNE, de nombreuses explorations géologiques à partir de 1969 sur la rive gauche du canyon qui est formée d'une suite de gradins limités par des abrupts dont certains constituent des falaises continues infranchissables. Depuis la surface du plateau (altitude 2650 m) jusqu'à la rivière, on compte ainsi quatre alignements principaux de cuestas ou "falaises".

Les deux falaises les plus basses sont bien marquées et ont été désignées par les termes de "1ère falaise" et "2ème falaise" (à partir de Debré Libanos) dans une précédente publication. Bien que ces appellations puissent paraître aujourd'hui quelque peu arbitraires, nous les conserverons néanmoins dans le but d'éviter d'autres confusions. Ces falaises sont découpées dans les roches volcaniques des Trappes, hormis la falaise inférieure ("2ème falaise") qui est constituée en partie par les grès sous-jacents.

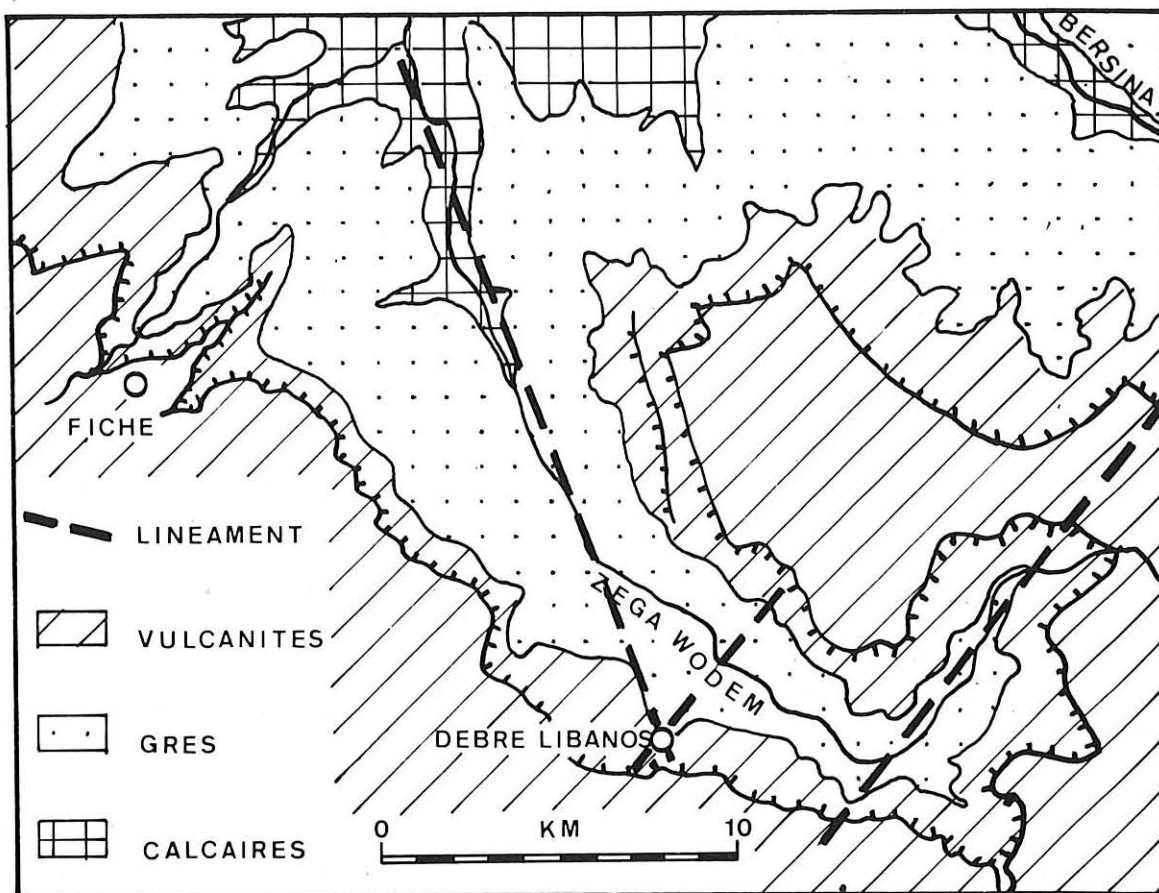


Fig. 15 – Vallée du Zega Wodem : esquisse géologique.
 Zega Wodem Valley : geological sketch (from ERTS Imagery)

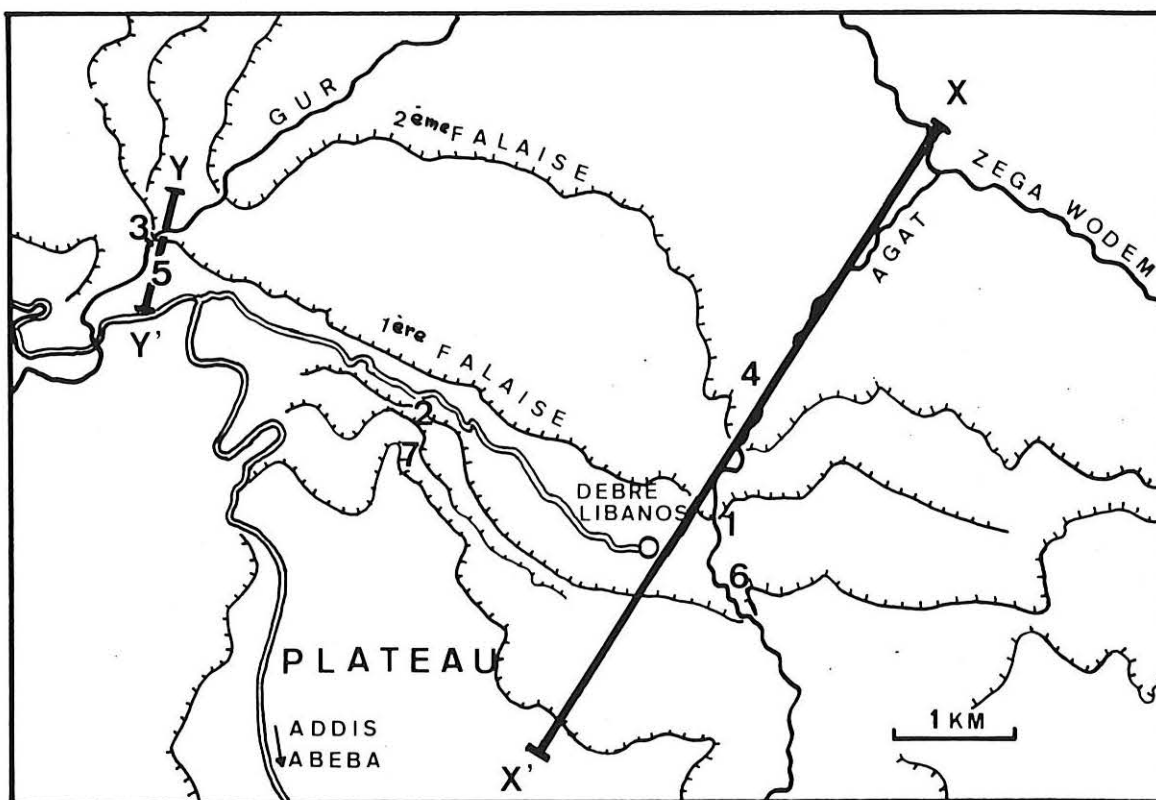


Fig. 16 – Debra Libanos : localisation des coupes stratigraphiques.
 Debra Libanos : location of cross sections.

Les reconnaissances géologiques détaillées ont été menées en deux points : dans le torrent Agat, au voisinage immédiat de l'église de Debré Libanos, et dans la vallée du Gur que franchit le "Pont des Portugais". La coupe synthétique en est la suivante :

De haut en bas :

(3) Vulcanites	800 m
Epaisse formation pyroclastique avec quelques coulées basaltiques au sommet et nombreuses intercalations lacustres avec lignite.	
D I S C O R D A N C E D E R A V I N E M E N T	
(2) Grès rouges	200 m
Ils forment, avec les niveaux pyroclastiques de base, la "2ème falaise".	
(1) Grès fins, silts et argiles, environ	300 m

Figure 17: Debré Libanos, coupe sur la rive gauche de la Zega Wodem

1.3 VULCANITES

13.1 COUPE STRATIGRAPHIQUE

La section a été faite selon une direction NNE-SSW et suit grossièrement le cours du torrent Agat. Elle passe au-dessous de l'église de Debré Libanos.

De haut en bas :

(4) Basalte avec roches pyroclastiques	170 m
. Basalte (constituant la surface du plateau)	80 m
. Pyroclastiques avec porcelanite à la base	20 m
. Basalte massif (avec intercalation d'un niveau de porcelanite)	60 m
. Basalte bulleux et altéré, passant par endroits à des brèches	10 m
(3) Cinérites et tufs jaunes avec intercalations d'argiles lacustres et de minces veines de lignite (veines de 10 cm d'épaisseur en moyenne), souvent dissimulés par des éboulis basaltiques (c'est à ce niveau que se trouve l'église de Debré Libanos)	155 m

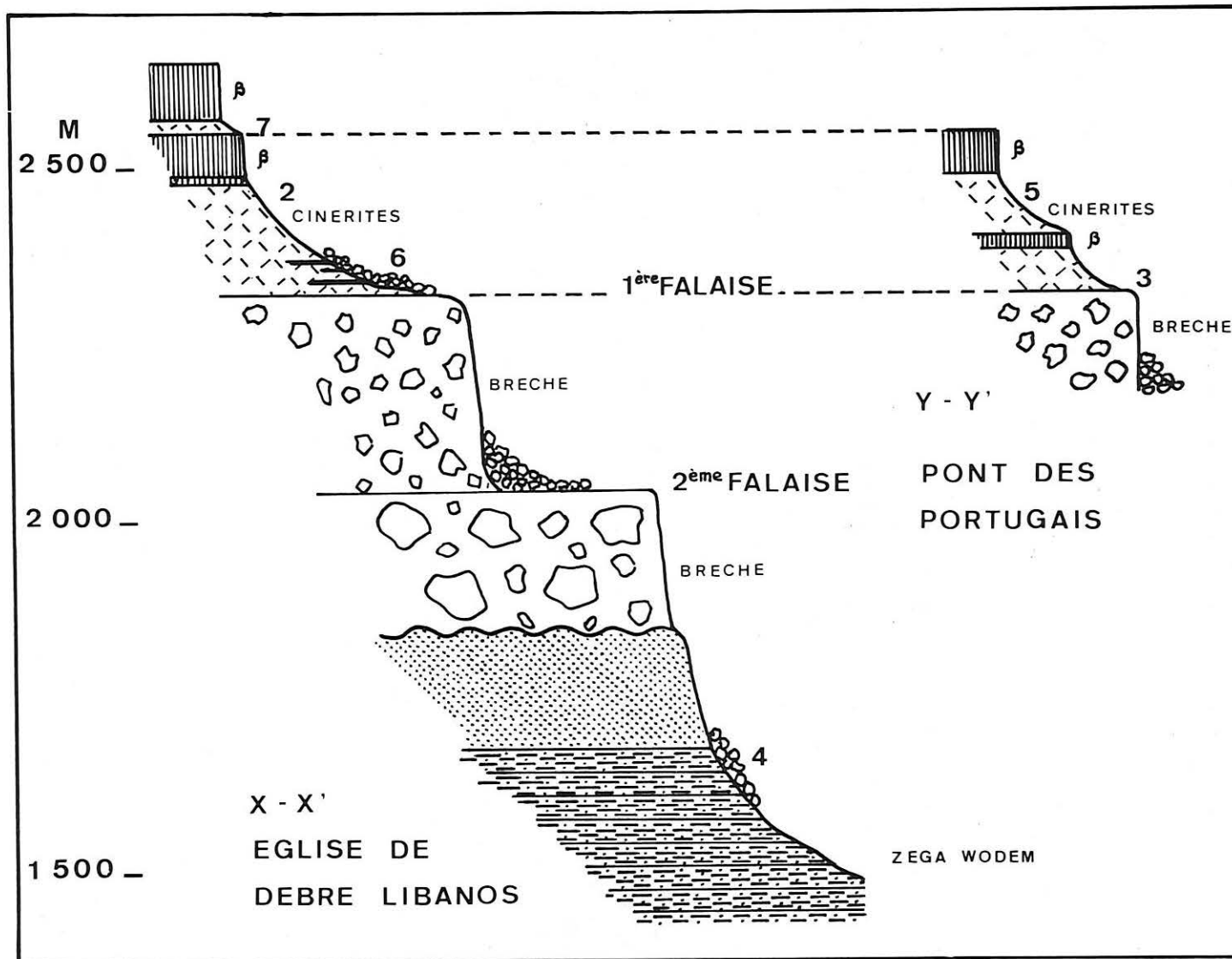


Fig. 17 – Debra Libanos : coupe sur la rive gauche du Zega Wodem.
Debra Libanos : section of the Zega Wodem left bank.

- (2) Brèche volcanique grise à éléments irréguliers de trachyte et scories (éléments dont le diamètre varie de 1 à 50 cm) ; cet ensemble forme la "première falaise" que le torrent Agat, coulant sous l'église, franchit par une cascade 280 m
- (1) Brèche grise à éléments volumineux pouvant atteindre 20 m de diamètre, laquelle repose d'une façon très irrégulière sur les grès rouges et définit une plateforme limitée par la "2ème falaise" 200 m

Au "Pont des Portugais", 5 kilomètres au Nord Ouest de l'église, une coupe partielle a pu être levée dans des vulcanites appartenant à l'unité (3). Le pont lui-même repose sur la surface de la brèche de l'unité (3). Il est dominé par une coulée basaltique prismée. Au-dessus affleurent des cinérites claires.

13.2 CARACTERES PETROGRAPHIQUES

Dans la région de Debré Libanos, les vulcanites sont donc essentiellement constituées de dépôts pyroclastiques alors que les coulées basaltiques sont rares. Elles reposent sur la surface fortement ravinée des grès. La plus grande partie de la formation correspond à la Série des Trappes, mais sous un faciès atypique ne pouvant donner lieu à une coupe de référence.

Dans les roches pyroclastiques prédominent les brèches. L'unité (2) contient des blocs non classés, de 1 à 50 cm, d'une taille fréquente de 15 cm, anguleux ou plus ou moins arrondis, constitués principalement de scories grises et de roches de type trachytique. Le ciment est grisâtre. De nombreuses cavités sub-cylindriques sont tapissées de cristaux d'aragonite ou de calcite brunâtre. Certaines contiennent des fragments de bois silicifiés. Elles représentent le moule externe de branches ou de racines ayant disparu par la suite.

L'unité (1) est peu différente pétrographiquement de l'unité (2) : c'est une brèche grise à éléments assemblés pêle-mêle, et dont certains sont de très grande taille (20 m). Son altération donne une argile grise. Hormis la taille des blocs, sa composition pétrographique est similaire à la brèche (2). Son épaisseur varie en fonction des reliefs dans les grès sous-jacents.

L'unité (3) est constituée de niveaux pyroclastiques fins, de teinte dominante jaune. L'ensemble est finement stratifié et comprend de nombreuses veines argileuses et ligniteuses.

Les coulées basaltiques apparaissent dans l'unité (4). La coulée inférieure passe latéralement à une brèche sombre formée d'éléments basaltiques. Les niveaux pyroclastiques sont encore présents. L'un d'eux, plus épais, détermine une plateforme plus ou moins large. On remarque également des veines de porcelanite très blanche et compacte, entièrement siliceuse, résultant sans doute d'une cuisson de dépôts argileux.

13.3 CARACTERES PALEOBOTANIKUES

Au cours de nombreuses investigations menées dans les années 1969, 1970 et 1972, nous avons découvert sept gisements à restes de plantes (bois silicifiés et empreintes de feuilles) que nous avons numérotés de 1 à 7, selon l'ordre de leur découverte.

UNITES (1) ET (2)

Les restes végétaux se présentent sous forme de nombreux petits fragments épars de bois silicifiés et de "troncs" atteignant 20 cm de diamètre.

- Gisement 4 : éboulis de la "2ème falaise" (brèche 1) encombrant le lit du torrent Agat.
- Gisement 1 : à la surface de la brèche (2) dégagée par le torrent Agat au-dessous de l'église.
- Gisement 3 : sur la brèche (2) aux pieds du vieux "Pont des Portugais" qui franchit le torrent Gur.

Les éléments de la paléoflore trouvés dans ces gisements sont :

. *Evodioxylon primigenium* (SCHENK) KRAÜSEL
(= *Terminalioxylon intermedium* (KRAÜSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL

. *Sapindoxylon* sp.

. *Dicotyloxylo*n sp. KRAÜSEL 1939

. *Hibiscoxylon niloticum* KRAÜSEL

. *Terstroemioxylon dachelense* KRAÜSEL

. *Ficoxylon* sp.

Une telle paléoflore, en référence à ce qui a pu être établi en Egypte et en Somalie, nous incite à envisager pour les brèches volcaniques de base (2 - 1) un âge Crétacé terminal (Sénonien supérieur) - Eocène.

UNITE (3)

- Gisement 2 : sur le côté Sud-Ouest de la route, environ à 3 km avant Debré Libanos (venant d'Addis Abeba) ; dans de petits affleurements de tufs jaunes, en partie dissimulés par des éboulis basaltiques, des blocs de cinérite blanche et compacte mélangés à des fragments de bois silicifiés jaunâtres.
- Gisement 5 : au-dessus de la brèche du gisement 3, viennent des dépôts fins, une coulée de basalte prismée, puis des cinérites, tufs, trachyte avec des fragments de bois épars, enfin le rebord basaltique du plateau.

- Gisement 6 : il s'agit d'empreintes de feuilles contenues dans les argiles intercalées dans les cinérites et tufs (3) affleurant sur la rive droite du torrent Agat à proximité de l'église.

Parmi les nombreux échantillons collectés ont pu être identifiées les espèces suivantes :

Bois silicifiés :

- . *Evodioxylon geinitzi* (SCHENK) KRAÜSEL
- . *Evodioxylon oweni* (CARRUTHERS) CHIARUGI
- . *Evodioxylon primigenium* (SCHENK) KRAÜSEL

Ces trois espèces ont été récemment rassemblées en:
Terminalioxylon intermedium (KRAÜSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL

- . *Dombeyoxylon oweni* (CARRUTHERS) KRAÜSEL
(= *Sterculioxylon triplochitinoides* MÄDEL & MÜLLER STOLL)
- . *Guttiferoxylon fareghense* KRAÜSEL

Empreintes foliaires :

- . *Acrostichum palaeoaureum* PETRESCU
- . *Stenochlaena praepalustre* PETRESCU
- . *Stenochlaena ethiopica* PETRESCU
- . *Caesalpinia* cf. *wilcoxiana* BERRY (espèce connue en Amérique à l'Eocène)
- . *Ficus arcinervis* (ROSSM.) HEER (espèce connue à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur en Europe occidentale).

Un tel ensemble paléofloristique nous conduit à envisager un âge Oligocène pour le niveau à cinérites et tufs jaunes à intercalations d'argiles lacustres (unité 3).

UNITE (4)

- Gisement 7 : dans le niveau à pyroclastiques et porcelanite (4) intercalé entre la couche de basalte constituant la surface du plateau et la couche de basalte massif ; il a fourni de magnifiques fragments de troncs agatisés de teinte mauve :
 - . *Dipterocarpoxyylon scebelianum* CHIARUGI (connue au Pliocène en Somalie)
 - . *Combretoxylon* sp.

Devant l'insuffisance des informations paléobotaniques nous estimons qu'il est difficile de préciser l'âge de ce niveau ; toutefois, un âge Pliocène nous paraît vraisemblable.

Les déterminations paléobotaniques assignent donc aux vulcanites un âge variant du Crétacé supérieur au Miocène. La grande quantité de projections en un point donné - ce faciès n'existe pas 20 kilomètres plus loin à Fiché - indique sans aucun doute la proximité des lieux émissifs.

La brèche (1) est épaisse ; elle repose sur la surface ravinée des grès sous-jacents ; elle ne présente pas de stratification visible ; les éléments sont disposés pêle-mêle dans toute son épaisseur. Il est probable qu'elle a été mise en place lors d'un seul épisode volcanique. Nous n'avons pas observé d'éléments non volcaniques. Les gros blocs occupent le fond des paléovallées creusées dans les grès. L'hypothèse plausible est LA DESTRUCTION D'EDIFICES CONSTITUES DE PROJECTIONS ET DE LAVES VISQUEUSES ACIDES SUIVIE D'UN TRANSPORT A COURTE DISTANCE SOUS FORME DE COULEES DE SOLIFLUXION. La boue enveloppant les blocs est composée de projections fines imbibées d'eau de pluie et peut-être encore tiède ; par cristallisation, elle forme le ciment de la brèche.

Un épisode de rémission de l'activité volcanique précède le dépôt de l'unité (2). Sa durée est courte puisqu'il n'y a pas de changement notable dans la paléoflore ni ravinement observable de la surface de l'unité (1). Les niveaux fins de la base proviennent du dépôt en milieu aérien de projections fines (cendres, lapilli).

La brèche du sommet est le résultat du démantèlement d'édifices voisins ou du changement du type d'activité volcanique qui devient plus explosive.

La grande quantité de débris ligneux dans les niveaux brèchiques semblerait favoriser l'hypothèse de la destruction brutale d'une forêt lors d'une éruption de type explosif. En fait, les bois sont silicifiés, leur structure est bien conservée et ils ne montrent pas de trace de carbonisation. L'enfouissement s'est fait dans un matériau déjà refroidi. La fragmentation des arbres implique un transport de faible amplitude de par l'absence de classement et d'orientation privilégiée. Ces conditions de gisements se trouvent actuellement dans les coulées de solifluxion. On peut proposer la reconstitution suivante :

Des édifices constitués de projections et de laves visqueuses acides sont rapidement démantelés par les eaux de ruissellement. Des coulées boueuses se forment et détruisent la végétation qui s'est installée sur les pentes : les arbres sont arrachés, entraînés pêle-mêle et fragmentés par les blocs rocheux. Les eaux riches en silice circulant dans cette boue pénètrent dans les bois. Des cristaux de quartz se forment dans les lumières des vaisseaux et des cellules en respectant la structure ligneuse.

L'interruption de sédimentation séparant les unités (2) et (3) témoigne d'une phase de repos volcanique suffisamment longue pour permettre un changement floristique, sans toutefois entraîner un ravinement important de la surface de l'unité (2).

D'ailleurs, l'accalmie dans l'activité volcanique se prolonge pendant le dépôt de l'unité (3) et permet l'installation de lacs entourés d'une végétation dense. Les phases d'activité se traduisent par une émission de cendres et lapilli qui se sédimentent en milieu lacustre. Les argiles et

le lignite se déposent pendant les phases de dormance. La vitesse de sédimentation est bien plus faible que précédemment. Le dépôt de l'unité (3) a pu durer pendant tout l'Oligocène.

Les premières coulées basaltiques apparaissent dans l'unité (4). La paléoflore des niveaux tufacés intercalés est bien trop pauvre pour fournir une indication chronologique précise (2 espèces seulement ont été reconnues). *Dipterocarposylon scebelianum* a été décrit par A. CHIARUGI dans le Pliocène de Somalie, mais cette espèce a pu apparaître dès le Miocène. En tout état de cause, eu égard à la datation de l'unité précédente, un âge Oligocène, et mieux post-Oligocène, est certain. IL N'EST CEPENDANT PAS A EXCLURE QUE LES DERNIERES COULEES BASALTIQUES PUISSENT PROVENIR DE CENTRES EMISSIFS SITUES PLUS AU NORD DANS LES MONTS SALALE ET DONT L'ACTIVITE PRINCIPALE EST EVALUEE MIO-PLIOCENE.

Considérant la grande quantité de matériaux pyroclastiques, on est conduit à envisager une activité volcanique de type central. En fait, il est bon de rappeler que le volcanisme fissural actuel montre une phase de projections à l'ouverture de la fissure, puis l'installation de cônes volcaniques le long de la fissure en plus des épanchements basaltiques (A. RITTMANN, 1972).

LES FACIES BRECHIQUES ET TUFACES DE DEBRE LIBANOS N'EXCLUENT PAS L'APPARTENANCE DES VULCANITES A LA SERIE DES TRAPPES, MAIS SITUENT L'EMPLACEMENT DES SOURCES D'EFFUSION. La recherche systématique de ces faciès sur le plateau permettrait de retracer l'emplacement du réseau de fissures.

1.4 FACIES GRESEUX

Le passage de la brèche volcanique aux grès est peu visible dans la topographie au-dessous de l'église de Debré Libanos ; la "lère falaise" est constituée par la superposition des deux formations. Et cependant, assez paradoxalement, le contact vulcanite/grès est bien net sur la face de la falaise. On voit distinctement des paléovallées de plusieurs dizaines de mètres de profondeur remplies par la brèche. On peut supposer que la cohérence et la résistance à l'érosion des matériaux volcaniques et gréseux sont voisines et consécutivement ne déterminent pas de changement important du modelé.

Au sommet, les grès sont rouges, grossiers, à crachées conglomératiques. Ils sont moyens et plutôt jaunâtres à la base de la falaise ; moins bien cimentés, ils ont permis le creusement de petites grottes dont une a servi jadis de sanctuaire.

Plus bas enfin viennent progressivement des faciès plus fins donnant un relief plus adouci. Il s'agit de grès fins, de siltstones et d'argiles que l'on peut suivre jusqu'à la vallée de la Zega Wodem.

Aucun fossile n'a pu être collecté dans cette formation gréseuse qui est rattachée, sans hésitation, au faciès des "Grès supérieurs" compte tenu de ses caractères pétrographiques et stratigraphiques.

2 - FICHE

2.1 SITUATION ET TRAVAUX ANTERIEURS

La ville de Fiché est également située à proximité du canyon de la Zega Wodem, à 20 kilomètres au Nord Ouest de Debré Libanos et domine la profonde vallée affluente de la Wedessa. Son altitude varie de 2750 à 2900 mètres, selon la carte Addis Abeba au 1 : 250 000ème publiée récemment. L'altimètre nous a donné des valeurs supérieures que nous avons utilisées dans un travail précédent. Nous procéderons ici aux corrections nécessaires.

Les observations faites au siècle dernier par A. AUBRY (1886) sont remarquables par leur précision. La coupe stratigraphique qu'il a dressée depuis Fiché jusqu'à la rivière Zega Wodem est reproduite figure 20. Plus tard, T.G. MURDOCK (1944), dans un rapport confidentiel destiné au Ministère des Mines Ethiopien, situe plus exactement vers le village d'Addis Ghie un gisement d'albâtre déjà remarqué par A. AUBRY. D.H. JEPSEN (1964) a couvert ce secteur dans son croquis géologique du Bassin du Nil. Il semble que dans ce cas le tracé ait été fait essentiellement, voire exclusivement, à partir de photos-interprétations.

2.2 SERIE STRATIGRAPHIQUE

22.1 COUPE D'ADDIS GHIE

A. AUBRY a relevé sa coupe en suivant la piste qui, de Fiché, conduit à Addis Ghie et à la Zega Wodem, soit depuis l'altitude 2800 mètres (Fiché) à 1300 mètres (confluent Wedessa-Zega Wodem).

Compte tenu des modifications apportées par nos observations personnelles, la série peut être ainsi résumée :

De haut en bas :

- (3) Roches volcaniques, épaisseur 500 m
Composées d'une alternance de coulées de laves et de niveaux pyroclastiques. Ont été reconnus : basalte, andésite, labradorite et, à la base, trachyte et rhyolite.
- (2) Faciès gréseux
 - . Grès francs, épaisseur 200 m
Grès moyens à grossiers, jaunes à rougeâtres. A la base ils sont plus fins et plus clairs et passent progressivement à des silts, puis à l'unité sous-jacente.
 - . Grès fins, silts et argiles, épaisseur 400 m
Couleur générale jaunâtre avec quelques niveaux de gypse et de calcaire dolomitique. Présence de grès calcaireux et calcaires marneux à la base.

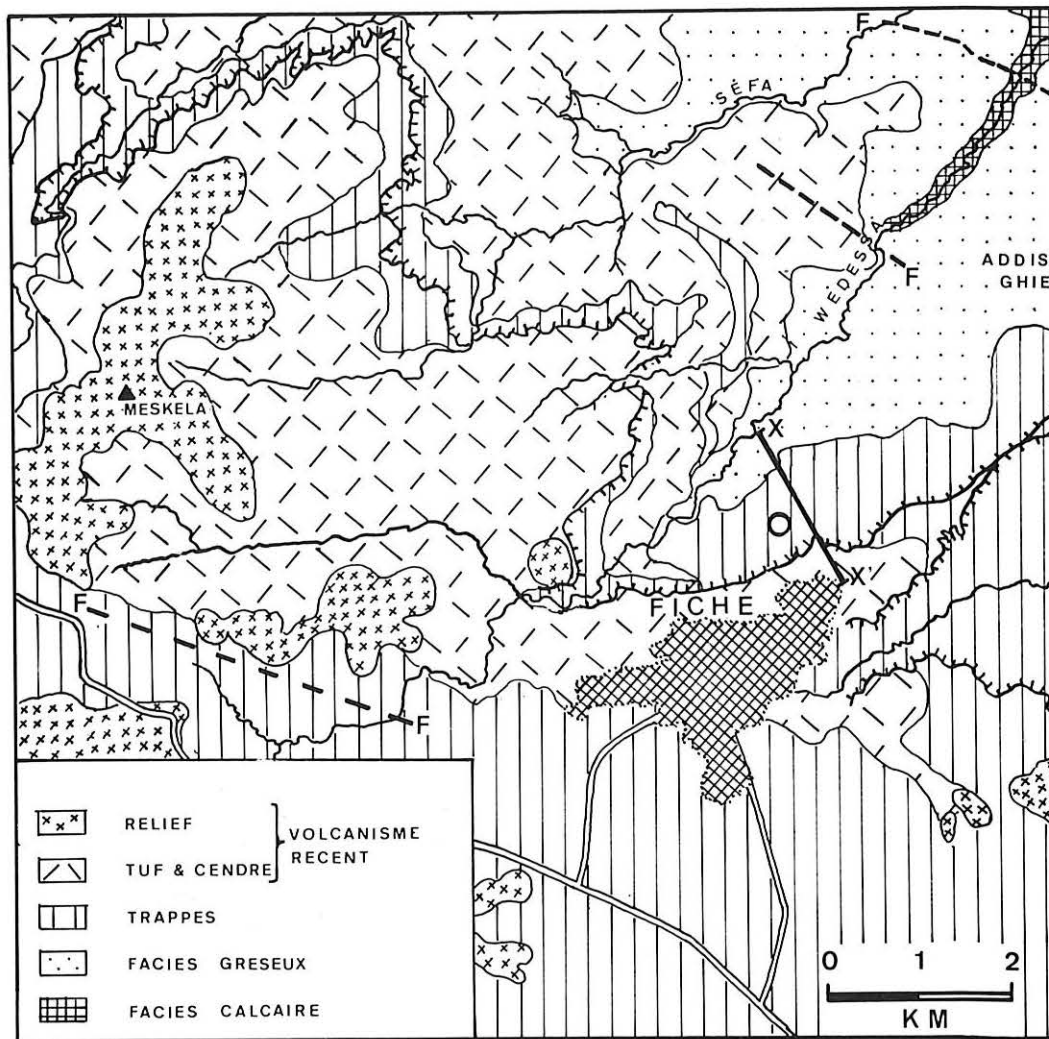


Fig. 18 – Fiché : carte géologique (d'après photo-interprétation).
 Fiche : geological map (from aerial pictures).

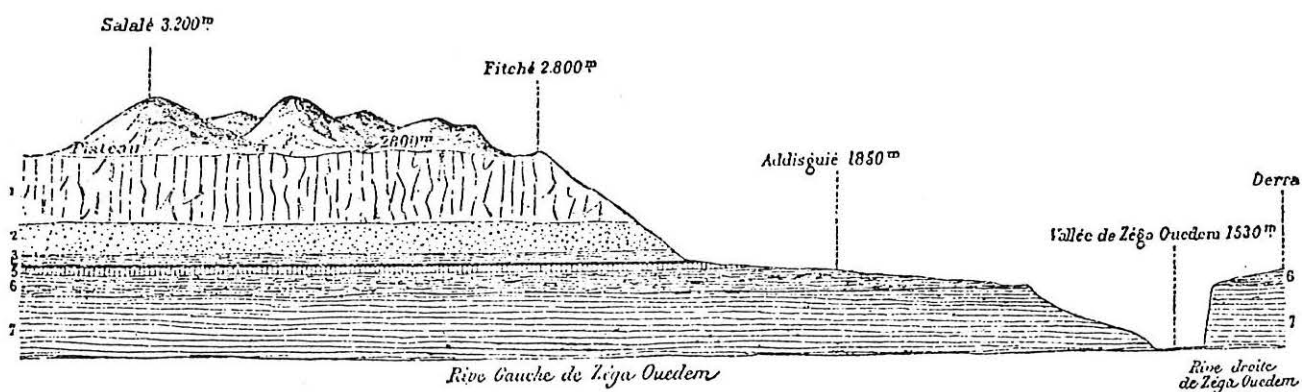


Fig. 19 – Fiché : coupe stratigraphique d'Addis Ghié.
 Fiche : section at Addis Ghié (from A. AUBRY).

- (1) Faciès calcaire
 - . Calcaire blanc jaunâtre à débris coquilliers ... 100 m
 - . Calcaire marneux gris, compact à bivalves, visible sur 400 m

22.2 COUPE DE LA WEDESSA

Une autre coupe stratigraphique a été levée en 1972 au Nord Ouest de Fiché, sur le versant Est du canyon de la rivière Wedessa, avec la collaboration de Y. LEMOIGNE et la compagnie de GETANEH ASSEFA. Une trace, qui conduit à un petit village sis au-dessous de Fiché, permet de franchir la falaise principale. Au-delà, l'accès à la rivière présente moins de difficultés.

De haut en bas :

- B - Roches volcaniques, épaisseur 700 m
 - . Niveaux pyroclastiques colorés avec quelques coulées basaltiques 200 m
 - . Epaisss couches de roches pyroclastiques avec coulées de basalte vacuolaires ; forment en particulier la falaise principale 500 m
- A - Faciès gréseux
 - . Grès moyens jaunâtres, parfois rougeâtres, passant à la base à des grès fins, plus clairs, à niveaux silteux. Nombreuses intercalations basaltiques.

Détail du contact vulcanites/grès :

- . Basalte vacuolaire
- (9) Argile jaunâtre (tuf altéré?) 2 m
- (8) Grès argileux 3 m
- (7) Grès moyen rouge-marron 6 m
- (6) Grès moyen blanc-jaunâtre 5 m
- (5) Grès moyen jaunâtre avec intercalations de bancs plus compacts lie de vin à noir 10 m
- (4) Basalte vacuolaire 17 m
- (3) Argile jaunâtre 2 m
- (2) Argile gréseuse 6 m
- (1) Grès moyen à grossier

Figure 20: Fiché, coupe stratigraphique de la rive droite de la rivière Wedessa

Planche hors texte n° IV

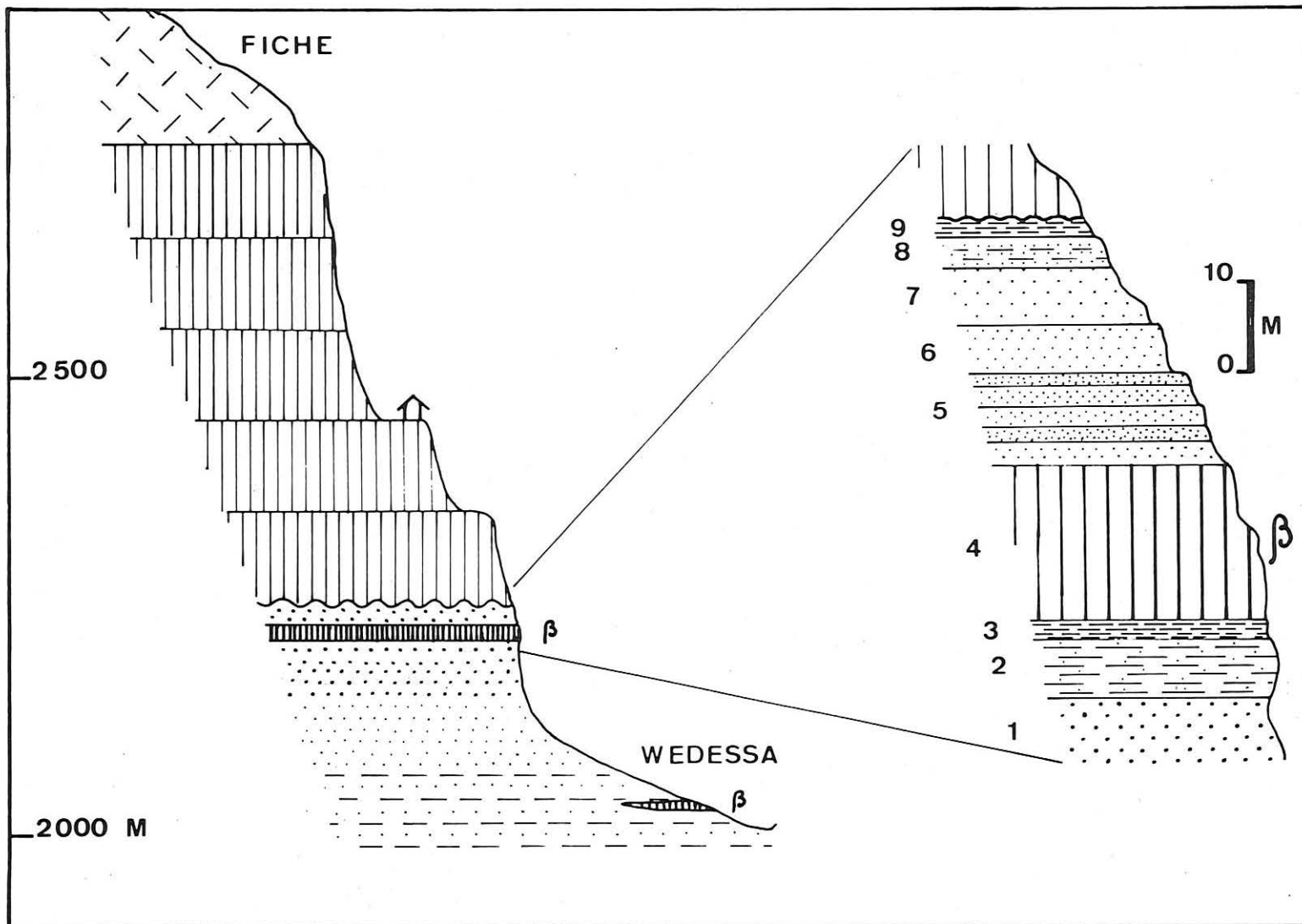


Fig. 20 – Fiché : coupe stratigraphique de la rive droite de la rivière Wedessa. •
 Fiche : cross section of the Wedessa right bank.

2.3 DONNEES COMPLEMENTAIRES

23.1 VULCANITES

Les roches volcaniques grises formant la falaise, limite du plateau, font partie de la Série des Trappes. Les roches pyroclastiques prédominent sans toutefois avoir le faciès bréchi que de Debré Libanos. On distingue trois falaises superposées séparées par des replats qui correspondent à trois épisodes volcaniques principaux.

Les tufs et cendres souvent jaunâtres-rougeâtres qui couvrent la falaise forment de nombreuses collines sur le plateau et sont les témoins d'une activité volcanique postérieure à l'effusion des Trappes. Ces restes d'édifices volcaniques sont bien visibles en photos aériennes et se raccordent au massif des Monts Salale (exemple : Mont Meskela) où P.A. MOHR (1962) a signalé un basalte à apathite. La couverture pyroclastique s'étend également en partie sur la rive gauche de la Wedessa, en direction du fond du canyon de la Zega Wodem, et masquent les roches sous-jacentes. Ces vulcanites, plus récentes que celles des Trappes, pourraient être considérées comme postérieures au creusement du canyon. Il nous paraît néanmoins plus probable qu'elles aient glissé dans le canyon bien après leur émission, sous forme de coulées boueuses provenant du démantèlement d'édifices volcaniques antérieurs au creusement dudit canyon. L'activité volcanique du massif du Mont Salale, dont dépendent ces édifices, a été probablement longue compte tenu de la datation des Trappes sous-jacentes et de la morphologie encore bien conservée de certains cônes. Elle a pu s'étendre du Miocène au Quaternaire.

23.2 FACIES GRESEUX

Ce faciès est celui des "Grès supérieurs". Comme en d'autres endroits (Mugher, Debré Libanos) il peut être divisé en deux ensembles : grès francs au sommet, grès fins, silstones et argiles à la base.

Aucune paléoflore n'y a été découverte. Les veines de gypse sont abondantes dans la partie inférieure ; selon T.G. MURDOCKS, elles pourraient même justifier une exploitation. Leur présence contribue à renforcer l'hypothèse d'un milieu de formation lagunaire.

Nous avons observé quelques intercalations basaltiques dans le fond du lit de la rivière Wedessa : elles sont constituées de basalte porphyrique ; elles sont de faible épaisseur (1 à 2 m) et provoquent des phénomènes de bourrage avec déformation des couches gréseuses encaissantes ; elles se trouvent à proximité de filons basaltiques verticaux. Il s'agit de sills postérieurs au dépôt des grès et associés au volcanisme récent du massif des Monts Salale.

L'intercalation (A₄, figure 20) proche du sommet des grès est relativement épaisse ; elle est formée par un basalte vacuolaire ; elle ne provoque aucune déformation des couches encaissantes le long d'un affleurement d'une centaine de mètres. Il s'agit manifestement d'une coulée interstratifiée contemporaine du dépôt des Grès supérieurs (ou du moins de la phase terminale de ce dépôt). Sa composition pétrographique la rattache aux premières manifestations volcaniques des Trappes.

Ainsi, dans la région de Fiché et semble-t-il dans l'ensemble au moins de la province du Shoa, la fin du dépôt des "Grès supérieurs" est contemporaine des premières coulées basaltiques des Trappes. Eu égard aux études paléobotaniques effectuées à Debré Libanos, il paraît raisonnable de situer la fin de la sédimentation gréseuse au Sénonien, et il s'ensuit que LE DEPOT DES GRES SUPERIEURS SE SERAIT EFFECTUE DURANT LA FIN DU JURASSIQUE ET AU CRETACE.

3 - REMARQUES TECTONIQUES

3,1 Sur le terrain, on est frappé par l'apparente régularité de la succession des couches sur les flancs du canyon, et l'on est amené à conclure à l'absence d'accident dans la région. La rareté des fractures observables peut servir de confirmation à cette hypothèse. Une seule faille a été mise en évidence : il s'agit d'une cassure de faible amplitude affectant l'affleurement gréseux de la rive gauche de la Wedessa.

3,2 L'examen des photographies aériennes à l'échelle de 1 : 50 000 ème révèle le tracé de fractures probables sur le plateau et dans le canyon.

Dans la région de Debré Libanos, une faille NNW-SSE peut expliquer la rectitude des berges de la Zega Wodem en aval de la confluence du torrent Gur. Une trace rectiligne NNW-SSE est repérable dans les grès au-dessous du village. On la retrouve sur le plateau, dans la vallée de l'Agat. L'ensemble peut correspondre au passage d'une même faille de direction générale NNW-SSE. C'est également la direction de deux groupes de coupures dans les vulcanites à l'Est de Debré Libanos.

Figure 21: Debré Libanos, carte géologique (d'après photo-interprétation)

Au Sud, deux failles Nord-Sud, courtes mais incontestables, entaillent la falaise du plateau.

Le cours inférieur du torrent Agat et celui du Kabi suivent probablement le tracé d'une faille NNE-SSW coupant perpendiculairement le canyon de la Wega Wodem.

A l'Ouest de Fiché, les reliefs volcaniques récents sont alignés selon une faille probable WNW-ESE qui borde leur flanc méridional. Dans le canyon, deux failles supposées d'orientation NW-SE ont été repérées dans le cours inférieur de la Wedessa.

Figure 18: Fiché, carte géologique (d'après photo-interprétation)

3,3 Les photographies ERTS ne montrent rien qui soit bien évident à l'échelle du 1 : 1 000 000ème.

Sur un agrandissement au 1 : 200 000ème, apparaît un alignement qui suit le tracé de la Zega Wodem depuis Debré Libanos jusqu'en aval de Fiché : l'existence de la fracture pressentie sur photo aérienne se trouve confirmée.

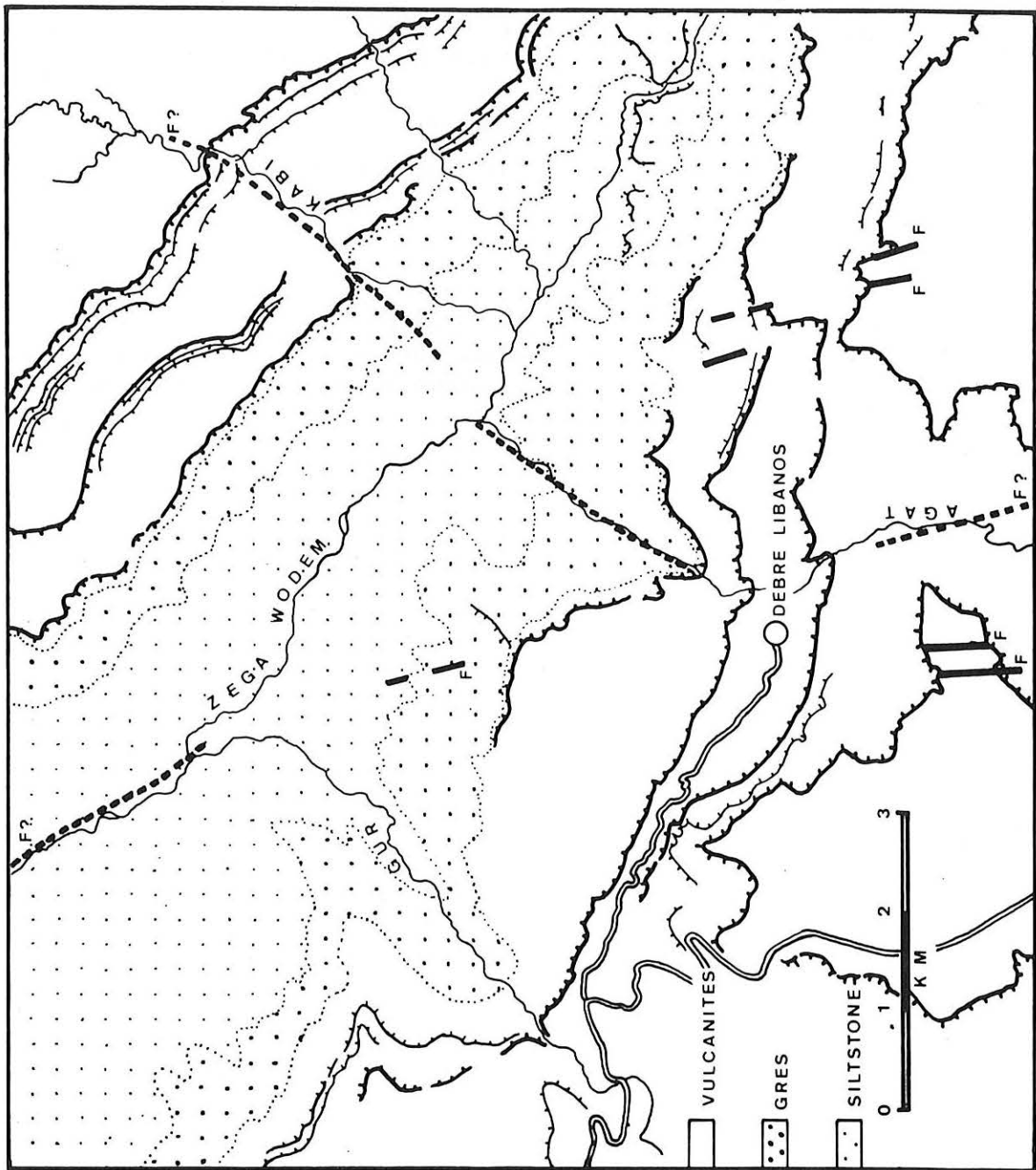


Fig. 21 – Debre Libanos : carte géologique (d'après photo-interprétation).
 Debra Libanos : geological map (from aerial pictures).

On retrouve également la fracture NE-SW qui suit les cours des torrents Agat et Kabi.

Un alignement parallèle longe la vallée de la Zega Wodem en amont de Debré Libanos et se poursuit sur l'appendice du plateau qui sépare la Zega Wodem de la Bersina, au Nord.

3,4 En conclusion, IL EXISTE DANS LE SECTEUR ETUDIE UNE TECTONIQUE DISCRETE FAITE DE FRACTURES DE FAIBLE REJET et orientées selon deux directions :

- NE-SW : direction des fractures du Rift à cette latitude,
- NNW-SSE à N-S : direction retrouvée plus à l'Ouest dans la vallée du Guder.

Ces fractures affectent l'ensemble des couches, y compris les vulcanites des Trappes et celles des édifices du massif du Salale. Certaines ont une influence déterminante sur l'orientation du canyon de la Zega Wodem. Elles apparaissent ainsi comme antérieures à son creusement.

V - REGION D'AMBO-GUDER

1 - INTRODUCTION

1.1 LOCALISATION

La région d'Ambo-Guder occupe la portion centrale du Plateau Ethiope à l'Ouest de la capitale. Elle est traversée par la route d'Addis Abeba - Lékempti. La petite ville thermale d'Ambo (appelée aussi Hagere Hiwot) est distante de la capitale de 125 kilomètres ; elle est située dans une petite plaine qui débouche dans la haute vallée de la rivière Guder, affluent de la rive gauche du Nil Bleu, à une altitude approximative de 2100 mètres. La localité de Guder, sise sur les rives de la rivière homonyme, est à une altitude de 1950 mètres environ.

Figure 22 : région d'Ambo-Guder, croquis topographique

La dépression d'Ambo-Guder peut être divisée en deux parties :

- La plaine d'Ambo, délimitée à l'Est par le seul d'Ambo, la séparant du bassin du Haut Awash, au Nord par le plateau Wedessa, prolongement occidental du massif du Mont Arirtu, au Sud par le massif du Lac Wonchi. Elle est drainée par les affluents de la rive gauche de la Dabissa. La colline de Sankalé l'individualise du bassin du Haut Guder ;

- Le bassin du Haut Guder, constitué par les nombreux torrents descendant du versant septentrional du massif de Wonchi.

La région est figurée dans la carte topographique "Lékempti" 1 : 500 000ème (NC 374) publiée en 1943 à partir des relevés italiens de 1939. La carte récente et plus précise "Addis Ababa" NC 37-10 à l'échelle du 1 : 250 000ème n'intéresse que la partie Nord. L'interprétation des photos aériennes mises à la disposition du Département de Water Resource a été faite par D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN (1962).

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, nous avons utilisé, comme fond topographique, des agrandissements de photos ERTS mettant en évidence les grands traits de l'hydrographie et du relief complétés par les schémas de D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN et par la planimétrie des cartes disponibles.

1.2 ETUDES ANTERIEURES

Avant les années 60, la région semble avoir peu intéressé les géologues qui se sont contentés de la traverser en prélevant quelques échantillons pétrographiques. D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN les premiers l'ont cartographiée d'une façon systématique dans le cadre de l'étude hydrogéologique du Bassin du Nil Bleu. Leurs résultats ont été repris par P.A. MOHR, puis par V. KAZMIN pour établir leur carte géologique d'Ethiopie.

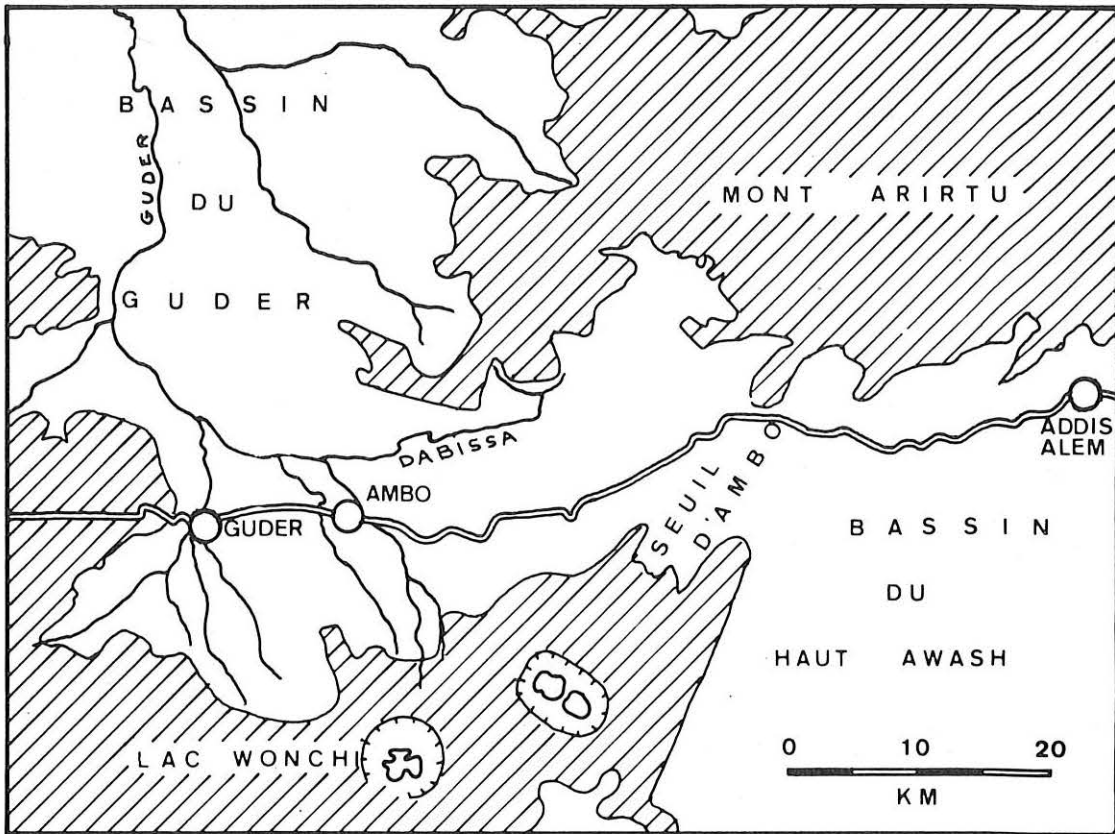


Fig. 22 – Région d'Ambo-Guder : croquis topographique.
 Ambo-Guder area : physiographic sketch (from ERTS Imagery).
 (hachures : altitude > 2 300 m).

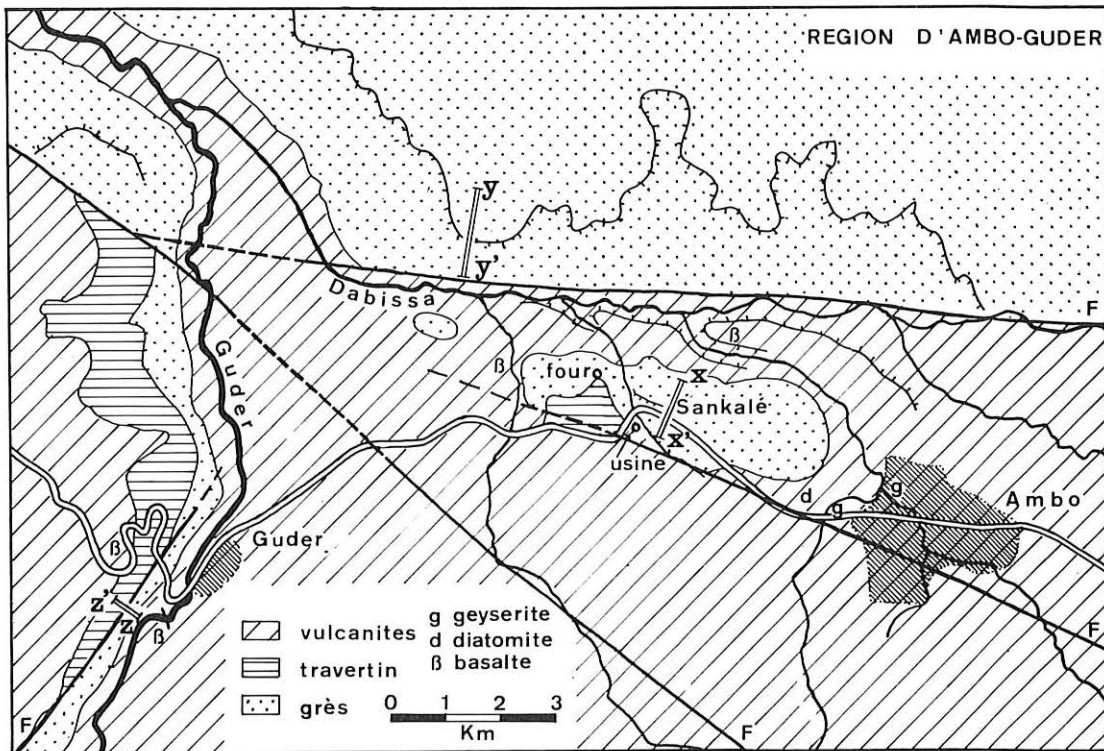


Fig. 23 – Région d'Ambo-Guder : carte géologique.
 Ambo-Guder : geological map (from aerial pictures).

Des recherches de géologie appliquée ont été menées à la demande du Ministère des Mines mais de façon peu coordonnée par des géologues ignorant manifestement les travaux de D.H. JEPSEN ou n'ayant pu y avoir accès (les croquis des rapports préliminaires portent la classification "Diffusion restreinte" ; le rapport final ne peut être consulté qu'avec l'autorisation des autorités compétentes).

Ces recherches, assez ponctuelles, portent sur les ressources en calcaire pour la fabrication de la chaux, en grès pour l'industrie du verre.

Au cours de son étude géomorphologique de l'Ethiopie méridionale, G. MERLA (1963) inclut dans son esquisse structurale le secteur d'Ambo. P.A. MOHR (1967) place quelques failles dans cette région du plateau à propos d'un schéma de fracturation du Rift. Les bois silicifiés de la colline de Sankale, signalés par M. NARAYAN, ont fait l'objet de deux publications en 1971. Enfin, la pétrographie des grès du même lieu doit être traitée dans la thèse, non disponible à ce jour, de GETANEH ASSEFA.

1.3 PLAN SUIVI

Nous procéderons à une analyse stratigraphique, pétrographique et paléobotanique de quelques affleurements gréseux pour en tirer une coupe synthétique et les conditions paléo-ambientales de formations. Nous essayerons de replacer chronologiquement les différents faciès calcaires et volcaniques. Une esquisse structurale terminera cet exposé.

2 - ETUDE DES FACIES GRESEUX

Les affleurements gréseux sont nombreux ; nous retiendrons ceux de la colline de Sankale, de la rive gauche du Guder et de la rive droite de la Dabissa.

Figure 23: région d'Ambo-Guder, carte géologique

2.1 COLLINE DE SANKALE

Le lieudit "Sankale" désigne une colline gréseuse haute d'une centaine de mètres sur le côté Nord de la route de Lekempti, au niveau du Km 128. Les affleurements gréseux apparaissent de façon discontinue sur une surface de 4 kilomètres de long sur 1 kilomètre de large. Quelques-uns ont été retenus.

- Carrière (abandonnée) n° 1 ("Sankale 1") : Altitude 2190 m ; 20 m au-dessus du Km 128 de la route. Le front de taille mesure une dizaine de mètres de haut. Grès rouges, moyens à grossiers, à litage fortement incliné, à lamines centrimétriques et à dragées de quartz en crachées conglomératiques indiquant l'emplacement de chenaux. Bancs souvent terminés par une croûte ferro-manganésifère.
Pendage : 320°/6° (NW) - Litage : 120°/18-20° (SE)
L'un des bancs est recouvert d'une lentille argileuse à dragées de quartz de 50 cm d'épaisseur : de haut en bas,

- e) Grès grossiers à galets mous allongés
- d) Croûte ferro-manganésifère (grès versicolores)
- c) Argiles gris-verdâtre à taches rouges (pseudo-gley) avec au sommet un niveau à dragées de quartz
- b) Croûte ferro-manganésifère formée de zones rouges, brunes, noires, grises, en taches ou en lits
- a) Grès moyens.

Milieu de formation : Ces grès correspondent à des dépôts continentaux de type Sheet-flood, à écoulement vers le SE, avec formation de sols et de flaques d'eau temporaires où se développent des pseudo-gleys.

- Sommet de la colline de Sankale : Les rochers coiffant le sommet de la colline sont des grès rouges moyens à grossiers, avec des lits conglomératiques d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur formés de dragées de quartz et de fragments de roches métamorphiques noires (amphibolite?). Les grès sont mal calibrés, ils contiennent principalement des grains de quartz à contours irréguliers, souvent corrodés. Ils sont remarquablement riches en goethite : 2,85 % Fe₂O₃ par la méthode de fluorescence par Rayons X (échantillons AMB 0 et AMB 3).

Pendage horizontal

Litage : 120°/25° (SE)

A proximité des grès grossiers, de nombreux fragments de bois silicifiés ont été récoltés. Ces fragments de petite taille proviennent soit des lits conglomératiques, soit de niveaux supérieurs maintenant érodés. Tous les bois appartiennent à la même espèce de gymnosperme : *Dadoxylon amboensis* Y.L.

Milieu de formation : Ces grès sont également interprétés comme un dépôt continental de piedmont. Ils semblent provenir d'une roche siliceuse, fraîchement brisée ; le transport des éléments est court (grains anguleux, mal calibrés). Les bois silicifiés ont eux aussi été transportés par l'écoulement en nappe.

- Carrière (exploitée) n° 2 ("Sankale 2") : Au Km 130 de la route de Lekempti, à proximité de l'usine d'embouteillage d'eau minérale, les grès assez fins et bien stratifiés sont exploités comme pierre de taille à usage décoratif. L'altitude est d'environ 2150 mètres. La coupe observée porte sur 15 mètres de grès : de haut en bas,

- e) Grès rouge moyen à clairs, moyens et fins, finement lités, litage incliné, avec empreintes de débris de plantes 8 m
Lentilles plus riches en argile ; niveaux bariolés rouges ; niveaux violets, rouille, jaunes, à traces horizontales et verticales de racines avec décoloration annulaire.
- d) Grès fins argileux gris-rose, à nodules rouille, (3 cm) finement lités horizontalement 2 m
Intercalations de niveaux silteux et argileux verts à violets à fin microlitage entrecroisé.
- c) Grès moyens rouge clair à litage incliné .. 3 m
- b) Grès fins gris clair, litage horizontal pelliculaire (millimétrique). Très fines Rillmarks et linéation de délit dans les blocs éboulés 2 m
- a) Grès moyens à litage incliné.

Pendage : 15°/5° (NNE)

- Litage, au sommet : 174°/28° (SSE)
à la base : 90°/14° (E)

Milieu de formation : A la base, le litage horizontal ou peu incliné vers l'Est et la taille moyenne ou fine des grains sont compatibles avec un dépôt sur une surface peu inclinée dans un milieu plutôt aquatique. Les niveaux silto-argileux à microlitage entrecroisé indiquent des dépôts de flaques avec clapotis (Rill Marks).

Les caractères sont ceux d'un milieu de type deltaïque, milieu confirmé par l'analyse granulométrique (échantillon AMB 4). Au sommet, les niveaux versicolores avec traces de racines correspondent à des paléosols et témoignent d'un milieu plus aérien.

- Bases Sud et Ouest de la colline de Sankale : Dans la vallée du ruisseau qui contourne la colline par le Sud et l'Ouest, en particulier en contrebas de la route, affleurent des grès fins finement lités et des silts rouges altérés contenant des bancs de grès jaunes silicifiés et de minces veines de gypse lamellaire. Ce faciès est assez similaire à celui de Guder (voir plus bas). Il est interprété comme le résultat d'un dépôt en eau calme et peu profonde, avec précipitation saline, c'est-à-dire un milieu lagunaire de plaine maritime.

- STRATIGRAPHIE DE LA COLLINE DE SANKALE : Les pendages pris aux différents points sont faibles ; les variations peuvent être interprétées comme le résultat d'une légère structure synclinale ou le résultat d'une fracturation discrète et non observée sur le terrain. Sans grand risque d'erreur nous pouvons établir la stratigraphie eu égard à l'altitude des divers affleurements : de haut en bas,

- . Sommet : Grès grossiers continentaux à lits conglomératiques ; niveaux à bois silicifiés
- . Carrière Sankale 1 : Grès moyens à grossiers, à dragées de quartz, chenalisation, traces d'exondation, dépôts de flaques temporaires
- . Carrière Sankale 2 : Grès moyens à fins à la base, litage peu incliné ou horizontal ; dépôt sur une surface peu inclinée et aquatique de type deltaïque
- . Base de la colline : Grès fins et silts à bancs silicifiés et gypse ; dépôt sous-aquatique.

2.2 SECTEUR DE GUDER

Les affleurements gréseux se trouvent le long de la rive gauche de la rivière Guder, à 1 kilomètre au Sud Ouest du village Guder (Km 129 de la route), à une altitude de 2100 mètres. On remarque facilement un abrupt de faille de 5 mètres de hauteur, parallèle à la rivière, dans la formation gréseuse, accompagné d'un placage de tuf calcaire et de gypse. De haut en bas (épaisseur totale : 50 m) :

- f) Placage de travertin
- e) Grès moyens à fins, jaunes, avec nodules plus compacts de 1 cm de diamètre
- d) Niveau fossilifère à Lamellibranches
- c) Grès silicifiés très fins à niveaux de géodes calciteuses rosées, épaisseur visible : 10 m, pendage horizontal

Faille orientée NNE-SSO matérialisée par un miroir de 5 m de hauteur incrusté de tuf calcaire et de gypse.

- b) Grès moyens rouges, litage oblique, contenant de nombreux fragments de bois silicifiés en éboulis ; silts verdâtres, bancs gréseux silicifiés, petites veines de gypse.
Pendage sub-horizontale - Litage : 150°/20° (SSE)
- a) Argiles versicolores provenant peut-être d'un processus d'altération des grès fins et silts.

Les bois silicifiés appartiennent aux deux espèces :
Dadoxylon mugherensis Y.L.&J.B. (abondant), *Dadoxylon amboensis* LEMOIGNE.

A la base, à proximité de la rivière, on observe des roches volcaniques de type basaltique, probablement bien plus récentes que la formation gréseuse, et séparées d'elle soit par une fracture, soit par une discordance de ravinement. Outre des basaltes, on trouve une coulée de structure pépéritique indiquant une solidification en milieu aquatique.

Milieu de formation : La sédimentation détritique fine avec gypse et fragments de bois témoignent d'un milieu aquatique littoral. La présence d'un banc à Lamellibranches indique un milieu littoral marin. Il s'agit de conditions de formation similaires à celles des grès et silts à la base de Sankale.

2.3 RIVE DROITE DE LA RIVIERE DABISSA

La rivière Dabissa longe le flanc Sud du plateau Wedessa, prolongement de la zone élevée du Mont Arirtu. La coupe est faite à 5 kilomètres au N-NE de Guder, à partir d'affleurements discontinus, depuis le lit de la rivière jusqu'à un large replat localisé à mi-pente. Au-delà viennent les roches volcaniques de la Série des Trappes.

Figure 24: région d'Ambo-Guder, coupes stratigraphiques

On remarque la forte épaisseur de la série détritique : plus de 300 mètres. La présence de failles produisant une augmentation de l'épaisseur apparente peut être exclue. Les deux petites falaises (2) et (5) sont suivies le long de la Dabissa et pratiquement perpendiculairement le long du Guder. Le pendage des couches est sub-horizontale.

On passe d'une sédimentation détritique fine à la base à des grès grossiers avec litage oblique et paléosols au sommet : l'ambiance de dépôt devient ainsi plus continentale. Le litage oblique à une direction Sud-Est bien constante (20°/120° - SE).

Les bois silicifiés sont constitués de fragments de deux espèces, à la base (couche 1) : *Dadoxylon mugherensis* Y.L.&J.B. (abondant) et *Dadoxylon amboensis* LEMOIGNE ; dans la partie supérieure : *Dadoxylon amboensis* et Stipes de fougères.

Les roches volcaniques sur lesquelles coule la rivière sont séparées de la série gréseuse par une faille Est-Ouest.

Remarque : Sur la rive gauche de la rivière, de l'autre côté de la coupe, on trouve des roches volcaniques mais également plus au Sud, des blocs de grès qui pourraient correspondre au prolongement occidental des grès de Sankale.

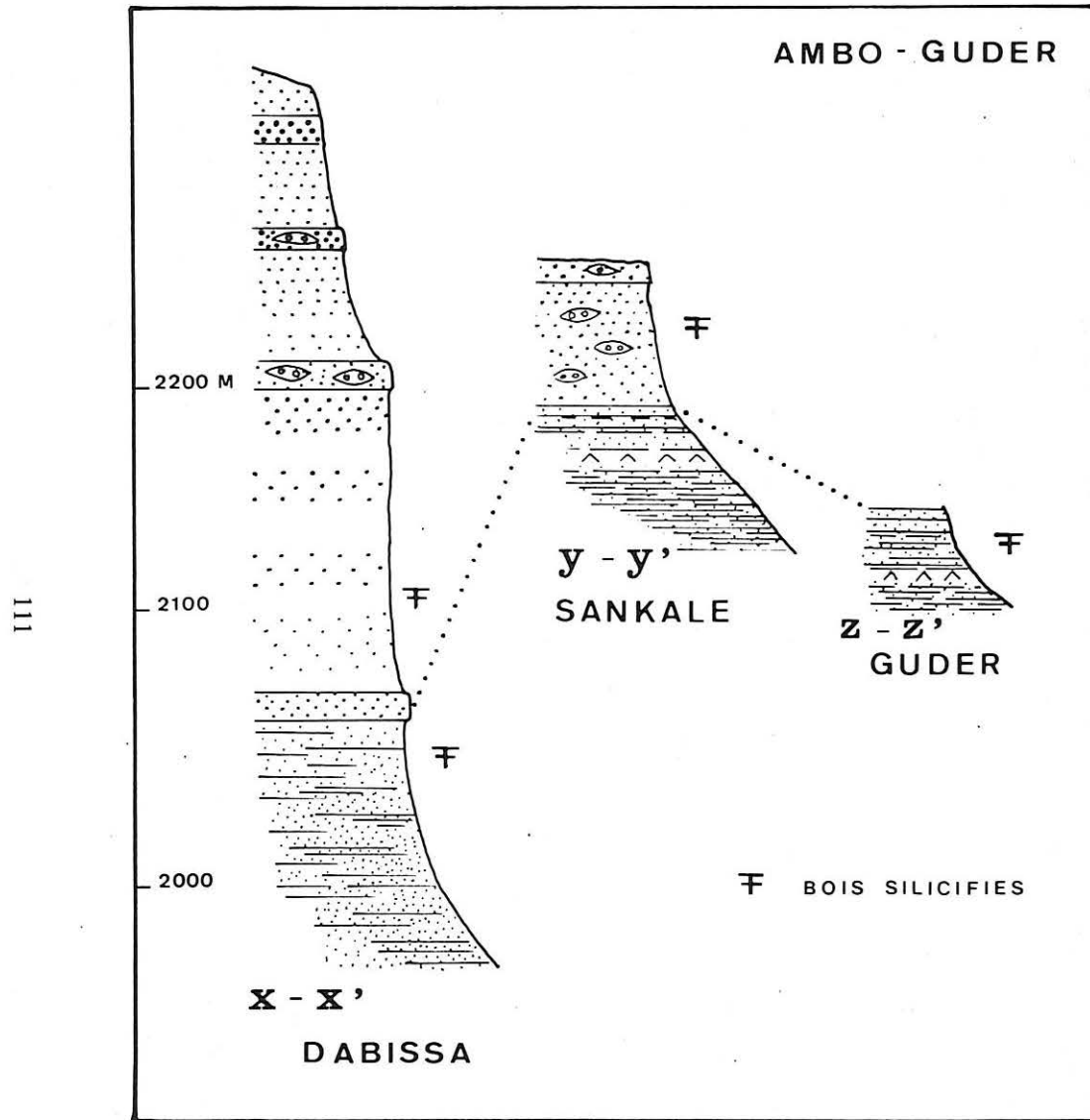


Fig. 24 – Région d'Ambo-Guder : coupes stratigraphiques.
Ambo-Guder area : cross sections.



Fig. 25 – Vallée du Guder : carte structurale.
Guder Valley : structural map (from ERTS Imagery).
(hachures : altitude > 2 100 m).

TABLEAU VIII

D A B I S S A

Région Ambo-Guder
Rive droite de la rivière Dabissa

Faciès "Grès d'Ambo"
(cf "Grès supérieurs")
Affleurements discontinus

Altitude (m)	Identification de la couche		Echantillons
2270 (replat)	8	Grès rouges	
2250	7	Grès rouges grossiers à litage oblique (SE) ; présence de surfaces durcies ferrugineuses et traces de racines (paléosols)	
2210 (petit abrupt)	6	Grès grossiers versicolores. Nombreux niveaux conglomératiques à graviers de quartz anguleux. Litage SE	
2160	5	Falaise 5-10 m. Grès moyens rouges à crachées de graviers. Litage entrecroisé.	
	4	Grès moyens grossiers très couverts et altérés avec de nombreux bois silicifiés en éboulis	GU 3
2055	3	Grès rouges moyens, litage entrecroisé ; chenalisation importante	
2040	2	Falaise 5-10 m. Grès rouges moyens à litage oblique	
2000	1	Grès rouge sombre, finement lités horizontalement, à traces de racines ; niveaux de silts verts ; bois silicifiés en éboulis	GU 2
1940 (rivière)		Roches volcaniques	

2.4 CONCLUSIONS

24.1 COUPE SYNTHETIQUE

Les différents affleurements présentent les mêmes faciès gréseux, la même direction de transport, les mêmes fossiles végétaux. Compte tenu de leurs caractères pétrographiques, ils peuvent servir à l'établissement de la coupe synthétique suivante :

De haut en bas :

- (2) Grès moyens à grossiers avec niveaux à bois fossilisés et paléosols. Litage oblique, direction de courant : Sud-Est.
- (1) Grès fins à litage horizontal, silts, bancs de grès fins silicifiés et veines de gypse.

La variation progressive du faciès pétrographique indique des exondations de plus en plus fréquentes du milieu de dépôt. L'environnement, littoral à la base, devient franchement continental au sommet. La direction de transport des matériaux varie de l'Est au Sud pour finalement se stabiliser vers le Sud-Est dans les couches supérieures. L'exondation de la région a provoqué une augmentation progressive de la pente et un dépôt de piedmont.

24.2 CARACTERES PALEOBOTANIKUES

Les fragments de bois silicifiés sont bien répandus dans les niveaux grossiers. Ils sont particulièrement nombreux à mi-pente de la colline de Sankale. La plupart des troncs sont de grande taille : l'un d'eux mesure 28 mètres de long pour un diamètre de près de 1 mètre à la base. Les fragments excédant 2 mètres de long sont fréquents. Ils sont disposés en position couchée, et aucun d'eux n'est porteur de branches ou de racines, ce qui implique un transport par des courants de forte compétence que l'on peut rapprocher de ceux ayant mis en place les grès grossiers à lits conglomératiques du sommet de la colline.

Tous les échantillons collectés montrent une structure de type araucarien. L'absence de feuillage et d'appareil reproducteur en connexion avec ces troncs ne permet pas une identification précise. Ces bois gymnospermiens doivent être en toute logique référés au genre compréhensif *Dadoxylon* ENDLICHER avec des affinités avec le genre *Araucarioxylon*. Ils ont été désignés sous l'appellation spécifique *Dadoxylon amboensis* LEMOIGNE. Leur structure est analogue à celle des bois du Jurassique-Crétacé inférieur d'Europe et d'Amérique du Nord, en particulier au *Brachioxylon notabile* HOLLICK et JEFFREY 1909 du Crétacé inférieur.

Sur la rive droite de la Dabissa et près de Guder on trouve en outre des fragments de *Dadoxylon mugherensis* Y.L.&J.B. déjà rencontrés et décrits dans la vallée du Mugher et indiquant un âge Jurassique supérieur-Crétacé.

24.3 PLACE STRATIGRAPHIQUE

La place stratigraphique à attribuer aux grès de la région d'Ambo-Guder est délicate à établir. Les auteurs ont hésité entre le Faciès "Grès d'Adigrat" et celui des "Grès supérieurs".

G. STEFANINI (1933) a disposé de peu d'informations. Dans la relation de voyage de CERULLI, il fait figurer des grès dans la région du Guder sous le nom de "Grès d'Adigrat". La même interprétation est portée sur sa carte publiée la même année. L. MÜHLEN (1936) indique que des calcaires jurassiques sont surmontés par des grès fins jaunes bruns qu'il rattache donc aux "Grès supérieurs".

On peut se demander si cet auteur, qui n'a pas dû s'éloigner de la route principale, a vraiment vu des affleurements de calcaires marins bien plus au Nord en fait, et s'il n'a pas pris pour "marins" les travertins de Sankale qui semblent à première vue recouverts par les grès.

G. DAINELLI (1943) place toute la série sédimentaire dans la vallée du Guder avec, au sommet, les Grès d'Ambo, qu'il range dans son "faciès arenacé de régression", c'est-à-dire les "Grès supérieurs".

D.H. JEPSEN, en 1959, parle de "Grès triasiques". En 1962, dans le schéma géologique de la région d'Ambo, fait d'après l'observation des photos aériennes, tous les faciès gréseux sont rattachés au Trias, faciès "Grès d'Adigrat" ; ils apparaissent recouverts, dans la vallée du Guder, par des grès argileux - apparemment les Strates de l'Abbaï - puis par des marnes et des calcaires - le faciès "Calcaire d'Antald". Deux petits affleurements de socle métamorphique sont figurés à 10 kilomètres du village de Guder, à une altitude de 1800 mètres, l'affleurement principal du Socle étant bien plus éloigné, à l'altitude 1400 mètres. Les coulées des Trappes et des roches volcaniques plus récentes issues du Mont Wonchi recouvrent la série sédimentaire qui ne comporte donc pas de faciès "Grès supérieurs". Le pendage général des couches vers le Sud Est sert à expliquer l'altitude inhabituelle de ces "Grès d'Adigrat" (plus de 2000 m) et la disparition du faciès "Grès supérieurs".

On trouve la même interprétation dans un rapport non publié de B. BIAZEN (1962) destiné au Ministère des Mines. Cet auteur a noté l'absence presque totale des calcaires et parle de veines de "gypse altéré" (Strates de l'Abbaï ou dépôts plus récents?). Ses relevés géologiques ont été utilisés plus tard par D.A. JELENC et R. PEDCIA qui ont établi un autre croquis géologique de la région en ignorant semble-t-il les travaux antérieurs de D.H. JEPSEN. Les divers faciès figurés ne portent aucune indication de datation.

P.A. MOHR (1963), et plus récemment V. KAZMIN (1973), ont utilisé les travaux de D.H. JEPSEN pour établir la carte géologique de l'Ethiopie. GETANEH ASSEFA (1975) enfin, suit les mêmes conclusions.

EN RESUME, SELON CES AUTEURS, LES GRES DE LA REGION D'AMBO APPARTIENNENT AU FACIES "GRES D'ADIGRAT" D'AGE TRIASIQUE. Leur puissance est très importante et dépasse 900 mètres. V. KAZMIN indique cependant que la base du faciès peut inclure des sédiments d'âge paléozoïque.

D'autre part, les observations sont les suivantes :

- Caractères pétrographiques : comparables à ceux des "Grès supérieurs" de la haute vallée du Mughher ; passage d'un type de dépôt sous aquatique à un milieu de plus en plus continental en allant vers le sommet.
- Caractères paléontologiques : bois silicifiés appartenant à deux espèces : *Dadoxylon amboensis* (fréquent), *Dadoxylon mugherensis* (rare).

Ces structures ligneuses indiquent un âge Jurassique supérieur-Crétacé.

CET ENSEMBLE DE CARACTERES EST PROPRE AU FACIES DES "GRES SUPERIEURS".

Ainsi, le doute subsiste dans la place stratigraphique à attribuer aux grès de la région d'Ambo. Les recherches de D.H. JEPSEN ont le mérite de couvrir tout le Bassin du Nil Bleu, en particulier toute la vallée du Guder. Cependant, on peut émettre quelques réserves quant à l'exactitude des interprétations de photos aériennes non vérifiées sur le terrain. Rappelons que les travertins de la rive gauche du Guder ont été pris pour des Calcaires d'Antalo ; les grès de la rive droite de la Dabissa occupent une place bien plus étendue que ne le signale le schéma de D.H. JEPSEN. Enfin, les affleurements de socle métamorphique à 10 kilomètres seulement du village de Guder sont difficilement explicables sans avoir recours à l'intervention de failles. Or, celles-ci n'apparaissent pas dans le même schéma. V. KAZMIN n'a d'ailleurs retenu pour sa carte que les affleurements situés 50 kilomètres plus en aval, soit à une altitude de 400 mètres inférieure, disposition qui entraîne une puissance inusitée de 900 mètres pour les grès.

Nous ne sommes pas en mesure de discuter de la présence et de la disposition stratigraphique du faciès "Calcaire d'Antalo", des Strates de l'Abbaï et du Socle dans la basse vallée du Guder du fait du manque d'observation personnelle sur le terrain. Mais nous pouvons remarquer que la présence de gypse, comme à la base de la colline de Sankale, ne suffit pas pour caractériser les Strates de l'Abbaï. Le gypse est rencontré également dans le faciès "Grès supérieurs" (T.G. MURDOCKS, 1944, GETANEH ASSEFA, 1975). De plus, à Sankale, le gypse est bien situé au-dessous des grès et non au-dessus comme dans le cas des Grès d'Adigrat.

D'autre part, l'examen des photos ERTS montre des alignements parallèles au cours du Guder qui ressemblent fort à des fractures (voir le paragraphe "Tectonique") alors que D.H. JEPSEN fait figurer une série sédimentaire continue.

Nous pensons que cette fracturation probable a pu mettre en contact, en certains points, les faciès détritiques voisins que sont ceux des Grès d'Adigrat et des Grès supérieurs. Il est alors facile d'expliquer la forte épaisseur des grès dans la basse vallée du Guder, et l'interprétation erronée des auteurs qui n'ont pas tenu compte de la fracturation.

D.H. JEPSEN, puis P.A. MOHR (1963), ont insisté sur la disparition du faciès "Grès supérieurs" à l'Ouest de la longitude 38°E, et l'ont expliqué par une phase d'érosion antétrappéenne ("dénudation crétacée" de P.A. MOHR) : lacune d'érosion avec à notre avis possibilité de lacune locale de sédimentation. Il n'est pas impossible que des lambeaux aient été conservés à la faveur de légers mouvements épirogéniques précédant l'effusion des Trappes.

Il reste enfin à prendre en considération l'hypothèse ancienne des "Grès d'Erythrée" formulée par C. RATHJENS (1925) et développée par G. DAINELLI en 1943 et 1956. Dans sa conception d'une transgression marine venant du Sud-Est, ce dernier auteur a supposé qu'aux limites extrêmes de l'avancée marine il y aurait eu dépôt d'un faciès gréseux unique représentant les faciès gréseux de transgression et de régression, c'est-à-dire "Grès d'Adigrat" et "Grès supérieurs", le caractère littoral de l'environnement ne permettant pas le dépôt des calcaires.

Depuis lors, on a montré que dans le Nord de l'Ethiopie les "Grès d'Erythrée" étaient paléozoïques - de même d'ailleurs que les grès de la région d'Adigrat ce faciès n'a plus de localité - type (Y. ARKIN et coll., 1971) - et que les faciès gréseux étaient en grande partie continentaux mais l'idée

développée par G. DAINELLI n'est pas à délaissier. Nous pouvons supposer qu'en certains points situés jadis sur la bordure du continent, la mer n'a fait que de courtes incursions durant le Mésozoïque, et la profondeur n'a jamais été suffisante pour permettre le dépôt d'un faciès calcaire marin. Depuis la fin du Paléozoïque jusqu'au Crétacé supérieur, il y aurait eu dépôt de grès continentaux avec influences marines au Jurassique, période du maximum de la transgression dans la région.

EN CONCLUSION, LES GRES DE LA REGION D'AMBO ONT LES CARACTÈRES PETROGRAPHIQUES ET PALEONTOLOGIQUES DU FACIES "GRES SUPERIEURS", MAIS LE MANQUE D'AFFLEUREMENTS DE CALCAIRE MARIN SOUS-JACENT REND LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE DELICATE. L'absence du faciès "Calcaire d'Antalo" peut-être soit le résultat d'une fracturation mettant directement en contact les faciès "Grès d'Adigrat" et "Grès supérieurs", soit le résultat de conditions paléo-ambientales locales n'ayant pas permis une sédimentation calcaire (avancée extrême de la transgression jurassique).

De nouvelles recherches sur le terrain dans la basse vallée du Guder pourraient seules apporter une réponse. Nous préférons provisoirement EMPLOYER LE TERME "GRES D'AMBO", EN SOULIGNANT LEUR SIMILITUDE AVEC LE FACIES "GRES SUPERIEURS".

3 - LES FACIES CALCAIRES

Dès 1901, H. LEROUX fit mention de calcaires dans la vallée du Guder. Les roches calcaires apparaissent en deux secteurs :

- Sur la bordure Sud-Ouest de la colline de Sankalé,
- Sur la rive gauche de la rivière Guder.

3.1 COLLINE DE SANKALE

Travertin. Un gisement de travertin est actuellement exploité comme pierre à chaux sur le côté Nord de la route au Km 130. Son extension est limitée (1,5 km sur 1 km environ). Son épaisseur est faible, 5 mètres au maximum. Les couches sont horizontales ; elles sont à une altitude de 2150 mètres. D'après M. APPOLONI, directeur de la carrière, et des observations complémentaires, la disposition des couches est la suivante, de haut en bas :

- Roches volcaniques (trachyte, basalte),
- Conglomérat à galets de basalte et calcaire friable,
- Travertin compact de couleur crème,
- Tuf calcaire à empreintes de plantes,
- Grès rouges.

Ce travertin correspond à un dépôt de lac installé sur les grès ; il est probablement plus ou moins contemporain de l'activité volcanique récente qui a pu fournir les ions calcium. On ne manquera pas de comparer cette formation à celle du célèbre travertin de la région romaine qui est intercalée dans les dépôts pyroclastiques quaternaires. Ce dépôt n'a aucun rapport avec le faciès "Calcaire d'Antalo" comme l'avait cru B. BIAZEN (1962).

Tuf calcaire. Ce tuf a une épaisseur de quelques dizaines de centimètres et repose sur les "Grès supérieurs". Il correspond certainement

à une remontée encore actuelle d'eau carbonatée le long de la faille de Sankale (eau d'Ambo). Les traces végétales sont sous la forme de moulages, les uns sont des moulages de tiges herbacées dont certaines doivent être rapportées au genre *Phragmites*, d'autres, très nombreuses, sont des moulages-empreintes de feuilles d'une Dicotylédone arborescente de l'espèce *Apocynophyllum apocynophylla* (WEBER) WEYLAND connue dans le Tertiaire d'Europe, en particulier dans l'Oligocène supérieur d'Allemagne. En fait, la situation géographique ainsi que les données climatiques et paléoclimatiques permettent de penser que le Tuf d'Ambo puisse être beaucoup plus récent.

3.2 RIVE GAUCHE DE LA RIVIERE GUDER

Ce long affleurement de calcaire orienté Nord-Sud sur 7 kilomètres, pour une largeur de 1 kilomètre au maximum, est à une altitude de 2150 mètres environ. Il s'agit d'un calcaire marneux jaunâtre, alvéolé, qui a le même faciès que le travertin de Sankale mais qui est plus altéré. Il est utilisé également comme pierre à chaux.

Ce calcaire recouvre le faciès gréseux. Le gisement se termine en biseau au Sud et est interrompu brutalement par la faille de Sankale au Nord.

Une faille NNE-SSW au Sud de la route de Lekempti qui traverse l'affleurement des Grès supérieurs est accompagnée de remontées d'eau carbonatée et sulfatée calcique déterminant des dépôts de tufs calcaires et des concrétions gypseuses. Il est donc vraisemblable que le dépôt de travertin a la même origine que celui de Sankale.

3.3 CONCLUSIONS

Les travertins de Sankale et Guder reposent sur les Grès supérieurs. Ils sont à des altitudes comparables (2150 m environ) et peuvent être considérés comme les fragments laissés par l'érosion et disséqués par les fractures ultérieures d'une couche de travertin plus vaste, témoin d'un lac ayant recouvert toute la région depuis Ambo jusqu'à l'Ouest de Guder. La formation de ce travertin est associée à l'activité volcanique récente. Compte tenu de la flore et des caractères du gisement, son âge est estimé plio-quadernaire.

Le dépôt des tufs calcaires a commencé avant celui du travertin à Sankale, mais se poursuit encore de nos jours à Guder. Il correspond à des remontées para et post-volcaniques d'eaux carbonatées à la faveur de failles.

4 - ROCHES VOLCANIQUES

4.1 BASALTES

Comme l'indique P.A. MOHR (1963), la plus grande partie du plateau situé à l'Ouest d'Addis Abeba est constituée de roches basaltiques. Sur la rive gauche du Guder, à 25 kilomètres d'Ambo, le long de la route de Lekempti, L. DUPARC et E. MOLLY (1928) ont décrit un basalte sombre, porphyrique, à phénocristaux d'augite. Les microlithes sont formés d'augite, olivine, magnétite et plagioclases. Le verre est absent. L'analyse chimique

montre la pauvreté en silice (43,60 % SiO₂) et le taux élevé en magnésie et en chaux. Les auteurs ont nommé "Tokéite" cette roche sombre.

C.A. RAISIN (1903) a également procédé à l'analyse pétrographique d'un échantillon de basalte à olivine collecté dans la région d'Ambo, mais sans autre précision de localisation.

Une coulée basaltique est bien observable dans le lit de la rivière Guder, dans le village où elle provoque une cascade, et dans la rivière qui traverse Ambo. La rivière Dabissa creuse un canyon d'une trentaine de mètres de profondeur dans une série de basaltes et de roches pyroclastiques. A Sankale, à l'Ouest du four à chaux, un ruisseau, affluent de la Dabissa, qui coule sur des vulcanites claires de type trachytique, découvre également une coulée basaltique. Dominant le village du Guder, un pignon basaltique montre une structure prismée bien caractéristique. A l'Ouest de Guder et au Nord d'Ambo, à une altitude voisine de 2500 mètres, les roches basaltiques constituent la surface fortement disséquée du Plateau Ethiope. Elles font partie de la Série des Trappes.

L'affleurement de la rivière Dabissa a le faciès pétrographique des Trappes. Son altitude, voisine de 2000 mètres, peut être expliquée par une structure effondrée. Les basaltes de Guder et du four à chaux de Sankale sont probablement plus récents ("basalte de vallée" Quaternaire?).

4.2 TUFFS ET CENDRES

Toute la région déprimée d'Ambo-Guder est recouverte de cendres et de tufs volcaniques clairs dont l'épaisseur augmente au Sud d'Ambo sur les pentes du Mont Wonchi. A l'Ouest de Sankale, ces roches pyroclastiques reposent sur des basaltes et contiennent à la base des galets basaltiques et des scories.

A l'Est de Sankale, les cendres sont bien stratifiées, très fines, blanches, et d'allure diatomitique à rapprocher de la diatomite signalée à 7 kilomètres au Sud-Est d'Ambo par G. NEGUSSIE et K. NIEMEN (1968). A 1 kilomètre au Sud-Ouest de Guder, on trouve une pépérite à grains sombres de type basaltique.

Ces cendres proviennent de l'activité du Mont Wonchi situé à 20 kilomètres au Sud d'Ambo, dont la large caldeira est occupée actuellement par un lac. Eu égard à sa morphologie, les dernières éruptions de ce centre sont probablement Quaternaire.

Ces roches ont été mises en place en milieu lacustre.

4.3 GEYSERITE

Cette roche siliceuse affleure dans la ville d'Ambo et ses environs immédiats, notamment le long de la route d'Ambo à Guder, et dans la vallée affluente de la Dabissa qui traverse la ville où elle repose sur des tufs clairs et des basaltes à la base. C'est une roche blanche finement perforée par des canaux correspondant à des traces de tiges végétales. Elle est de formation très récente, postérieure aux tufs et cendres du Mont Wonchi. Elle est associée à la fracturation et aux montées d'eaux minéralisées. Son étude palynologique est en cours.

Planche hors texte n° VIII

5 - ETUDE STRUCTURALE

5.1 FRACTURATION

OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN :

Au Sud-Ouest du village de Guder, une faille NNE-SSW est observable dans l'affleurement gréseux de la rive gauche de la rivière. On y voit un miroir de faille déterminant un abrupt de quelques mètres avec des brèches et des concrétions calcaïques ("faille de Guder").

A Sankale, l'usine d'embouteillage de l'eau minérale d'Ambo est alimentée par un sondage captant des eaux minéralisées remontant à la faveur d'une faille. A Ambo même, la piscine est alimentée par une eau du même type. S'il s'agit de la même faille, celle-ci a donc un trajet Est-Ouest qui explique la disparition du faciès gréseux au Sud de la colline de Sankale ("faille Est-Ouest d'Ambo").

OBSERVATIONS SUR PHOTOS AERIENNES :

D.H. JEPSEN (1962) place une faille NNW-SSE à 4 kilomètres en aval de Guder pour expliquer l'interruption de l'affleurement calcaire (en fait du travertin et non du calcaire mésozoïque) sur la rive gauche du Guder. Cette faille disparaît en direction de Sankale.

P.A. MOHR (1967) étudie la fracturation du Rift et de ses bordures dans un croquis établi à partir de l'examen de photos aériennes. Dans la région d'Ambo, il place une longue faille Est-Ouest dont l'emplacement exact est difficile à connaître, vu l'échelle (1 : 5 000 000ème). Il eût été intéressant de reprendre l'observation des photos aériennes si elles avaient été accessibles.

OBSERVATIONS DE PHOTOS ERTS :

La vallée du Guder est intéressée par trois clichés ERTS ; malheureusement, elle est située sur leur bordure et sa netteté n'est pas parfaite.

On reconnaît une structure grossièrement rectiligne et Est-Ouest correspondant à la haute vallée de la Dabissa et pouvant être assimilée à la faille Est-Ouest de P.A. MOHR. Elle est suivie avec difficultés sur la rive gauche du Guder. Il est possible que l'abrupt de direction Est-Ouest, suivi plus ou moins régulièrement jusqu'à Addis Abeba, fasse partie d'une suite de fractures dont la faille de la Dabissa est le terme le plus occidental.

En aval de Guder et jusqu'au confluent avec le Nil Bleu, on peut voir des alignements parallèles à la rivière, en particulier un abrupt de faille indéniable suivi sur près de 50 kilomètres et approximativement Nord-Sud. La confluence du Guder avec le Nil se fait à la faveur d'une autre faille Nord-Sud. Ce grand accident devient moins net au Sud.

A 30 kilomètres au Nord-Est d'Ambo, dans le massif du Mont Arirtu, un réseau d'alignements de direction NE-SW est observable ; il correspond en grande partie à une série d'accidents parallèles.

Figure 25: vallée du Guder, carte structurale

5.2 VOLCANISME RECENT

Sur photos aériennes et ERTS, on aperçoit immédiatement l'importance du massif volcanique du lac Wonchi. Outre le cratère du lac Wonchi, on voit également plus à l'Est un lac double, sis manifestement dans un autre cratère, mais curieusement non mentionné sur la carte au 1 : 500 000ème. Les produits volcaniques de ces appareils, paraissant de couleur plus claire, recouvrent la région d'Ambo et Guder et s'engagent dans la vallée du Guder jusqu'à 20 kilomètres en aval du village de Guder. Cette activité volcanique morphologiquement récente a pour effet de dissimuler les traits tectoniques de la région déprimée d'Ambo-Guder.

5.3 ESQUISSE TECTONIQUE

La haute vallée du Guder suit probablement un compartiment effondré grossièrement allongé Nord-Sud, mais dont les failles sont en grande partie dissimulées par les vulcanites récentes.

La plaine d'Ambo représente également un secteur effondré bien limité, au Nord du moins, par la faille de la Dabissa. Le seuil d'Ambo à l'Est est produit par un faisceau de failles dont l'orientation fréquente est NE-SW.

La colline de Sankale est interprétée comme un petit horst. En effet, on retrouve les mêmes types de faciès gréseux sur la rive gauche de la Dabissa, mais 100 mètres plus bas ; en revanche, par rapport aux affleurements de Guder, le soulèvement est faible. Les failles limitant le horst sont mal visibles, en particulier pour le versant Est. Celle du versant Sud est suivie grâce aux jaillissements d'eau minérale. Celle du versant Nord borde la vallée de la Dabissa dont le fond est constitué de vulcanites paraissant bien appartenir à la Série des Trappes : il s'agirait donc d'un graben orienté Est-Ouest et limité au Nord par la grande faille de la Dabissa ; s'il en est ainsi, le rejet de cette faille est considérable, plusieurs centaines de mètres.

En guise de conclusion, il faut bien rappeler que cette interprétation ne peut être considérée comme définitive et que la tectonique de la région d'Ambo-Guder doit être comprise dans celle plus vaste et non totalement élucidée de l'ensemble de la vallée du Guder.

CONCLUSION A L'ETUDE DU BASSIN MOYEN DU NIL BLEU

Au terme de cette suite de monographies, il paraît utile d'établir un premier essai de synthèse.

1 - SERIE STRATIGRAPHIQUE

LE SOCLE METAMORPHIQUE ANCIEN est peu visible ; il affleure dans la basse vallée du Nil. Comme ailleurs, son âge est probablement anté-silurien. Il a subi une érosion et une altération continentales intenses.

Les premières couches non métamorphisées constituant le FACIES "PRE-ADIGRAT" SONT DATEES DU CARBONIFERE ET DU PERMIEN INFERIEUR. Ces sédiments détritiques ont été déposés dans DES MILIEUX FLUVIATILE, LACUSTRE ET DELTAIQUES, SOUS UN CLIMAT FRAIS QUI DEVINT PLUS CHAUD AU PERMIEN. La partie inférieure, mal connue, semble être plissée. L'épaisseur totale doit être de plusieurs centaines de mètres.

LE FACIES DES GRES D'ADIGRAT est composé de 200 à 300 mètres de grès rouges à niveaux silteux plus abondants à la base. Il s'agit de matériaux détritiques provenant du Nord-Ouest et ACCUMULES SUR UN GLACIS CONTINENTAL, EN CLIMAT CHAUD. Dans la partie sommitale apparaissent des influences marines. L'âge est PERMO-TRIASIQUE.

LES STRATES DE L'ABBAY, épaisses de 500 mètres environ, comprennent un faciès évaporitique gypseux interprété comme le résultat d'une précipitation sulfatée SUR UNE PLATEFORME MARINE SUBSIDENTE SEPARÉE DE LA HAUTE MER PAR UN SEUIL. Leur âge est estimé TRIASIQUE-LIASIQUE.

LE FACIES RECIFAL DES CALCAIRES D'ANTALO s'est installé depuis le Bathonien jusqu'au Kimméridgien.

LE FACIES DES GRES SUPERIEURS est une formation arénacée épaisse de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 450 mètres) déposée à la fin du Jurassique et au Crétacé.

Le terme inférieur montre des influences marines ; les niveaux argilo-silteux sont abondants, parfois accompagnés de veines de gypse.

LE TERME SUPERIEUR EST CONSTITUE PAR L'EPANDAGE D'ALLUVIONS VENANT DU NORD-OUEST SUR UN GLACIS CONTINENTAL.

L'érosion fini-crétacée a pu déblayer une grande partie de ces grès.

Figure 26: principales coupes stratigraphiques observées dans le Bassin moyen du Nil Bleu

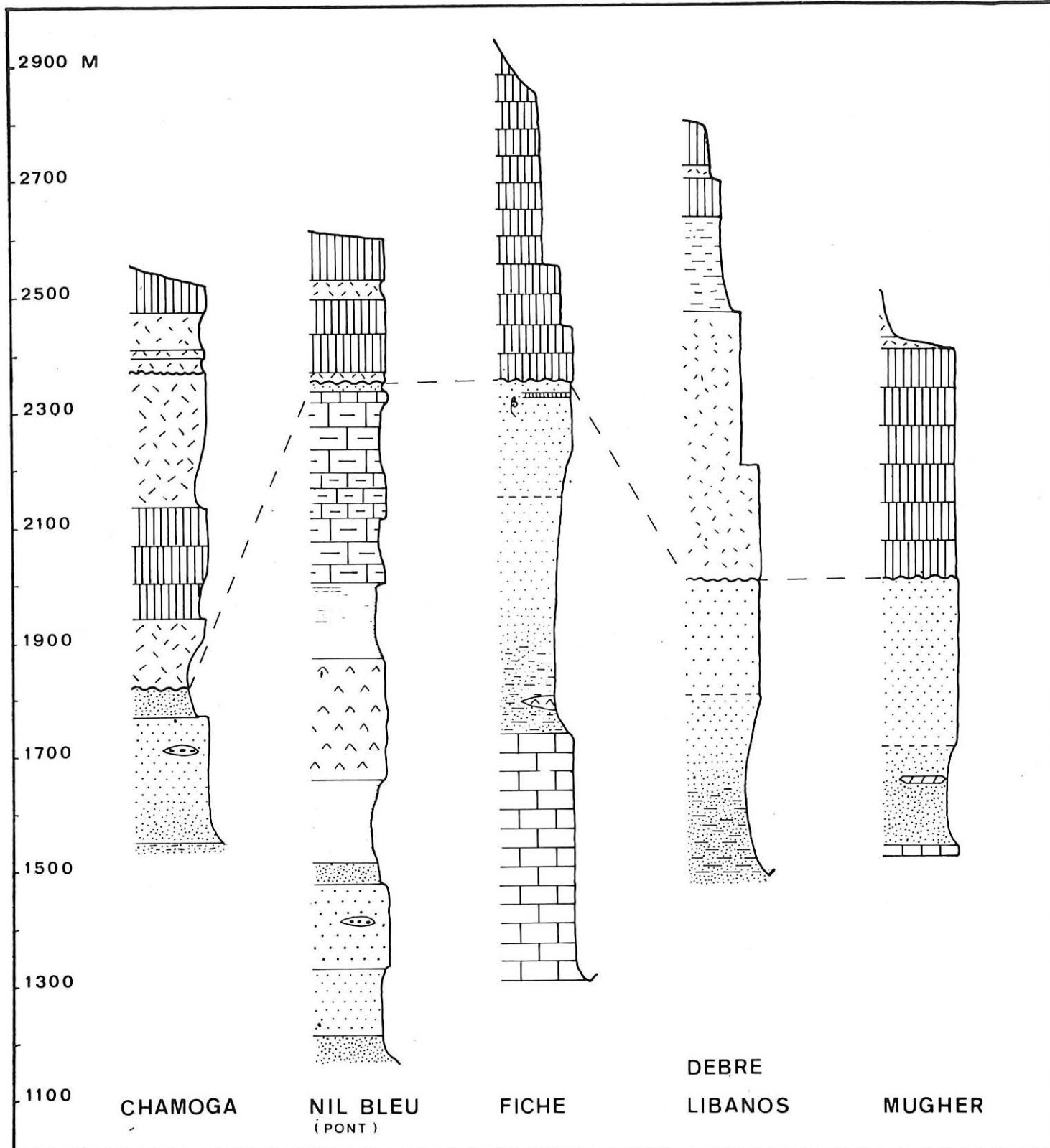


Fig. 26 – Principales coupes stratigraphiques observées dans le Bassin Moyen du Nil Bleu.
Main stratigraphic sections in the middle Blue Nile Basin.

Les premières manifestations volcaniques commencent au Crétacé terminal. La Série des Trappes a accumulé par endroits 400 mètres de roches essentiellement basaltiques, en majeure partie d'âge oligocène. Les éruptions centrales postérieures des Monts Chokke, Gorfu et Salale (pars) sont rattachées au Shield Group, principalement miocène. Celles du massif du lac Wonchi sont encore plus récentes.

Figure 27: série stratigraphique synthétique du Bassin moyen du Nil Bleu

2 - TECTONIQUE

Les structures anciennes paléozoïques sont mal connues ; leur direction préférentielle Nord-Sud a cependant probablement influencé le tracé de certaines failles plus récentes.

Les mouvements épirogéniques sont importants depuis la fin du Paléozoïque. Ils ont abouti à la déformation du glacis continental permotriassique, la transgression et la subsidence du Trias et du Jurassique, l'émersion généralisée du Crétacé, enfin l'exhaussement plio-pléistocène du Plateau Ethiopien qui a entraîné l'enfoncement du réseau hydrographique.

L'écoulement des vulcanites des Trappes révèle l'existence d'une phase de fissuration étendue qui a eu lieu au cours du Crétacé supérieur.

La fracturation plus récente ayant produit l'effondrement du Rift s'est étendue jusque dans le Bassin du Nil Bleu où les failles parallèles à la bordure du Rift sont nombreuses. Les fractures de direction à tendance Nord-Sud peuvent indiquer une autre phase de déformation ou l'intervention de structures profondes plus anciennes.

formation	facies	thickness (m)	dating
SHIELD GROUP	isolated basaltic centres	up to 1000	miocene
TRAP SERIES	flood basalts & pyroclasts	400	miocene end-cretaceous
UPPER SANDSTONE FACIES	cross-bedded sandstone shaly sandstone some dolomitic & gypsum beds	450 to 600	cretaceous upper jurassic
ANTALO LIMESTONE FACIES	detrital limestone & marls	350	jurassic
ABBAI STRATA	variegated shales gypsum variegated shales	530	liassic triassic
ADIGRAT SANDSTONE FACIES	siltstone cross-bedded red sandstone finer lower levels	270	triassic permian
PRE-ADIGRAT FACIES	grey fine-grained sandstone	150 to 400	carboniferous
BASEMENT			

Fig. 27 – Série stratigraphique synthétique du Bassin moyen du Nil Bleu.
Stratigraphic succession in the middle Blue Nile Basin.

HAUT BASSIN DE L'OMO (GHIBIE)

1 - LOCALISATION

La région considérée s'étend depuis Wolisso jusqu'à Dembira, au-delà de Jimma. Elle est drainée par la partie supérieure du réseau hydrographique de l'Omo dont le curieux tracé est déterminé par l'influence de la fracturation. Schématiquement, le Grand Ghibie, recueillant la grande part des eaux du massif du lac Wonchi, se joint au Petit Ghibie prenant sa source vers Jimma et au Wabi issu du Mont Guraghe. La rivière prend alors le nom d'Omo et coule vers le Sud. Elle reçoit sur sa rive droite un affluent important, le Gogeb, passant près de Bonga. Elle se jette finalement dans le lac Rodolphe au terme d'un parcours proche de 1000 kilomètres.

Au Nord, dans la zone de Welkite, le Plateau Ethiopien est encore morphologiquement reconnaissable. En revanche, plus au Sud, il est fragmenté en horsts isolés par les fossés parallèles au Rift des rivières Petit Ghibie, Ghibie Ennarta, Omo et ceux grossièrement perpendiculaires du Grand Ghibie et du Gogeb. La disposition tabulaire originelle est perturbée en plus par la surimposition de reliefs volcaniques récents (Mont Maigudo, Mont Dulla).

Figure 28: Haut Bassin de l'Omo, carte géographique

2 - ETUDES ANTERIEURES

Les rares documents concernant la région sont les cartes géologiques au 1 : 2 000 000ème de G. STEFANINI (1933), G. DAINELLI (1943), P.A. MOHR (1962) et V. KAZMIN (1973) ainsi que des remarques fragmentaires dispersées dans des études plus générales.

A. AUBRY (1886) traversa la vallée du Grand Ghibie et y reconnut des grès. A la même époque, A. CECCHI (1886), en route pour le Soudan, parcourut la région qu'il décrit très justement comme un plateau basaltique recouvert de tufs et portant des reliefs volcaniques plus récents.

A la fin du siècle, l'expédition BOTTEGO suivit la rive gauche du cours moyen de l'Omo, soit au Sud-Est de Jimma, et rapporta une grande quantité d'échantillons pétrographiques qui furent étudiés par G. DE ANGELIS D'OSSAT et F. MILLOSEVITCH (1900). Ces auteurs précisèrent la nature des vulcanites rapportées mais ne furent pas en mesure d'en établir la stratigraphie.

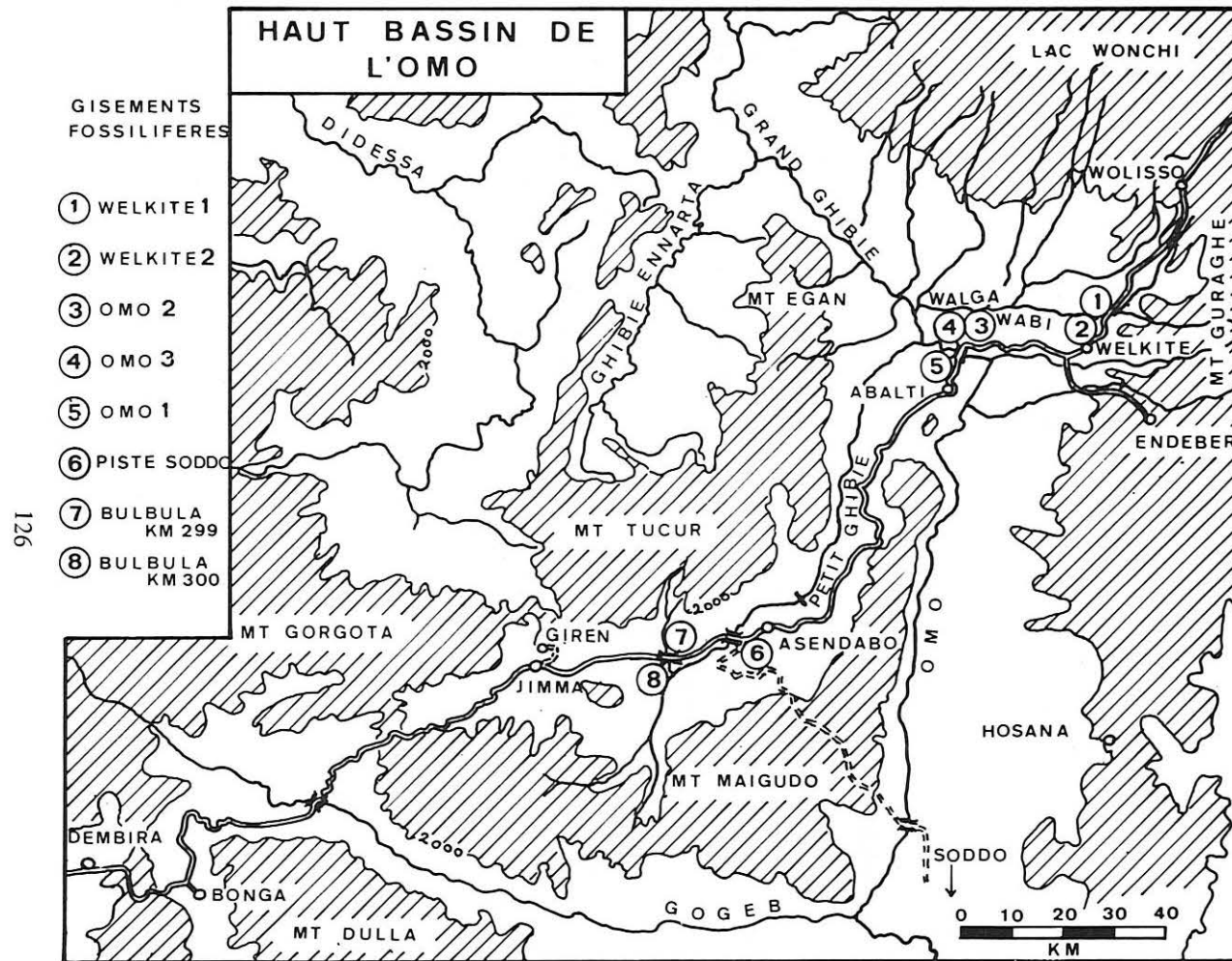


Fig. 28 – Haut Bassin de l'Omo : carte géographique.
Upper Omo Basin : location map.
(hachures : altitude > 2 000 m).

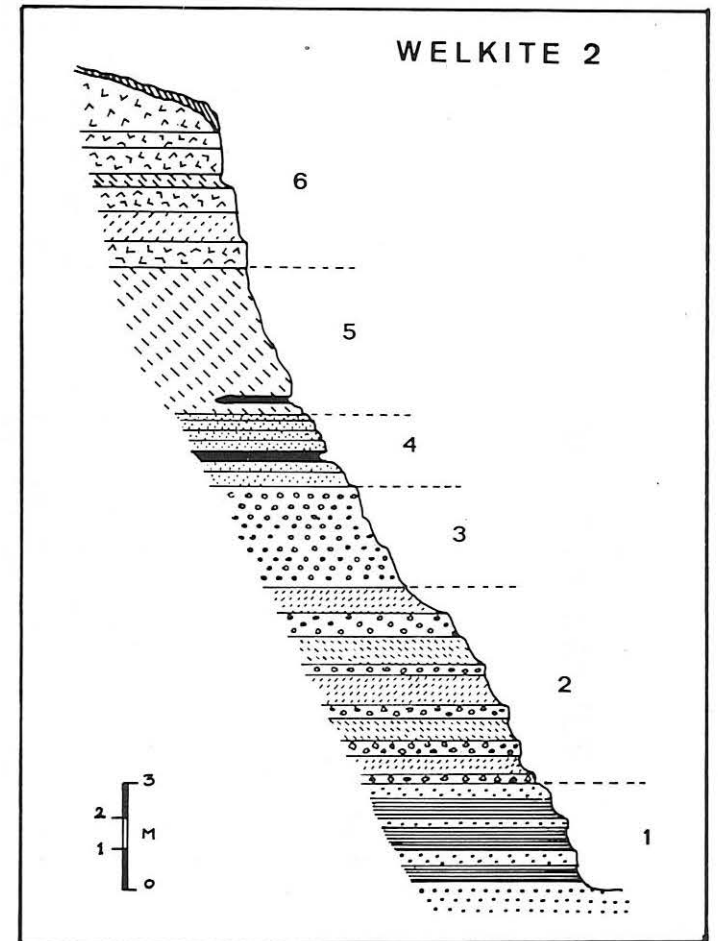


Fig. 29 – Haut Bassin de l'Omo : coupe stratigraphique à Welkite.
Upper Omo Basin : section near Welkite.

Plus tard, L. MUHLEN (1936) remarqua les appareils volcaniques récents et les associa à la présence de fractures, observation confirmée par R. SCHOTTENLOHER (1938), puis par A. DESIO (1940 b). L'analyse pétrographique des vulcanites collectées dans la région considérée fut menée par P. COMUCCI (1933) et G. PAGLIANI (1940).

G. MERLA (1963) proposa une synthèse tectonique de l'Ethiopie méridionale englobant le secteur du Grand Ghibie. Enfin, P.A. MOHR ajouta des observations personnelles intéressant la région /observations stratigraphiques dans son cours de géologie éthiopienne (1962) et surtout tectoniques dans son étude du Rift (1967)7. Très récemment, B. ZANETTIN et coll. (1974) ont inclu dans leur synthèse pétrographique les vulcanites de la région de Welkite-Abalti.

3 - REGION DE WELKITE - PONT SUR L'OMO

Au-delà du seuil de Wolisso, le Plateau Ethiope, en légère pente vers le Sud, est drainé par la rivière Walga et d'autres affluents de la rive gauche du Grand Ghibie. Cette région est séparée du bassin du Haut Guder, au Nord, par le massif du Lac Wonchi, et de la dépression du Rift, à l'Est, par le Mont Guraghe.

3.1 WELKITE

La route suit la rive droite d'un affluent de la Walga qui prend sa source à proximité de Wolisso. La surface du plateau apparaît recouverte par un tuf jaune. Les affleurements sont nombreux. Au Km 141, le tuf est bien stratifié et comprend des niveaux plus grossiers ; la disposition d'ensemble suggère une ambiance de dépôt lacustre. Au Km 149, la roche est plus compacte et massive au point d'être débitée en dalles utilisées dans les constructions ; il s'agit là plutôt d'une accumulation de projections volcaniques en milieu continental.

En quelques points ont été trouvés des empreintes et des restes de plantes.

31.1 KM 143 : GISEMENT WELKITE 1

Sur le côté droit de la route, une vaste étendue montre un sol noir portant des fragments de bois silicifiés et des galets d'opales dispersés en surface. Un kilomètre plus loin, le creusement d'un mince ruisseau découvre sous un mètre de sol noir des tufs jaunes contenant des fragments de bois au sommet. De l'autre côté de la route, dans le lit de la rivière, affleurent des basaltes. L'épaisseur du tuf jaune est évaluée à quelques dizaines de mètres.

Les bois silicifiés sont en fragments dépassant rarement 10 centimètres. L'étude de leur structure a mis en évidence au moins quatre espèces différentes, principalement de légumineuses arborescentes Miocène.

Liste des espèces: Quatrième Partie "Etude Paléobotanique"

La route s'élève sur le flanc droit de la vallée pour entrer quelques kilomètres plus loin dans le village de Welkite. Le ruissellement sur la pente met à découvert les roches sur une trentaine de mètres d'épaisseur. Ces couches sont à placer au-dessus des tufs du gisement précédent. Au-dessous vient le basalte. La coupe stratigraphique se présente ainsi,

De haut en bas :

(7)	Sol d'altération rouge contenant des graviers à patine rougeâtre, des fragments de bois remaniés et des galets d'opale	0,20-1 m
(6)	Tuf volcanique acide, gris, avec intercalations de cinérites	?
(5)	Cinérites claires en lits minces, alternant avec des bancs gréseux grossiers ; une mince veine de lignite (1-2 cm)	7 m
(4)	Alternance de bancs gréseux et shales à nombreuses empreintes végétales et dents de poissons ; une veine de lignite (30 cm)	4 m
(3)	Tuf volcanique grossier, blanc jaunâtre, à graviers fluviatiles et scories volcaniques	3 m
(2)	Cinérites claires fines intercalées de bancs gréseux. Bois silicifiés	7 m
(1)	Grès et shales à moules internes de Gastéropodes	10 m au moins

Figure 29: Haut Bassin de l'Omo, coupe stratigraphique de Welkite

a) Paléoflore

Les fossiles végétaux ont été collectés à deux niveaux :

- Couche 4 : empreintes de feuilles d'angiospermes et de nombreuses frondes de fougères.
- Couche 2 : petits fragments de bois silicifiés.

Liste des espèces: Quatrième Partie, "Etude Paléobotanique"

Ces végétaux paraissent être d'âge miocène.

b) Milieu de formation

La présence de dents de poissons, les nombreux restes de végétaux aquatiques et les veines de lignite montrent que ces couches ont été déposées en milieu lacustre. Les bancs de graviers sont des alluvions d'origine torrentielle. Ainsi, dans la région de Welkite, les cendres volcaniques ont été sédimentées en milieu lacustre pendant le Miocène. La sédimentation fine rythmée était par moment entrecoupée par l'épandage de matériaux plus grossiers apportés par les torrents. Notons que les cailloutis rougeâtres rencontrés dans le sol noir (7) correspondent à un placage également torrentiel, mais plus récent (Pliocène?).

Donc, dans la région de Welkite, LES BASALTES DES TRAPPES SONT RECOUVERTS DE PLUSIEURS DIZAINES DE METRES D'IGNIMBRITES DEPOSES EN MILIEU AERIEN OU LACUSTRE. LA FLORE QU'ELLES RENFERMENT SUGGERE UN AGE MIOCENE.

3.2 PONT SUR L'OMO

La route franchit le Grand Ghibie entre le confluent du Petit Ghibie et celui du Wabi. Nous avons convenu d'appeler cet endroit le "Pont sur l'Omo". Nous sommes ici dans la terminaison orientale de la fosse tectonique du Grand Ghibie. Les failles y sont nombreuses, les ignimbrites sont épaisses et dissimulent en grande partie la structure de la région et l'on peut se poser la question du rapport de ces vulcanites avec la fracturation.

Les gisements fossilifères ont été numérotés "OMO 1, 2, 3", en fonction de leur ordre chronologique de découverte.

Figure 30: Localisation des gisements fossilifères "OMO 1" et "OMO 2"

32.1 GISEMENT "OMO 2"

C'est ce gisement qui a fourni jusqu'alors les troncs silicifiés les plus nombreux et les plus grands. Il est situé à une vingtaine de kilomètres de Welkite.

Au Km 171, c'est-à-dire à un kilomètre environ avant que la route n'entame sa descente dans le fossé du Grand Ghibie, une trace prend à droite, au niveau de quelques huttes. Elle mène à une vaste surface légèrement déclinée au Nord, en direction de la vallée peu marquée d'un ruisseau. Celui-ci franchit en aval, par une cascade, la falaise bordière pour apporter finalement ses eaux au Grand Ghibie. La végétation comporte des épineux dispersés dans une prairie sèche interrompue par quelques champs cultivés.

Le sol très noir contient un grand nombre d'opales et des bois silicifiés de petite taille. Le ruisseau trace de nombreux méandres et son travail érosif est faible. Il permet néanmoins d'établir une coupe grossière sur une dizaine de mètres d'épaisseur :

- Sol noir : un mètre,
- Tuf jaune à niveaux de porcelanite : quelques mètres,
- Brèches volcaniques à gros fragments de roches acides : quelques mètres,
- Basalte (falaise bordière du plateau).

Les divers échantillons de bois proviennent probablement du tuf. Couchés dans le lit même du ruisseau, non en place sur le niveau bréchique, quelques troncs fortement agatisés, de teinte violette et très durs, présentent une taille peu commune : l'un a un diamètre de 0,75 mètre, un autre de près d'un mètre, pour une longueur moyenne de 1,50 mètre. Ces "billes de bois" pétrifiées sont véritablement spectaculaires et pesantes.

Les déterminations paléobotaniques montrent que cette flore est d'affinité Miocène.

Liste des espèces: Quatrième Partie "Etude Paléobotanique"

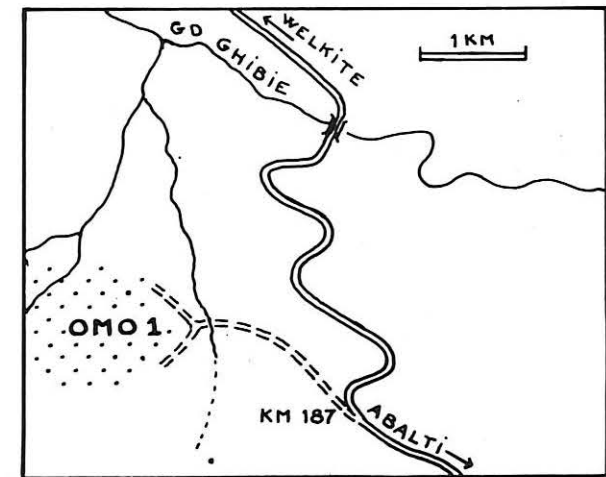
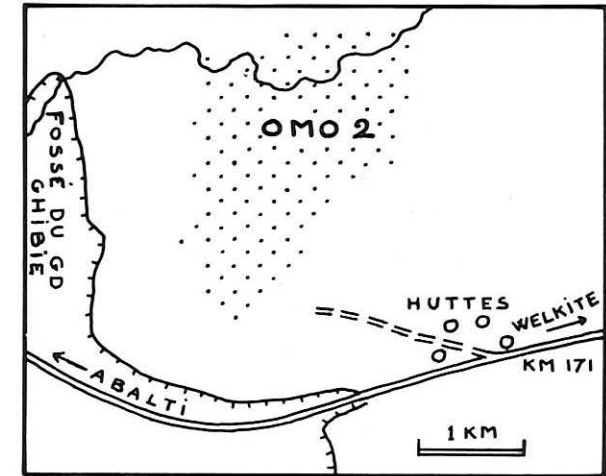
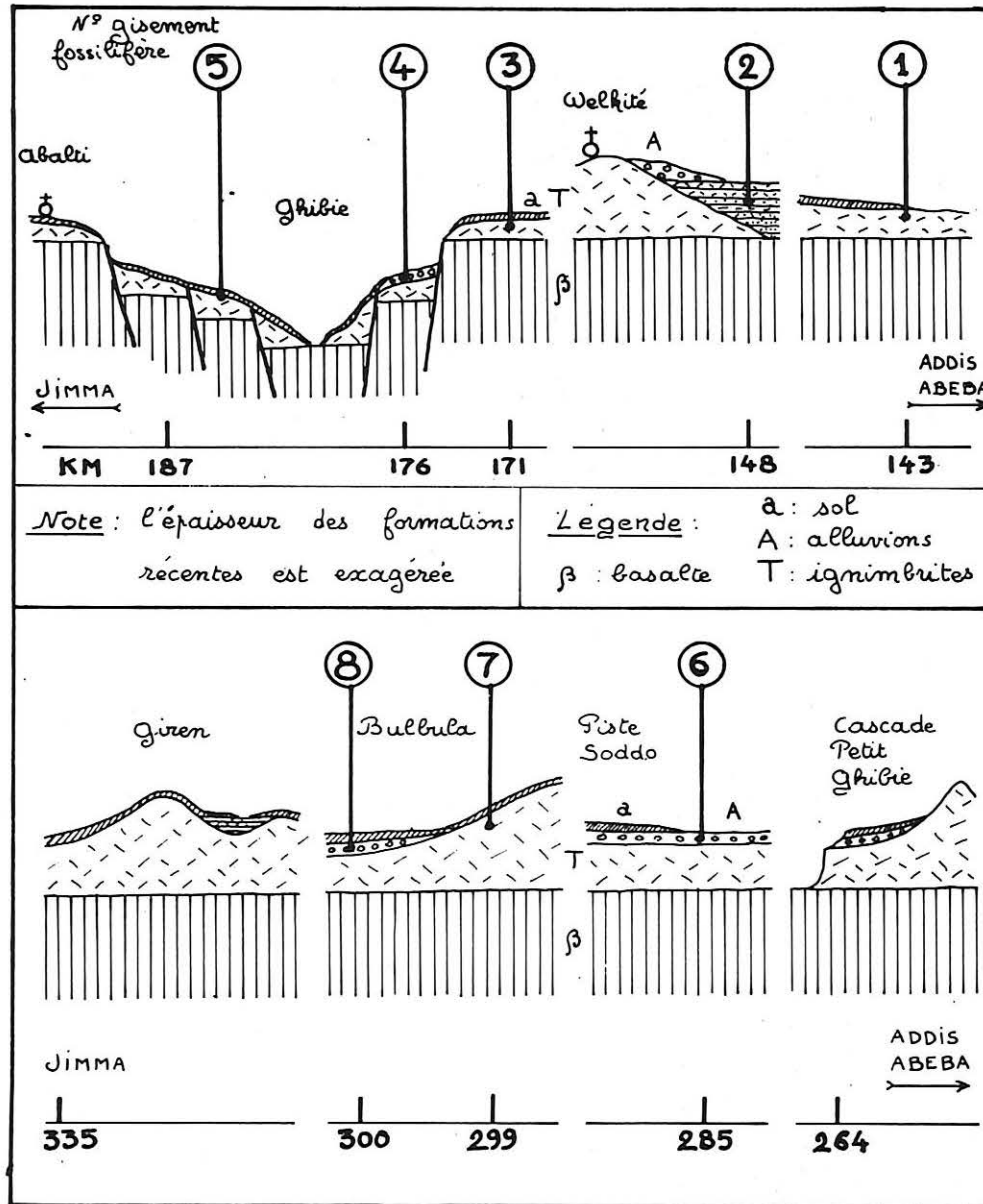


Fig. 31 – Haut Bassin de l'Omo : position stratigraphique schématique des secteurs étudiés.
Upper Omo Basin : stratigraphic sketch of fossiliferous beds.

Fig. 30 – Localisation des gisements fossilifères OMO 1 et OMO 2.
Location of fossil occurrences: 'OMO 1' and 'OMO 2'.

32.2 GISEMENT "OMO 3"

A partir du Km 172, la route franchit la falaise basaltique qui borde le plateau et commence sa descente dans le fossé du Grand Ghibie qui coule 600 mètres plus bas.

On retrouve sur les versants de la vallée les ignimbrites jaunes recouvrant le plateau. Au Km 176, au pied de l'abrupt basaltique, une petite carrière est exploitée sur le côté droit de la route. Elle met à découvert, sur plusieurs mètres d'épaisseur, des cailloutis rougeâtres. Les galets sont en majorité formés de roches volcaniques et revêtus d'une patine de couleur rouille. Les galets d'opale sont nombreux et les petits fragments de bois remaniés fréquents. Parmi ceux-ci a été reconnue une structure ligneuse de palmier.

Liste des espèces: Quatrième Partie "Etude Paléobotanique"

Cette formation de cailloutis est fort semblable à celle des environs de Jimma.

32.3 GISEMENT "OMO 1"

A la hauteur du pont routier, le Grand Ghibie coule sur un matelas de galets basaltiques noirs ; il s'engage en aval dans un défilé formé de falaises basaltiques dont les coulées sont affectées d'un pendage Sud prononcé. Nulle part n'apparaissent les roches sédimentaires de la série mésozoïque.

A proximité du pont et sur la rive droite affleurent des basaltes fortement altérés, à nombreuses enclaves de zéolithes fibreuses blanches. Ils sont dissimulés plus haut par les ignimbrites.

Au Km 187, à la sortie d'un virage ascendant à gauche, une piste empierrée prend sur la droite et redescend vers la rivière (le passage de la ligne téléphonique constitue un bon repère). Deux kilomètres plus bas, la piste traverse un ruisseau puis se divise en deux chemins. Dès lors, les premiers fragments de bois apparaissent sur le sol.

Toute la zone est constituée d'ignimbrites jaunes donnant un moutonnement de collines depuis la falaise basaltique d'Abalti jusqu'au Grand Ghibie. Le sol est épais, noir et porte une savane dense coupée de bosquets d'épineux. Les ignimbrites sont épaisses (plus de 100 mètres?), stratifiées et contiennent des intercalations de bancs gréseux à pendage incliné. L'analyse pétrographique de ces grès a donné les résultats suivants :

- Grès grossier, sans litage apparent, mal calibre (1-0,05 mm),
- Quartz : contours anguleux, extinction roulante dominante,
- Feldspaths : très nombreux. Orthose, albite, microcline frais, à contours assez anguleux,
- Pas de micas, pas de minéraux lourds directement observables,
- Grains polygéniques très nombreux provenant de roches volcaniques (basalte, trachyte, andésite). Quelques grains peuvent être des fragments de quartzite ou de granite,
- Ciment ferrugineux noir enrobant tous les grains et donnant un aspect empâté à l'ensemble.

COMPTE TENU DES CONDITIONS DE GISEMENT, NOUS INTERPRETERONS CES GRES COMME LE RESULTAT DE LA CONSOLIDATION D'ALLUVIONS FLUVIATILES.

Les bois fossilisés sont répandus sur une surface de plusieurs kilomètres carrés. Les fragments ont une taille courante de quelque 20 centimètres ; quelques-uns mesurent une cinquantaine de centimètres. L'analyse paléobotanique en cours montre que ces végétaux sont peu différents de ceux de "Omo 2" et leur attribue un âge miocène.

Liste des espèces: Quatrième Partie "Etude Paléobotanique"

Aux environs du Pont sur l'Omo, on retrouve donc la disposition stratigraphique observée à Welkite. LES IGNIMBRITES PEUVENT ETRE TRES EPAISSES ET CONTENIR EGALEMENT DES NIVEAUX DETRITIQUES TORRENTIELS OU LACUSTRES. ELLES RENFERMENT EGALEMENT UNE FLORE DE TYPE MIOCENE. Elles paraissent affectées, au moins en partie, par les fracturations ayant abouti à l'effondrement du fossé du Grand Ghibie, mais des mouvements récents d'écoulement par gravité peuvent expliquer en partie leur forte épaisseur et l'oblitération du tracé des failles sur le terrain.

4 - REGION DE JIMMA

La plaine de Jimma représente le haut bassin du Petit Ghibie (Ghibie de Jimma). C'est une étendue verdoyante assez basse (1800 m) recouverte d'un sol rouge de type latéritique. Le massif du Mont Maigudo la sépare à l'Est et au Sud des fossés de l'Omo et du Gogeb. Au Nord, une suite de hauteurs, du Mont Tucur au Mont Gorgota, constitue la ligne de partage des eaux avec le bassin de la rivière Didessa, affluent de la rive gauche du Nil Bleu.

4.1 CASCADE DU PETIT GHIBIE

Au Km 264, peu avant le village d'Asendabo, on remarque sur la droite une carrière ouverte dans une colline qui montre un empilement de roches pyroclastiques jaunes. Entre la route et la rivière du Petit Ghibie qui coule parallèlement à quelque un kilomètre de là, le sol noir est parsemé de nombreux galets d'opale parfois zonée (agathes). Contrairement à notre attente, nous n'avons trouvé aucun échantillon de bois fossilisés.

La cascade du Petit Ghibie est large de plusieurs dizaines de mètres en période de crue ; sa hauteur est de 20 mètres environ ; elle est installée sur une barre de basalte située sous les pyroclastés.

La suite stratigraphique peut être grossièrement reconstituée. Le sol noir repose sur un mince lit de cailloutis (galets basaltiques, opales) qui recouvre les roches pyroclastiques jaunes (ignimbrites) sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Au-dessous se trouvent des coulées basaltiques.

Une telle disposition n'est donc pas différente de celle observée précédemment.

Figure 31: Position stratigraphique schématique des secteurs étudiés

4.2 ANCIENNE PISTE DE SODDO

Cette piste prend au Km 285 de la route principale, 300 mètres avant le pont sur le Petit Ghibie. Elle a été tracée dans les années 40 et devait être goudronnée ; mais les troupes italiennes durent évacuer la région avant de terminer l'empierrement, en abandonnant une partie de leur matériel (toujours en place...). Récemment, un éboulement a emporté une partie de cette piste dans sa descente dans le fossé de l'Omo, peu avant le pont jeté sur la rivière.

A 600 mètres de la grande route, une carrière met à jour une formation de cailloutis épaisse de plusieurs mètres et qui repose sur des tufs volcaniques jaunes. Ce sont des galets recouverts d'une patine rougeâtre et légèrement cimentés. La carrière a également livré quelques fragments de bois remaniés de petite taille (échantillon "J 1") et des ossements de grands mammifères (vertèbres d'éléphant?). Ces alluvions fluviatiles sont apparemment récentes (Plio-quaternaires?).

Les tufs jaunes s'étendent jusqu'à la bordure du fossé de l'Omo. Ils sont plus ou moins dissimulés par un revêtement latéritique. Au Km 9, sur la rive concave d'un ruisseau, ils apparaissent bien stratifiés sur une hauteur d'une vingtaine de mètres. Au Km 70 environ, la piste amorce sa descente dans le fossé de l'Omo et l'on retrouve au-dessous des tufs les basaltes des Trappes.

4.3 BULBULA

Les affleurements d'ignimbrites sont abondants au bord de la route entre les Km 290 et 300.

Sur le côté droit de la route, à 2 kilomètres au NNW d'un grand virage marquant le Km 299, la couche de latérite est dégagée par les eaux de ruissellement. Il apparaît sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres une brèche volcanique contenant de gros fragments de troncs silicifiés. Ceux-ci sont généralement couchés et peuvent atteindre un mètre de longueur (lieu-dit "Farissi", échantillon "BUL"). Les espèces, différentes de celles déterminées précédemment, sont d'affinité Mio-Pliocène. Cependant, l'absence d'affleurement basaltiques ne permet pas de connaître l'épaisseur totale des projections ni la position stratigraphique précise de cette brèche fossilifère.

La route franchit le pont de la rivière Bulbula qui reçoit sur sa rive droite les eaux de la source chaude du même nom. Au Km 300, sur le côté gauche de la route, on voit un niveau de cailloutis à patine rougeâtre d'une épaisseur de 50 centimètres qui reposent sur les brèches de tufs jaunes. Le sol qui le recouvre est noir et d'épaisseur variable. Ces cailloutis ont les mêmes caractères que ceux de la piste de Soddo : les galets sont formés de roches volcaniques, en particulier d'opale, et les petits morceaux de bois fossiles remaniés ont été étiquetés "JIM".

Liste des espèces: Quatrième Partie "Etude Paléobotanique"

4,4 GIREN

La plaine de Jimma est garnie d'une épaisse couche de latérite. Le petit village de Giren est perché sur la colline de tufs volcaniques dominant la ville de Jimma. Il occupe le site de l'implantation primitive de la capitale du pays Guraghe, avant que ne soit construite la ville moderne. On pouvait visiter le "palais" de l'ancien sultan de Jimma, toujours en vie en 1972. A cette époque, celui-ci nous reçut et voulut bien nous faire conduire à un gisement de lignite qu'il possédait sur ses terres. En effet, à 1 kilomètre environ en contrebas du "palais", dans le lit d'un ruisseau, affleurent sur quelques mètres des couches de lignite stratoïde. L'analyse pollinique n'a fourni aucun résultat. Ce lignite représente le dépôt d'un lac pliocène (?) installé sur les tufs volcaniques.

4,5 BONGA

Au Sud de Jimma, la latérite est épaisse, la végétation dense et les affleurements rares. Les basaltes des Trappes sont en majeure partie dissimulés par une puissante couche de projections pouvant former localement des collines entières de plusieurs centaines de mètres de hauteur. La vallée de la rivière Gogeb montre le grand développement des formations pyroclastiques (tufs, brèches). A partir de Bonga, la forêt tropicale se généralise et les affleurements deviennent quasi inexistantes.

A Bonga même, la cascade située à quelque distance de la mission protestante découvre une falaise basaltique sur une trentaine de mètres. A Dembira, sur la piste de Mizan Tafari, on note sur le talus des roches pyroclastiques très altérées.

Dans la région de Jimma, on retiendra donc la superposition d'une épaisse couche d'ignimbrites mio-pliocène sur les basaltes de la Série des Trappes et, localement, la présence d'une mince nappe de cailloutis plio-quatérnaires. Au Nord de Jimma, le sol qui recouvre les ignimbrites ou les cailloutis est très noir. Il est latéritique à proximité de la ville et au Sud.

5 - CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

5,1 LE PROBLEME DES GRES MESOZOIQUES

En 1886, A. AUBRY décrit dans la vallée du Grand Ghibie "des grès blancs, jaunes, rouges ... passant souvent à l'arkose et quelquefois micacés". Il les inclut dans le faciès "Grès supérieurs". G. STEFANINI (1933) les plaça d'abord dans le faciès des "Grès d'Adigrat", mais finalement se rangea aux vues d'A. AUBRY dans sa carte géologique.

A. DESIO (1940 a) considéra ces grès comme principalement lacustres, sans toutefois les dater, tandis que G. DAINELLI (1943) vit en eux les témoins de l'extension maximale vers le Sud-Ouest de la mer jurassique. G. MERLA (1963) nia leur existence en précisant qu'il n'y avait que du basalte dans la vallée du Grand Ghibie. P.A. MOHR (1962) enfin rapprocha ces grès des niveaux de tufs et de cailloutis observés plus au Nord et les interpréta comme des dépôts intra-trappéens.

La position stratigraphique et l'analyse pétrographique des bancs gréseux du gisement "Omo I" ne laissent pas de doute quant à leur origine : CES GRES SONT DES DEPOTS LACUSTRES DETRITIQUES INTER-CALES DANS LES IGNIMBRITES RECOUVRANT LES BASALTES TRAPPENS. NOUS POUVONS CONFIRMER AINSI L'ABSENCE D'AFFLEUREMENT DE SEDI-MENTS MESOZOIQUES DANS LE HAUT BASSIN DE L'OMO. L'épaisseur des vulcanites est considérable puisque nulle part les roches sous-jacentes n'apparaissent alors que certains fossés avoisinent les 1000 mètres de profondeur. Il faut descendre la vallée de l'Omo en aval du confluent du Gogeb, ou se rendre au Nord dans la vallée de la Didessa, pour observer le contact direct de la base des Trappes sur le Socle. Il est donc probable que non seulement la série mésozoïque n'affleure pas, mais que de plus, elle n'existe pas sous l'épaisse couverture volcanique, au moins dans la partie Sud de la région étudiée.

5.2 LA SERIE DES TRAPPES

Nous venons de voir que son épaisseur était très importante, vraisemblablement plusieurs centaines de mètres. L'analyse pétrographique des basaltes a été faite par P. COMUCCI (1933) à partir d'échantillons collectés par la mission CERULLI à Abalti et Jimma. Ce sont des roches noires, à grains plutôt gros, dont la masse fondamentale quasi holocristalline est faite surtout de cristaux de plagioclases. G. STEFANINI (1933), tout en insistant sur la grande extension de la série trappique, ajouta : "Les basaltes de type normal présentent une grande uniformité ... La plupart montre une tendance à la structure holocristalline ou sont peu vitreux, sans avoir toutefois une structure cristalline franche. Le feldspath est ordinairement la labradorite ou un terme un peu plus basique. Olivine et Augite sont associées, mais l'une ou l'autre est prédominante."

Certaines coulées ont subi une zéolithisation importante.

De leur côté, B. ZANETTIN et E. JUSTIN VISENTIN (1974) distinguent deux termes basaltiques dans la vallée du Grand Ghibie :

- Des coulées supérieures horizontales, datées radiométriquement Miocène (- 11 millions d'années) et appelées par eux "Basaltes de Fursa",
- Des coulées inférieures déformées, estimées Oligo-Miocène.

Nous nous permettrons de remarquer que la fracturation de la région rend bien difficile toute tentative de stratigraphie ; les auteurs déclarent "les basaltes supérieurs clairement discordants sur les basaltes inférieurs". Mais en quel lieu ce contact est-il visible? La vallée est garnie d'éboulis et d'épaisses ignimbrites rendant les affleurements basaltiques très espacés. Les basaltes affleurant le long de la route au-dessous de la falaise du côté Nord font partie de pans effondrés ; ceux du fond de la vallée sont des blocs basculés par des failles récentes (voir § 6). Il est exact que les basaltes affleurant à proximité du pont paraissent plus anciens, parce qu'ils sont plus altérés. Mais dans le lit de la rivière, on peut voir des basaltes paraissant eux très frais. Gardons nous donc de systématisation hâtive : la datation radiométrique de quelques échantillons épars ne suffit pas à établir définitivement une stratigraphie.

5,3 LE VOLCANISME POST-TRAPPÉEN

Les produits s'étendent sur la majeure partie de la région considérée, sous forme d'une couverture ignimbrétique presque continue, parsemée de reliefs volcaniques acides.

Ces appareils volcaniques récents furent reconnus par L. MUHLEN (1936) sur la rive gauche du Grand Ghibie, dans les affleurements domiformes de phonolite et d'andésite. D'ailleurs, bien auparavant, C.A. RAISIN avait analysé une phonolite collectée dans le même secteur. Le dôme phonolitique du village d'Abalti est bien caractéristique ; d'autres édifices de mêmes formes sont visibles depuis la route entre Abalti et Asendabo.

L'épaisseur de la couverture d'ignimbrites varie de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Ces projections consolidées sont de nature pantellérétique selon A. PAGLIANI (1940). (La pantellérite est une rhyolite sombre sodique à aegyrine et arfvedsonite).

Sur la rive gauche de l'Omo, G. DE ANGELIS D'OSSAT et F. MILLOSEVITCH (1900) reconnurent la présence de rhyolite et de tuf trachytique. Or, l'on sait que les pantellérites sont souvent suffisamment pauvres en quartz pour être considérées comme des variétés de trachyte. On en déduit que c'est bien le même type de roche qui recouvre le horst séparant la fosse de l'Omo du Rift. Au Nord, le massif du Mont Guraghe présente également un épais manteau ignimbrétique.

Le milieu de dépôt de ces projections est variable. A. FRANCAVIGLIA (1940) avait déjà observé de nombreux sédiments lacustres dans les roches volcaniques du Mont Guraghe. A Welkite, la stratification, la nature de la flore et des sédiments, sont les indices d'un milieu lacustre. A Giren, la présence de lignite donne la même indication. En d'autres points, l'absence de stratification régulière et d'intercalations argilo-gréseuses caractérise un milieu aérien.

La période d'émission ne paraît pas la même au Nord et au Sud si l'on s'en tient aux caractérisations paléobotaniques. Dans la région de Welkite - Pont de l'Omo, les fossiles végétaux sont d'affinités Miocène ; les différences de composition floristique sont expliquées par la différence des conditions de milieu. Dans celle de Jimma, les espèces ligneuses sont plutôt Mio-Pliocène. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous voyons deux interprétations possibles :

- La phase explosive a eu lieu plus tôt dans le Nord (Miocène) que dans le Sud (Mio-Pliocène),
- La phase explosive a commencé partout à la même époque mais s'est prolongée plus tard au Sud.

Cependant, dans une récente publication, B. ZANETTIN et E. JUSTIN VISENTIN (1974) indiquent un âge radiométrique pliocène (4 millions d'années) pour un seul échantillon prélevé dans la couverture ignimbrétique, à Endeber (Est de Welkite), et qu'ils rangent dans leur groupe des "Rhyolites de Balchi". Connaissant les incertitudes de la méthode au K/A dans la datation des roches vitreuses, nous tiendrons ce résultat comme simplement indicatif.

Seule l'étude détaillée de la stratigraphie des ignimbrites permettrait de trancher. En tout état de cause, il paraît évident qu'il y a eu plusieurs phases d'émission.

Un autre problème est posé par la localisation des lieux d'émission. P.A. MOHR (1967) les situe sur une fissure principale coïncidant maintenant avec la marge occidentale du Rift, compte tenu du fait que le long de cette ligne l'épaisseur des vulcanites est maximale. Les cônes sont composés de trachyte à anorthose, phonolite, pantellérite et cendres.

Les dômes volcaniques phonolitiques observés le long des vallées des Ghibie peuvent représenter également des centres d'émission de la couverture ignimbritique, ou un volcanisme plus tardif.

5.4 LES CAILLOUTIS RECENTS

Ces placages alluvionnaires sont sporadiques et minces (quelques mètres d'épaisseur maximale). Les galets sont principalement des fragments roulés de roches volcaniques qui portent une patine rougeâtre pouvant caractériser un climat chaud et humide (?). Les morceaux de bois remaniés proviennent des couches pyroclastiques antérieures et ne sont d'aucun secours pour une datation. La détermination des ossements contenus dans la formation permettrait de savoir s'il s'agit d'un épandage pliocène ou d'âge plus récent (période pluviale?).

5.5 LES SOLS

La latérite de la région méridionale de Jimma est un sol dont la formation continue de nos jours si l'on considère les conditions climatiques actuelles (climat chaud et humide). On doit cependant la distinguer de la terre rouge ("Cicca rossa" de G. MERLA) recouvrant les Trappes de la région d'Addis Abeba qui, elle, est fossile.

Le sol noir ("Cicca nera") correspond à l'action d'un climat plus sec favorisant la végétation herbacée. On le trouve au Nord de Jimma sur les ignimbrites. Sa formation paraît récente, voire actuelle.

5.6 LA SERIE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE

Elle peut être ainsi reconstituée, de haut en bas :

- (5b) Sol rouge (Sud de Jimma) : latérite, quelques mètres
- (5a) Sol noir (Nord de Jimma) : , quelques mètres
- (4) Cailloutis rougeâtres : galets de vulcanites, opales, fragments de bois silicifiés. Plio-Quaternaire, quelques décimètres à quelques mètres
- (3) Appareils volcaniques acides : trachy-phonolitiques. En partie contemporains de (2) ou postérieurs. Pliocène
- (2) Ignimbrites : tufs jaunes et brèches volcaniques pantelléritiques

Intercalations de niveaux lacustres localement épais. Nombreuses silicifications. Miocène au Nord, Mio=

Pliocène au Sud. Quelques mètres à quelques centaines de mètres.

- (1) Basaltes et pyroclastes des Trappes : épaisseur, plusieurs centaines de mètres.

6 - REMARQUES TECTONIQUES

6.1 Dans la vallée du Grand Ghibie, la présence de nombreuses failles fut déjà notée par A. DESIO (1940 b) et, plus tard, G. MERLA (1963) distingua en particulier la "fosse du Ghibie" sur sa carte structurale.

Le trajet même des failles est en fait peu visible sur le terrain, les tufs n'étant pas suffisamment compacts et rigides pour conserver la trace des cassures récentes. On peut cependant remarquer des penchages souvent bien marqués dans certains affleurements des Trappes (30° à proximité du Pont sur l'Omo) alors que d'autres présentent des coulées sub-horizontales.

L'observation de la vallée depuis le sommet de la falaise à proximité d'Abalti montre bien la juxtaposition de compartiments basaltiques diversement inclinés et plus ou moins empâtés par les ignimbrites sus-jacentes. La vallée du Grand Ghibie a donc été formée par l'effondrement de gradins limités par des failles orientées NW-SE, direction à rapprocher de celle des fractures de la vallée du Guder, plus au Nord.

La structure est la même pour le fossé de l'Omo orienté NNE-SSW, que R. SCHOTTENLOHER avait déjà fort justement désigné du nom de "Omo Graben". P.A. MOHR (1967) le considère comme un véritable Rift secondaire séparé du Rift principal par le horst des Monts Guraghe et Gughe (à l'Ouest du lac Margherita ou Abaya). De même, les vallées du Petit Ghibie et du Ghibie Ennarta sont autant de fossés d'effondrement parallèles à celui de l'Omo. La disposition en gradins explique la forte épaisseur apparente des Trappes sur les versants des vallées et l'absence d'affleurements de terrains plus anciens.

Les vues ERTS que nous possédons ne couvrent qu'un secteur limité au Nord. Leur analyse confirme la présence de fractures souvent difficiles à suivre dans les ignimbrites. Comme l'a observé P.A. MOHR (1967), le réseau hydrographique apparaît déterminé par l'interférence de deux réseaux de failles :

- l'un parallèle à l'orientation générale du Rift : NNE-SSW,
- l'autre grossièrement perpendiculaire : NW-SE.

On remarque également sur la photo ERTS que la zone de Welkite est située dans le prolongement septentrional du Graben de l'Omo.

Figure 32: Pont sur l'Omo, fracturation d'après vues ERTS

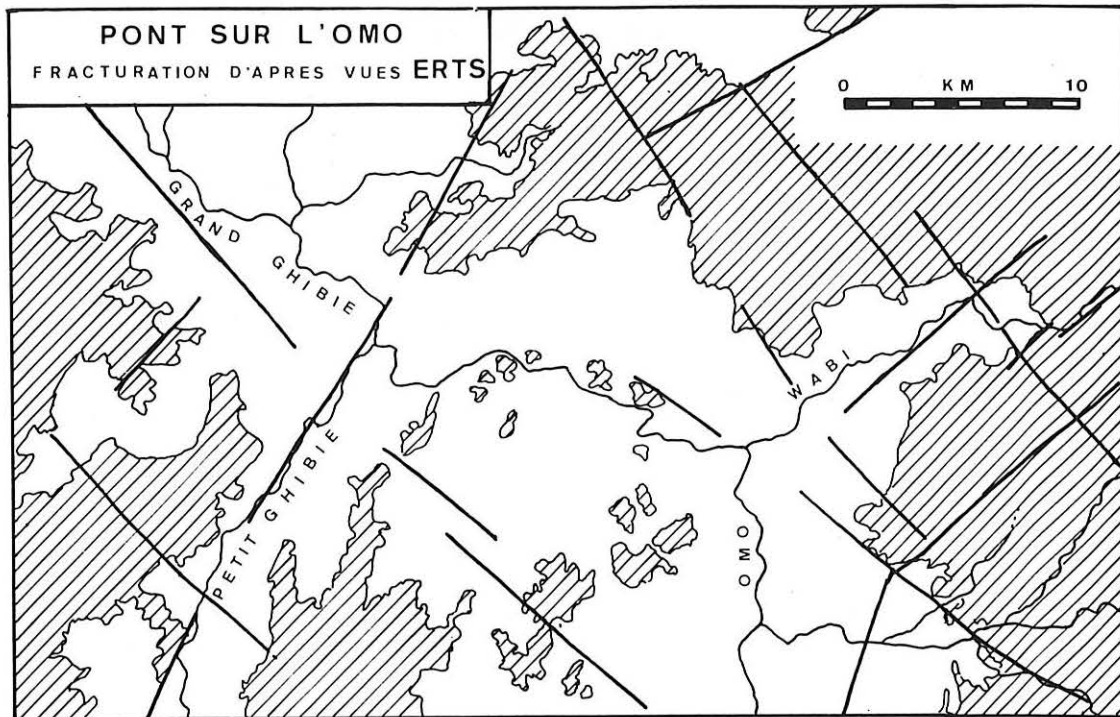


Fig. 32 – Pont sur l’Omo : fracturation d’après vues ERTS.
 Omo bridge : faulting according to ERTS imagery.
 (hachures : altitude > 1 800 m).

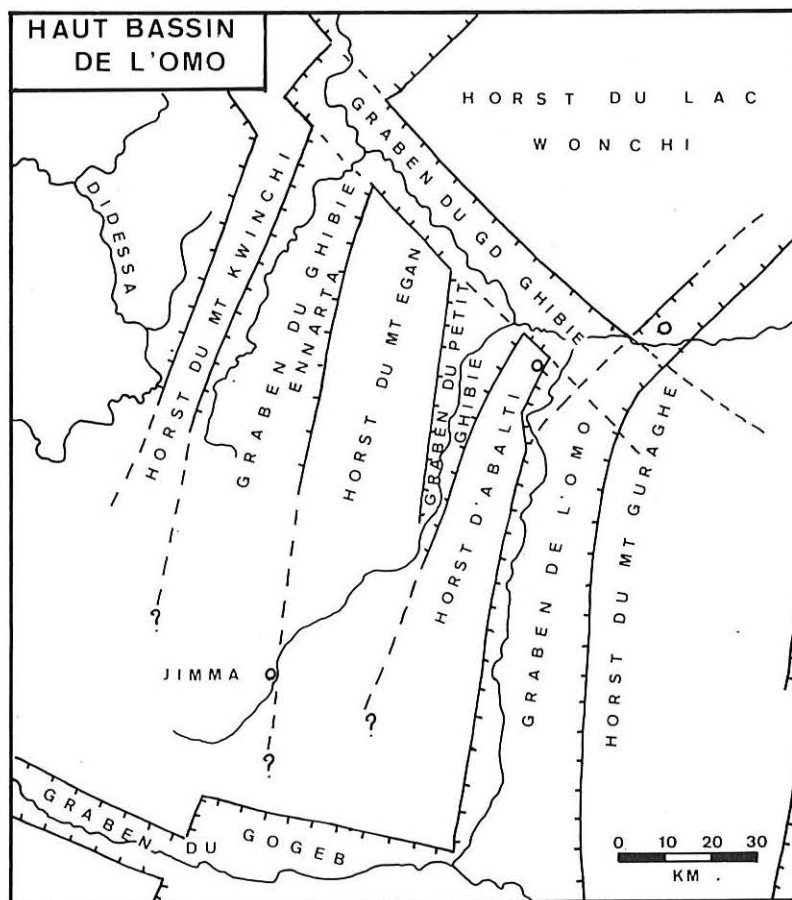


Fig. 33 – Haut bassin de l’Omo : carte structurale.
 Upper Omo Basin : Structural map.

6.2 Les documents manquent pour l'interprétation tectonique du Sud de la région. Le parcours de la rivière Didessa et de ses tributaires laisse supposer l'existence d'une disposition structurale similaire à l'Ouest. Les vues ERTS couvrant une zone plus septentrionale (bassin de la rivière Angar, affluent de la rive droite de la Didessa) montrent aussi des failles NNE-SSW.

Nous connaissons peu de choses sur la fracturation de la plaine de Jimma. La source chaude de Bulbula est probablement située sur une faille qui se poursuit au Nord sur la marge occidentale du graben de Ghibie Ennarta. D'autre part, P.A. MOHR (1967) a noté une inclinaison nette des basaltes vers l'Ouest.

De même, une source d'eaux chaudes a été notée à la tête de la vallée Gogeb. Des pendages inclinés sont visibles dans les ignimbrites et le parcours général de la rivière est grossièrement parallèle à celui du Grand Ghibie. Ces observations confirment la disposition en graben de cette vallée.

La fracturation est donc intense dans tout le haut bassin de l'Omo. ELLE PRODUIT AU NORD UNE CURIEUSE DISPOSITION EN "TOUCHES DE PIANO" ORIENTEE NNE-SSW. ELLE N'EPARGNE PAS NON PLUS LE SECTEUR MERIDIONAL DE JIMMA, OU CEPENDANT LA DISPOSITION DES COMPARTIMENTS PARAIT PLUS IRREGULIERE.

Figure 33: Haut Bassin de l'Omo, carte structurale

Il reste enfin à considérer les places chronologiques respectives de la fracturation et de l'émission des ignimbrites. Nous avons vu que dans l'ensemble LES FAILLES OBSERVEES PARAISSENT AFFECTER LES IGNIMBRITES ; ELLES LEUR SERAIENT DONC POSTERIEURES. De ce fait, CES MEMES FAILLES SERAIENT DATEES POST-MIOCENE ET PROBABLEMENT POST-PLIOCENE. Nous rejoignons les conclusions de P.A. MOHR qui estime Pléistocène l'âge des fractures ayant produit localement l'effondrement du Rift et l'exhaussement de ses bordures (horst Guraghe). A cette phase pourrait être associée une activité volcanique (Massif du lac Wonchi, certains dômes phonolitiques). On ne peut exclure également des mouvements actuels favorisant l'écoulement par gravité des ignimbrites dans les vallées et concourant ainsi, avec le travail des eaux courantes, à l'estompement superficiel du réseau faillé.

Il faut néanmoins rappeler que l'émission de ces vulcanites présuppose une fissuration, c'est-à-dire des mouvements cassants dès le Miocène. Ainsi, là encore LES MOUVEMENTS PAROXYSMALUX DU PLEISTOCENE ONT ETE PREPARES DE LONGUE DATE.

BORDURE ORIENTALE DU PLATEAU ETHIOPIEN

La région considérée s'étend depuis Addis Abeba jusqu'au Nord de Debre Sina, soit sur une longueur de 150 kilomètres environ. Elle correspond à la zone faillée qui marque la transition entre les hautes terres du Plateau Ethiope, plus ou moins profondément entaillé à l'Ouest par le Canyon du Nil Bleu et de ses tributaires, et la dépression du Rift à l'Est.

Figure 34: Carte structurale d'après vues ERTS

La limite orientale du plateau n'est pas toujours bien définie. De Addis Abeba à Nazareth, situé dans la zone médiane du Rift (Wonji fault belt de P.A. MOHR), on descend progressivement par une série de gradins et les failles sont jalonnées d'appareils volcaniques récents (volcanisme de la région de Debre Zeit, Mont Zuquala et ses acolytes). Les abrupts de failles sont souvent peu apparents.

Au contraire, le plateau se termine brutalement par un abrupt de plusieurs centaines de mètres de hauteur depuis la vallée du Cassam jusqu'au-delà d'Ankober. Cette faille-limite principale est accompagnée à l'Est par un réseau de failles parallèles de moindre importance déterminant une zone de collines d'altitude décroissante jusqu'à la portion centrale du Rift. C'est la disposition classique "en échelon" décrite plus au Nord, dans la province du Tigre, par E. ABBATE et M. SAGRI (1969), puis par L. MORBIDELLI et E.M. PICCIRILLO (1973) dans la vallée de l'Awash.

La surface du plateau a une altitude moyenne de 2800 mètres et atteint 100 kilomètres de largeur jusqu'à la tête des canyons des affluents du Nil Bleu à l'Ouest. Elle est hérissée de reliefs volcaniques anciens dépassant 3000 mètres (Mont Rufi, Feta, Meghezez, Woti).

La zone bordière du plateau devient plus complexe au Nord de Debre Berhan. Les rivières tributaires du Nil Bleu entaillent profondément le plateau dont la surface se réduit à de minces interfluves. La zone bordière élevée du fait du relief volcanique surimposé (Mont Woti) est toujours tronquée par une faille importante formant falaise, mais le réseau de failles flanquant sa base a provoqué un mouvement de bascule des différents compartiments isolant en particulier un graben parallèle à la direction générale NNE-SSW du Rift, le "graben de Robi-Borkenna" selon P.A. MOHR.

Jusqu'à ces dernières années, cette zone bordière n'a fait l'objet que de peu d'études détaillées. P.A. MOHR (1961) a publié des observations pétrographiques et morphologiques sur la région des volcans de Bichoftu (ou Debre Zeit). Dans un travail ultérieur (1967), il analyse la zone médiane du Rift au niveau de Nazareth (Wonji fault belt) du point de vue

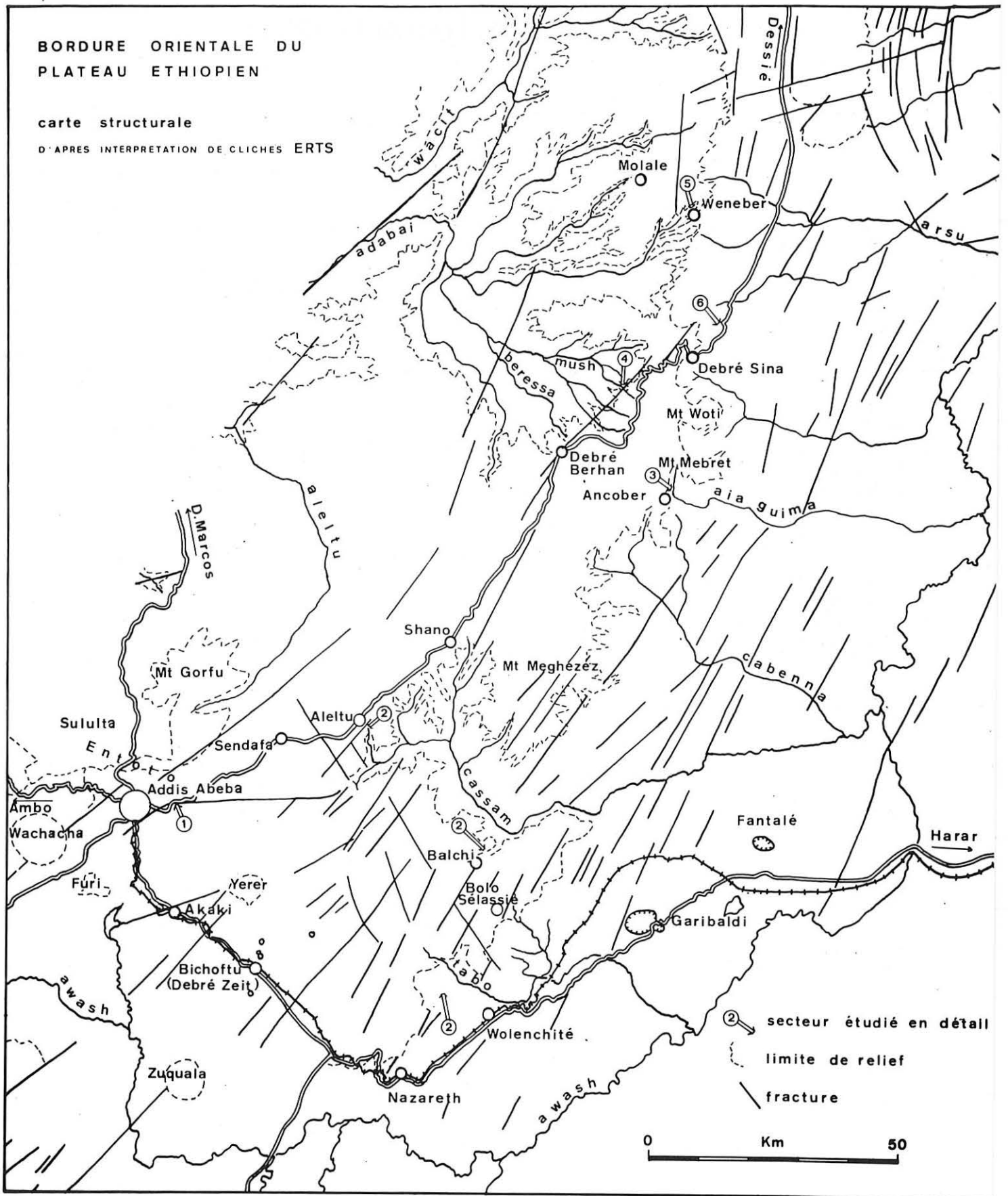


Fig. 34 – Bordure orientale du Plateau Ethiopien ; carte structurale d'après vues ERTS.
Ethiopian Plateau Eastern Border : structural map from ERTS Imagery.

géophysique et tectonique. L'itinéraire géologique préparé par le Département de Géologie d'Addis Abeba à l'occasion du congrès de micropaléontologie de 1971 donne quelques indications sur la tectonique de la même région.

La carte géologique au 1 : 500 000ème de M. GORTANI et A. BIANCHI (1941), restreinte aux zones bordières des routes d'Addis Abeba - Dessie et d'Addis Abeba - Nazareth - Awash Station, apporte peu d'indications. La description des itinéraires correspondant, publiée bien plus tard (en 1973), contient en revanche quelques coupes et quelques descriptions pétrographiques intéressantes. On trouvera en outre quelques mentions isolées de la zone bordière dans le cours de géologie de P.A. MOHR (1962). W.H. MORTON en a effectué une étude géomorphologique d'après photo-interprétation (1972) dont s'est servi V. KAZMIN dans l'établissement de la carte géologique d'Ethiopie. C'est dire que jusqu'alors et mises à part quelques observations partielles anciennes, la seule exploration géologique, d'étendue bien limitée et dont les résultats aient été publiés, était celle de A. FRANCAVIGLIA (1938-1940).

Très récemment, B. ZANETTIN et coll. ont entrepris l'étude pétrographique et structurale de la bordure orientale du Plateau Ethiopien. Leurs résultats sont disséminés dans de nombreux articles plus ou moins complémentaires, publiés à partir de 1974, qui contiennent quelques coupes stratigraphiques et de nombreuses analyses chimiques et datations radiométriques des vulcanites.

Sans prétendre effectuer une étude exhaustive de cette région, nous nous contenterons d'analyser les données stratigraphiques, tectoniques et, le cas échéant, paléontologiques de quelques lieux précis choisis essentiellement en fonction de leur accessibilité. Dans l'impossibilité de consulter actuellement des photos aériennes de cette région, nous utiliserons au mieux les clichés ERTS pour définir les grands traits structuraux de la région considérée.

Dans ce chapitre seront successivement examinées :

- 1 - Les collines d'Entoto sises sur le plateau au Nord-Ouest de la capitale ;
- 2 - La haute et la moyenne vallées de la rivière Cassam, affluent de l'Awash, et la "reculée" de Wolenchite, dans la zone bordière faillée du Rift ;
- 3 - La région de Debre Berhan, incisée à l'Ouest par les affluents du Nil Bleu (rivières Beressa et Mush), et celle d'Ankober, en bordure de l'escarpement majeur du plateau dominant le Rift, celle de Molale, plus au Nord, avec en contrebas le graben de Robi-Borkenna (Debre Sina).

Les vulcanites seront rangées conformément à la classification proposée par J. BEAUCHAMP et Y. LEMOIGNE en 1973. Le tableau IX ci-après regroupe quelques analyses chimiques faites dans les vulcanites du Plateau Ethiopien.

	SERIE DES TRAPPES				IGNIMBRITES POST TRAPPEENNES						SHIELD GROUP				
	(1) basalte	(2) labradorite	(3) basalte	(4) basalte	(5) comendite	(6) obsidienne	(7) trachyte à anorthose	(8) trachyte à anorthose	(9) comendite	(10) comendite	(11) basalte	(12) basalte	(13) basalte	(14) basalte	(15) basalte
SiO ₂	46,69	47,3	48,99	45,72	71,78	70,88	61,78	62,68	75,33	75,02	45,14	49,11	46,36	44,92	47,42
TiO ₂	1,80	3,4	3,50	1,15	0,66	0,53	1,10	0,99	0,19	0,24	1,42	3,39	2,99	4,00	3,05
Al ₂ O ₃	14,88	17,8	14,20	14,24	10,29	10,59	13,23	13,44	11,55	11,03	18,64	13,68	17,10	16,00	15,96
Fe ₂ O ₃	10,09	4,2	4,62	1,91	4,43	1,42	7,98	5,25	2,82	2,23	9,26	4,09	4,54	12,01	4,97
FeO	6,73	11,5	7,96	8,60	1,67	4,41	traces	1,00	1,12	1,43	4,77	8,92	7,40	2,10	6,92
MgO	5,63	4,5	4,18	10,50	0,21	0,36	0,12	0,15	0,06	0,22	5,85	5,63	4,02	4,38	5,65
CaO	8,97	7,1	9,39	10,55	traces	0,48	0,76	0,46	0,08	0,17	10,54	8,68	8,16	6,63	8,70
MnO			0,27	0,15	1,02	0,11	3,18	2,72	0,02	0,17	0,14	0,22	0,07	0,17	0,15
K ₂ O	1,48	1,1	0,85	0,54	3,70	4,75	4,27	3,06	4,39	4,63	1,52	1,28	2,36	1,30	1,24
Na ₂ O	2,97	2,8	3,77	2,22	5,37	6,21	4,39	4,43	3,72	4,14	2,09	3,14	3,51	2,21	3,62
P ₂ O ₅			0,26	0,22		0,05			0,02	0,02	0,40	0,48	0,63	0,69	0,89
H ₂ O	1,30	1,6	1,40	3,36	1,56	0,07	3,46	6,30	0,24	0,89	0,66	1,31	1,62	4,88	1,00
Cl						0,16							1,16		
F						0,18									
Total	100,54	101,3	99,39	99,16	100,69	100,37	100,27	100,48	99,54	100,19	100,43	99,93	99,92	99,29	99,62

- (1) Addis Alem, vallée de Berga - L. DUPARC (1930)
 (2) Balchi, affluent du Cassam - H. ARSANDAUX (1903)
 (3) Goha Tsion - B. ZANETTIN et coll. (1976)
 (4) Mugher - B. ZANETTIN et coll. (1976)
 (5) Entoto, Ambassade G.B. - P. COMUCCI (1932)
 (6) Entoto - O. HIEKE MERLIN (1974)
 (7) Entoto, Ambassade G.B. - P. COMUCCI (1932)

- (8) Entoto, Ambassade G.B. - P. COMUCCI (1932)
 (9) Entoto (Col) - B. ZANETTIN et coll (1976)
 (10) Route de Molale - B. ZANETTIN et coll (1976)
 (11) Mont Meghezez, vallée de Mieti - L. DUPARC (1930)
 (12) Vers Debre Sina - B. ZANETTIN et coll (1974)
 (13) Debre Sina - O. HIEKE MERLIN (1974)
 (14) Termaber - B. ZANETTIN et coll (1976)
 (15) Ancober - B. ZANETTIN et coll (1976)

Tabl. IX - Vulcanites du plateau éthiopien central. Composition chimique.

1 - COLLINES D'ENTOTO

Cette aire de reliefs volcaniques anciens atteignant 3000 mètres limite au Nord-Ouest la capitale. Les routes de Debre Marcos, de Dessie et d'Ambo les parcourent. Ces collines dominent la zone déprimée d'Addis Abeba faisant partie du "gradin du Haut Awash" selon G. MERLA (1963). Elles sont bordées par un accident constitué de nombreuses failles NE-SW et que l'on peut suivre jusqu'à Ambo.

1.1 PETROGRAPHIE

Les collines d'Entoto sont constituées essentiellement de pyroclastes avec des coulées courtes de roches acides. Elles sont recouvertes par endroits d'un sol rougeâtre de type latéritique ayant donné lieu à l'implantation de briquetteries (sortie d'Addis Abeba sur la route d'Ambo).

Sur le terrain, on reconnaît facilement la grande abondance des cendres et tufs jaunes ou gris avec larmes d'obsidienne (route de Debre Marcos, Km 8), des laves vitreuses finement vacuolaires, très légères et très fragiles, quelques coulées basaltiques (route de Debre Marcos, Km 5), des brèches volcaniques à éléments trachytiques (route de Dessie, Km 15).

Des analyses pétrographiques d'échantillons provenant de la zone d'Entoto ont été publiées par de nombreux auteurs, sans toutefois que les spécimens collectés aient été situés de façon précise.

A. ROSIWAL (1891) a indiqué dans le ruisseau "Gherba" (probablement "Gerbi", vers la station de Sululta) un trachyte phonolithique, un tuf trachytique, une liparite de structure felsitique et un trachyte hyalitique. P. COMUCCI (1932) a décrit sur la route de Dessie (Ambassade britannique) une comendite et un trachyte à anorthose. O. HIEKE MERLIN (1959) a analysé une obsidienne récoltée par A. GORTANI et M. BIANCHI sur la route de Dessie. Enfin, B. ZANETTIN et coll. (1976) viennent de publier les analyses chimiques d'ignimbrites collectées dans les collines d'Entoto.

Figure 35: environs d'Addis Abèba, carte topographique

1.2 STRATIGRAPHIE

La position respective des vulcanites d'Entoto est délicate à établir. M. GORTANI et A. BIANCHI (1938) ont proposé la succession suivante pour la région d'Addis Abeba, sans indication d'épaisseur,

De haut en bas :

- (4) Basaltes avec ou sans intercalations de trachyte ou trachy-andésite
- (3) Liparite et tuf liparitique (rhyolite riche en sanidine)
- (2) Andésites à gros cristaux de feldspaths
- (1) Basaltes et tufs basaltiques.

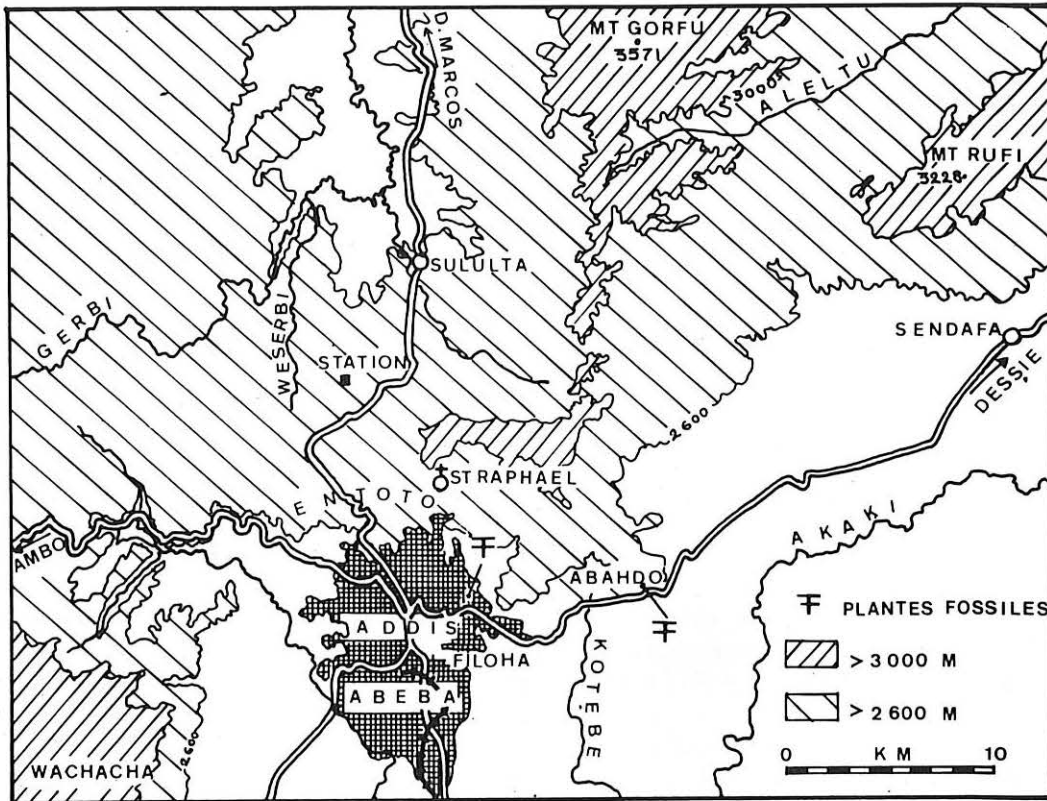


Fig. 35 – Environs d'Addis Abeba : carte topographique.
Addis Ababa area.

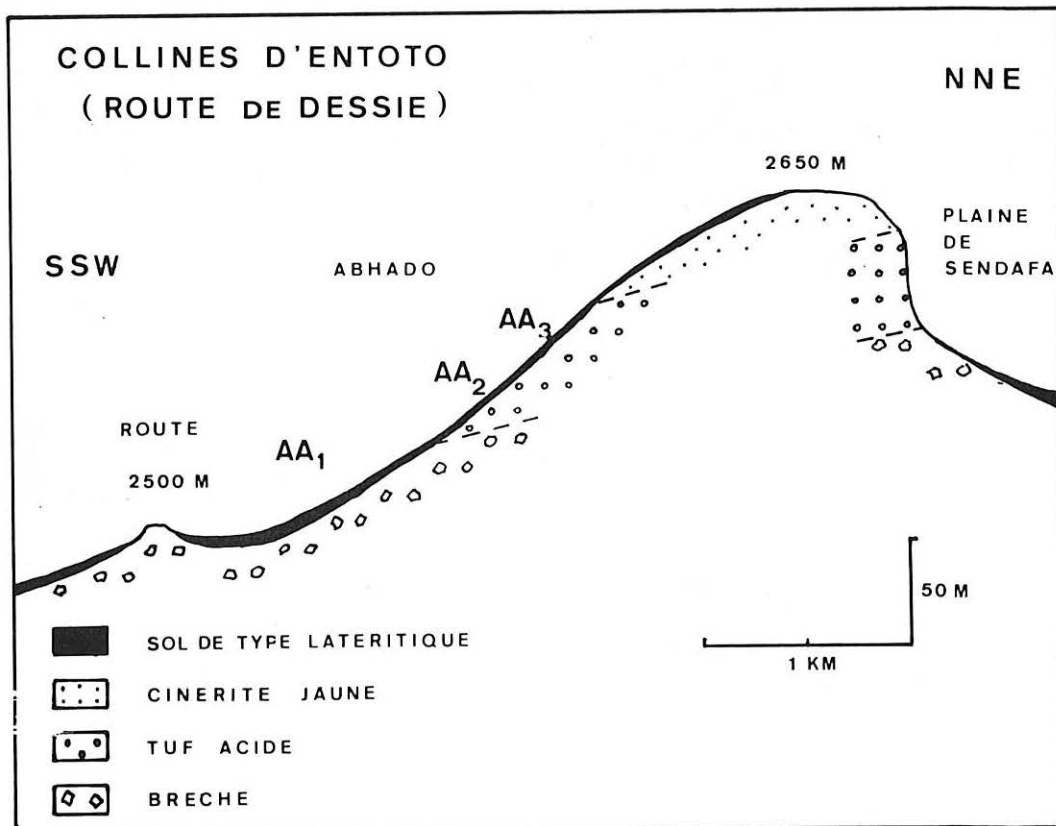


Fig. 36 – Collines d'Entoto : localisation stratigraphique des gisements fossilifères AA 1, AA 2 et AA 3.
Entoto Hills : location sketch of fossiliferous beds.

Lors de l'étude des sources chaudes de Filoha (Addis Abeba), CHUZO KONDO (1958) propose à Addis Abeba une succession partielle évaluée à 250 mètres d'épaisseur. Elle est citée par P.A. MOHR (1962). Schématiquement,

De haut en bas :

- (7) Dépôt quaternaire récent
- (6) Trachyte felsitique (structure microgrenue)
- (5) Trachy-andésite à arfvedsonite (amphibole sodique) avec xenolithes de trachyte, basalte, obsidienne et scories
- (4) Trachy-andésite à pyroxène de structure fluidale
- (3) Trachy-andésite à pyroxène de structure perlitique
- (2) Basalte à olivine
- (1) Complexe de rhyolite sodique, brèche et trachyte.

Le croquis de CHUZO KONDO, repris par P.A. MOHR, donne une succession un peu différente, du fait peut-être du groupement de certains termes. Il met en évidence une faille grossièrement ENE-WSW responsable de la montée des eaux minérales qui remet en cause la succession précédente. Les termes inférieurs 1 et 2 sont présents au Nord de la faille en direction d'Entoto ; les termes supérieurs affleurent au Sud. La faille de Filoha a un rejet probablement important (plusieurs centaines de mètres) et provoque l'effondrement du bloc méridional. On suit cette disposition structurale à l'Ouest jusqu'à Ambo. Les termes supérieurs 3 à 7 de la série de CHUZO KONDO sont en fait des vulcanites récentes (plio-quaternaire) à rapprocher des éruptions pliocènes des Monts Wochacha et Furi, ou de celles plus récentes encore des volcans du Rift. Pour la même raison, on est amené à douter de la validité de la succession proposée par M. GORTANI et A. BIANCHI.

On peut observer des affleurements basaltiques le long de la route d'Addis Abeba à Debre Marcos qui franchit les collines d'Entoto, depuis l'altitude de 2425 mètres jusqu'à celle de 2700 mètres environ, à la sortie de la capitale (Km 5). Au-dessus viennent des roches pyroclastiques acides qui affleurent jusqu'au-dessus du col d'Entoto (altitude 3000 m) sans que des fractures soient clairement visibles.

Plus à l'Est, le long de la route de Dessié, à 12 kilomètres environ d'Addis Abeba, M. GORTANI et A. BIANCHI ont levé une coupe stratigraphique partielle mais détaillée, coupe qui vient d'être récemment publiée (1973). Dans la vallée du Laga Dadi, ruisseau affluent de la rivière Akaki, la série des couches est la suivante,

De haut en bas :

- (l) Liparites
- (k) Tufs liparitiques et liparites vitreuses
- (j) Tufs cinéritiques clairs gris-verdâtre
- (i) Banc fin de tufs gris-verdâtre compacts mais légers, poreux, vitreux, voisins de la ponce

- (h) Andésite basaltique à gros feldspaths
- (g) Tuf basaltique
- (f) Basalte compact
- (e) Brèche basaltique
- (d) Gros bancs de basalte compact
- (c) Tuf cendreux
- (b) Brèche basaltique
- (a) Basalte compact.

(Épaisseur totale : 50 mètres environ.)

E. JUSTIN VISENTIN et coll. (1974 b) interprètent ce secteur comme un graben isolé par faille du horst des collines d'Entoto. Les datations radiométriques ont montré que les tufs acides de la vallée du Laga Dadi étaient pliocènes alors que ceux des collines d'Entoto elles-mêmes étaient plus anciens (Miocène inférieur).

Ainsi, du fait de la multiplicité des failles et des épisodes volcaniques, il est bien difficile d'établir une synthèse stratigraphique précise. Pour les collines d'Entoto, nous proposerons la succession suivante,

De haut en bas :

- (2) Liparite et tufs liparitiques, trachyte phonolithique, tufs trachytiques, brèches à obsidienne, épaisseur : 300 mètres au moins
- (1) Basalte à olivine, épaisseur : 275 mètres visibles.

Le pied des collines est recouvert de vulcanites plus récentes d'âge pliocène.

1.3 PALEONTOLOGIE

Les intercalations sédimentaires sont relativement rares dans les dépôts pyroclastiques. Quelques restes et empreintes de végétaux y ont été reconnus.

Des fragments de bois ont été signalés par HABTE GIORGIS (communication orale) au Nord de l'Ambassade de France, 3 kilomètres environ au Nord de la résidence du Ras Seyoum (en 1969 ...). Il s'agit en fait de fragments de nature douteuse, n'ayant livré aucune structure ligneuse reconnaissable et pouvant facilement être interprétés comme des secteurs de cinérites finement stratifiées et plus compactes. La même interprétation peut être donnée aux bois fossilisés mentionnés par P.A. MOHR (1962), au-dessus de l'Ambassade de Grande Bretagne.

Des empreintes de feuilles ont été découvertes par P. ITOE ROMANUS dans le lit d'un ruisseau à 200 mètres au Sud-Est de l'Ambassade d'Allemagne. C'est en fait un niveau argilo-schisteux noir, de quelques mètres d'épaisseur, d'aspect ligniteux, dont certains horizons sont pétris d'empreintes de débris foliaires de Dicotyledones non identifiables.

Cette intercalation lacustre peut être rapprochée d'autres niveaux ligniteux observés dans les vallées de la Weserbi et de la Dima, au delà du col d'Entoto et à proximité de la station radio de Sululta, niveaux qui n'ont malheureusement livré aucun fossile déterminable.

De nombreux fragments de bois silicifiés et quelques troncs de grande taille ont été collectés à une quinzaine de kilomètres à l'Est de la capitale. A 2,5 kilomètres au delà de l'école secondaire "Hailé Selassié" (dénomination de 1969), la route de Dessié franchit un petit cours d'eau formé de l'union de deux affluents. Le versant qui s'étend de la route à la ligne de crête au Nord, lieu-dit Abahdo, est constitué de roches pyroclastiques, recouvert d'une terre rouge plus ou moins épaisse. Il est jonché de morceaux de bois silicifiés. Les roches pyroclastiques n'ont pas pu être situées stratigraphiquement par manque d'affleurements continus.

Figure 36: Localisation des gisements fossilifères AA 1, AA 2 et AA 3

Gisement 1 : A 300 mètres du pont, en direction de Dessié, dans le fossé gauche de la route, affleure un tuf jaune altéré contenant deux troncs horizontaux imprégnés d'hydroxydes de fer. Le plus gros mesure 40 centimètres de diamètre (échantillon AA 1).

Gisement 2 : Le ruisseau principal creuse ses méandres dans une terre rouge de type latéritique de un à deux mètres d'épaisseur. Au fond de l'affluent Est apparaît une brèche volcanique rouge-jaune-marron, à surface rubéfiée, riche en sels de fer et formée de blocs irréguliers de dimension très variable (taille maximale 30 cm, taille fréquente 5 à 10 cm). Ce sont des éléments de trachyte, d'opale et rarement de petits fragments d'obsidienne. Sont inclus des petits morceaux de bois (10 cm) à surface rougeâtre (échantillon AA 2).

Gisement 3 : Les bois sont répandus en gros morceaux (20 cm) sur plus d'un kilomètre le long de l'affluent Ouest. Ils sont rarement en place dans une roche volcanique compacte jaune à grains grossiers constituée essentiellement de feldspaths. Les imprégnations siliceuses sont fréquentes sous forme de lits ou de nodules d'opale jaune ou rouge. A un kilomètre du pont, un arbre avec ses ramifications y est inclus (échantillon AA 3). Plus haut, en direction de la ligne de crête, la roche jaune devient plus fine et plus compacte et porte des fissures remplies d'oxyde de fer (cinérite). Les concentrations siliceuses sont toujours nombreuses, mais les bois deviennent rares.

Ces fragments appartiennent en majorité à une même espèce de la famille des *Flacourtiaceae*. Dans l'état actuel de notre connaissance de la paléoflore éthiopienne, il ne nous est malheureusement pas possible d'aller plus loin dans la détermination et la datation de ces échantillons.

1.4 DATATION

Le sol latéritique recouvrant les vulcanites d'Entoto est semblable à celui des Trappes ("*Cicca rossa*" de G. MERLA, 1963), mais bien différent du sol noir formé ailleurs sur les roches volcaniques récentes d'Addis Abeba ("*Cicca nera*" de G. MERLA). Cette latérite fossile est localement riche en oxydes de fer hydratés et a donné lieu à une exploitation

artisanale, au siècle dernier, à proximité de l'église de Saint-Raphaël sise au sommet des collines, à 6 kilomètres environ du centre de la capitale. Un rapport inédit de T.G. MURDOCKS (1960) au Département de Water Resources (Addis Abeba) situe plus exactement les tranchées d'exploitation.

Les formes de relief actuel ne permettent pas de reconnaître une topographie volcanique caractéristique dans ces collines qui prolongent au Sud le massif des Monts Gorfou et Rufi, limitant au Nord et à l'Ouest la plaine de Sendafa. Ce massif, dont l'altitude dépasse 3000 mètres, est un vieil édifice volcanique formé d'une accumulation de tufs, cendres grises et coulées basaltiques courtes caractéristiques du "Shield Group" de P.A. MOHR.

Les collines même d'Entoto sont composées en majeure partie de roches acides qui reposent sur des coulées basaltiques plus anciennes, comme dans la haute vallée du Cassam (cf. paragraphe suivant). On peut voir là la superposition Ignimbrites post-trappéennes/Série des Trappes. Les basaltes des Monts Gorfou et Rufi paraissent altimétriquement superposés aux vulcanites d'Entoto : dans cette région, les éruptions du "Shield Group" seraient postérieures, ou au moins contemporaines, à l'émission des ignimbrites.

Au Sud, le Mont Wachacha et ses acolytes (Mont Furi, Mont Managescha) sont des volcans acides qui ont recouvert de projections la zone déprimée d'Addis Abeba et dont la morphologie est encore caractéristique. Ainsi, du point de vue morphologique, les collines d'Entoto ont plus d'affinités avec les Monts Gorfou et Rufi, rangés dans le "Shield Group", qu'avec le Mont Wachacha et les vulcanites d'Addis Abeba.

Les datations radiométriques sont maintenant nombreuses. Les tufs acides des collines d'Entoto sont datés du Miocène inférieur (E. JUSTIN-VISENTIN, 1974 b). Les basaltes sous-jacents sont estimés oligocènes par B. ZANETTIN et coll. (1976), tandis que les massifs basaltiques des Monts Gorfou et Rufi sont datés du Miocène moyen. Le trachyte du Mont Wachacha indique un âge pliocène (J.A. MILLER et P.A. MOHR, 1966). Un âge voisin a été trouvé au Nord pour les ignimbrites de la route de Dessie, dans la vallée du Laga Dadi (E. JUSTIN-VISENTIN et coll., 1974 b).

EN RESUME, LES IGNIMBRITES DES COLLINES D'ENTOTO SONT D'AGE MIOCENE ; ELLES REPOSENT SUR LES BASALTES OLIGOCENES DE LA SERIE DES TRAPPES. NOUS LES RANGEONS DANS NOTRE GROUPE DES *IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES*. DES PROJECTIONS PLIOCENES, EN LIAISON AVEC LE VOLCANISME DU RIFT, RECOUVRENT LA BASE DU VERSANT SSE. LE VOLCANISME DES MONTS RUFU ET GORFU EST RANGE DANS LE "SHIELD GROUP" MIOCENE CONTEMPORAIN OU POSTERIEUR A L'EMISSION DES IGNIMBRITES POST-TRAPPENNES.

2 - VALLEE DU CASSAM

La rivière Cassam est formée de la réunion de ruisseaux prenant leur source au pied du massif du Mont Rufi.

Elle entaille profondément la surface du plateau, puis traverse ou suit par endroits une série de failles NE-SW limitant le Rift. La partie moyenne du cours a fait l'objet d'une étude géologique de A. FRANCAVIGLIA (1940) aux environs de Balchi. La rivière pénètre ensuite dans la dépression centrale du Rift pour se jeter dans l'Awash.

Figure 37: Vallée du Cassam, fracturation d'après vues ERTS

2.1 ALELTU

Au Km 55, peu après le village d'Aleltu, la route passe à quelques kilomètres de la tête du canyon de la rivière. La surface du plateau est à 2700 mètres. Elle est couverte de tufs et cendres reposant sur des basaltes. La section de la faille supérieure du canyon est la suivante :

De haut en bas :

- (c) Tuf et cendres : quelque dizaine de mètres
- (b) Basalte : 70 mètres, en 3 falaises successives séparées par des niveaux pyroclastiques
- (a) Roches pyroclastiques : 100 mètres au moins ; le fond du canyon est couvert d'éboulis basaltiques et de terre végétale.

Un tuf de cascade est plaqué sur la falaise basaltique et exploité temporairement. Le carbonate de calcium provient probablement soit d'un lessivage récent et actuel des cendres volcaniques du plateau, soit d'une remontée d'eau riche en calcium à la faveur de failles. La falaise basaltique est peu éloignée de la route de Dessié et, de ce fait, bien accessible. Il est vraisemblable que les échantillons de basalte datés radiométriquement par D.C. REX et coll. (1971) proviennent de cette région. Leur âge est de - 9 et - 20,9 millions d'années (fin et début du Miocène). Les auteurs indiquent comme provenance "gorge du Cassam" sans autre précision. C'est probablement ce même basalte qui a servi aux mesures paléomagnétiques de A. BROCKS et coll. (1970).

Planche hors texte n° VI

2.2 BALCHI

22.1 Dans la vallée moyenne, à Balchi, H. ARSANDAUX (1903, 1909) a observé les vulcanites à l'affleurement dans le canyon d'un affluent du Cassam. Il décrit une labradorite, une pantellerite et une obsidienne. Au Sud du Mont Meghezez, soit dans la même région, L. DUPARC (1930) a collecté et analysé un basalte.

La coupe donnée par H. ARSANDAUX est la suivante,

De haut en bas :

- (d) Pantellerite (rhyolite sodique sombre à arfvedsonite)
- (c) Trachyte à augite

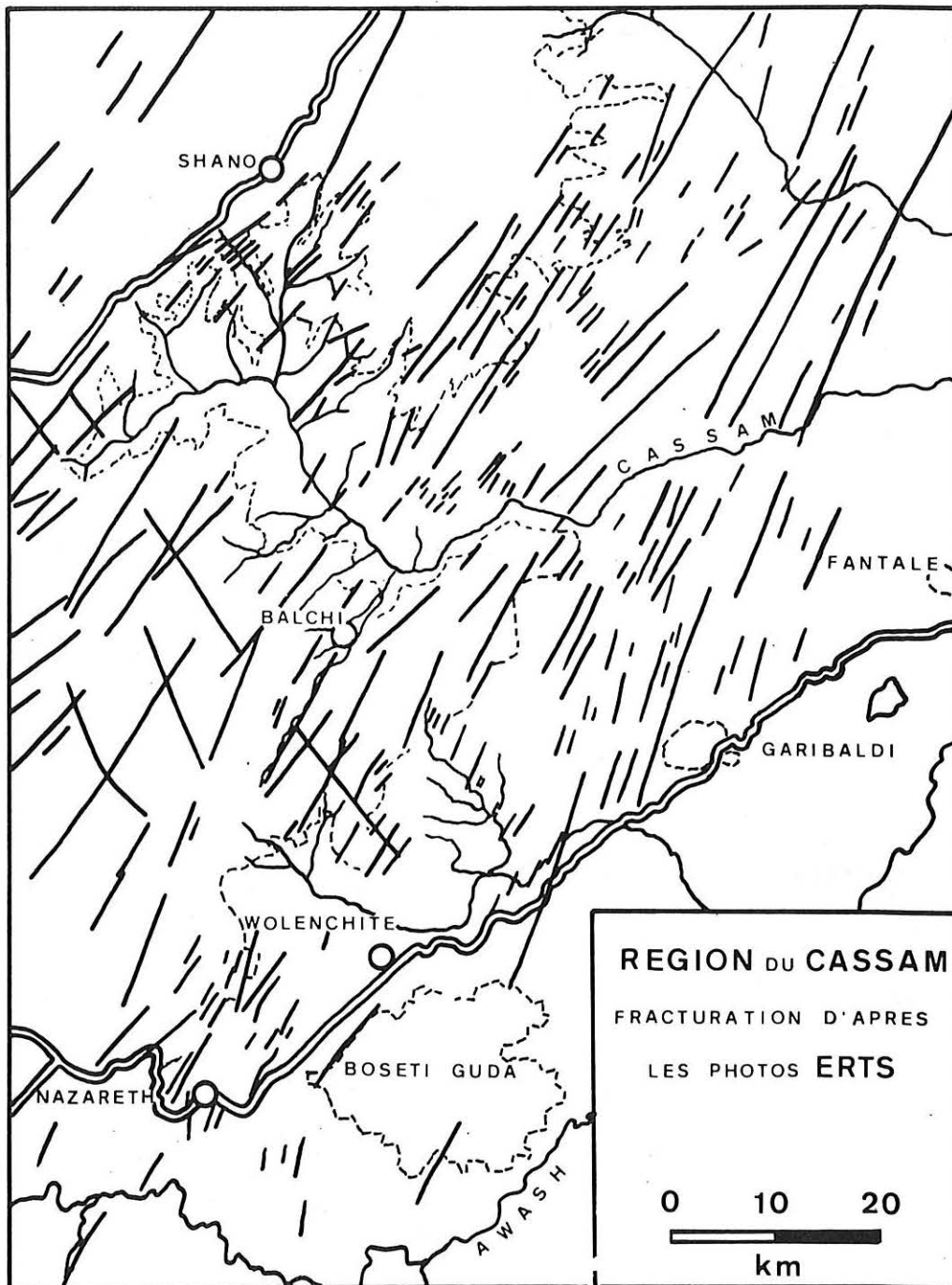


Fig. 37 – Vallée du Cassam : fracturation d'après vues ERTS.
 Cassam Valley : faulting from ERTS Imagery.

- (b) Trachyte à anorthose
- (a) Basalte porphyroïde.

L'épaisseur totale des couches b-c-d est de 280 mètres, dont 200 mètres environ pour le trachyte à anorthose "b" ; la base des basaltes n'a pas été observée. Assez paradoxalement sur la coupe relevée, l'auteur ne figure aucune faille.

22.2 Lors d'une exploration plus méthodique de la région moyenne du Cassam, A. FRANCAVIGLIA (1940) a repris et détaillé la stratigraphie des vulcanites. Il a mis en évidence un volcanisme récent en relation avec la fracturation du secteur et surtout des affleurements gréseux identifiés aux "Grès supérieurs". Une formation fluviolacustre recouvre le Plateau des Trappes.

Les affleurements gréseux sont au nombre de trois et situés au fond de la vallée d'un affluent du Cassam. Le plus important a 1,5 kilomètre de longueur. Ils longent le trajet d'une faille. Les grès sont fortement plissotés par la venue de dykes liparitiques récents et à fort pendage Nord.

A. FRANCAVIGLIA rattache ces grès au faciès "Grès supérieurs" tout en reconnaissant le manque de données précises. On pourrait penser plutôt à une intercalation gréseuse dans les Trappes, mais l'auteur précise que ces grès sont bien distincts des intercalations intertrappéennes. D'autre part, les affleurements montrent une formation gréseuse massive, quoique déformée, plus compatible avec le faciès gréseux mésozoïque.

Cette formation gréseuse est placée à la base des basaltes des Trappes et en limite leur puissance à 70 mètres. L'auteur est conscient de cette anomalie et propose entre autres explications l'existence d'un paléorelief dans les grès.

Il nous semble plus cohérent de considérer ces affleurements gréseux comme des blocs remontés par les failles et les injections volcaniques récentes comme nous l'avons déjà observé dans le Harar, aux environs de Kulubi. La puissance réelle des Trappes devient ainsi plus conforme à celle observée dans les régions voisines.

A. FRANCAVIGLIA reprend et détaille la coupe de H. ARSANDAUX à Balchi et en propose d'autres en mettant bien en évidence l'action des fractures. Après quelques modifications, nous proposerons la série synthétique suivante,

De haut en bas :

- (4) Vulcanites récentes (Série d'Aden)
- (3) "Formation fluviolacustre" ; épaisseur 40 mètres maximum
- (2) Vulcanites acides, tufs et intercalations sédimentaires ; épaisseur 300 mètres environ
- (1) Basalte ; 70 mètres visibles (probablement plusieurs centaines de mètres).

Figure 38: Vallée du Cassam, coupe stratigraphique d'après A. Francaviglia (modifié)

Les vulcanites récentes sont constituées de cônes de cendres et de courtes coulées liparitiques à proximité de failles.

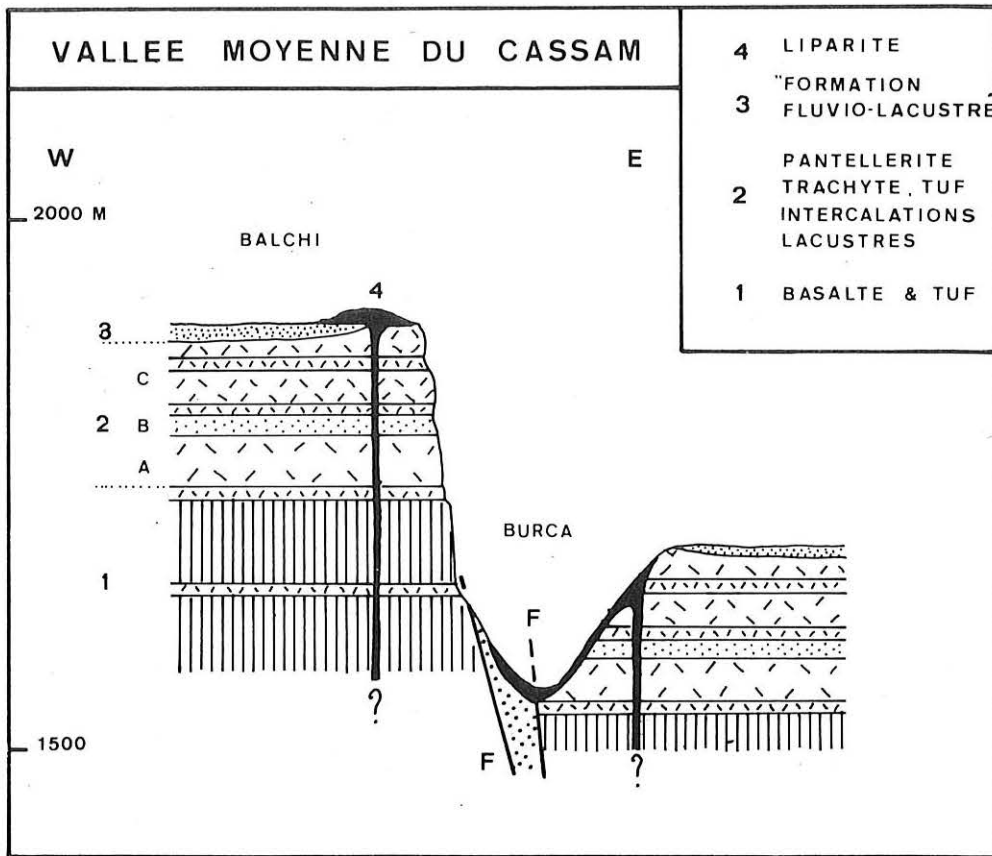


Fig. 38 – Vallée du Cassam : coupe stratigraphique d'après A. FRANCAVIGLIA (modifié) ; remarquer la remontée de blocs de Grès supérieurs à la faveur de failles.
 Cassam valley : section after A. FRANCAVIGLIA (modified) :note the uplift of Upper sandstone blocks.

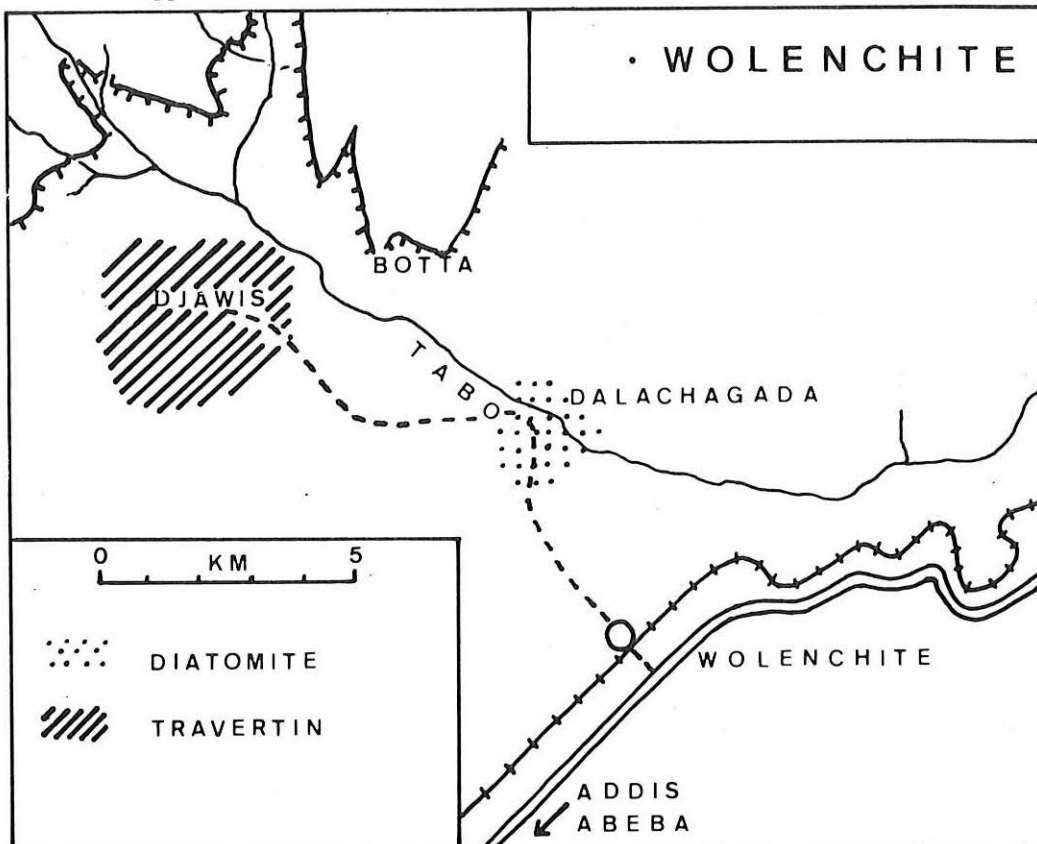


Fig. 39 – Wolenchite : localisation des sédiments lacustres.
 Wolenchite : lacustrine deposits.

La "formation fluviolacustre" (3) est un revêtement de sable, grès et argiles de quelques dizaines de mètres antérieure aux failles visibles et reposant sur les vulcanites (2). Elle est interprétée comme un épisode lacustre plus important cloturant l'épisode volcanique ; elle est comparable aux tufs remaniés du Rift.

Les vulcanites (2) constituées de projections avec intercalations sédimentaires sont comparables à celles observées sur les collines d'Entoto. Nous les rangerons dans les Ignimbrites post-trappéennes du plateau. Leur rapport avec les basaltes et pyroclastes du Mont Meghezez au Nord n'est pas précisé.

Les basaltes (1) sont identifiés comme le sommet des coulées des Trappes. Leur épaisseur totale n'est pas connue. De par la fréquence des fractures, la puissance globale de cette série ne peut être qu'évaluée ; elle dépasse vraisemblablement 1000 mètres.

Planche hors texte n° VII

22.3 E. JUSTIN VISENTIN et coll. (1974 b) ont relevé une coupe nouvelle, d'une hauteur de 1000 mètres, au Nord de Balchi. La masse basaltique comporte deux intercalations rhyolitiques, dont une de 150 mètres d'épaisseur ; elle est coiffée au sommet d'une cinquantaine de mètres de rhyolite plus récente couvrant la surface du plateau. A partir du croquis fourni par les auteurs, nous pouvons reconstituer ainsi cette coupe,

De haut en bas :

(4)	Rhyolite récente pliocène	50 m
(3)	Basalte (- 9 millions d'années)	300 m
(2)	Rhyolite (- 13 millions d'années)	150 m
(1)	Basalte, visible sur	500 m

(Une intercalations rhyolitique médiane est datée - 23 millions d'années).

22.4 La fracturation rend difficile le raccordement précis de ces diverses coupes levées le long de la vallée du Cassam. Cependant, on conclut que LES PUISSANTES COULEES BASALTIQUES, D'UNE EPAISSEUR DE PRES DE 1000 METRES, ONT ETE EMISES AU COURS DE L'OLIGOCENE SUPERIEUR (?) ET DU MIOCENE. ELLES COMPRENENT DES NIVEAUX ACIDES COMPARABLES AUX LITS PYROCLASTIQUES FREQUEMMENT INTERCALES DANS LES BASALTES DES TRAPPES SUR LE PLATEAU ETHIOPIEN. ELLES SONT SURMONTEES PAR UN REVETEMENT ACIDE PLIOCENE ET, PRES DU RIFT, PAR DES TUF REMANIES PLEISTOCENES ET DES EDIFICES VOLCANIQUES RECENTS.

2.3 WOLENCHITE

Wolenchite est une agglomération sise sur la bordure du Rift, au Km 125 de la route de Dire Dawa. A quelque 30 kilomètres au Sud de la basse vallée du Cassam, la rivière Tabo, qui provient du Plateau Ethiope, creuse une reculée d'une dizaine de kilomètres dans la zone faillée bordière.

Figure 39: Wolenchite, localisation des sédiments lacustres

Nous avons parcouru cette région en 1972, à la recherche d'une carrière de calcaire signalée par D.N. JELENC (1966) et avec l'espoir de trouver un affleurement de "Calcaire d'Antalo" remonté par le jeu de failles en échelon de la bordure du plateau. Le calcaire exploité sur une petite échelle est en fait du travertin récent. Des recherches bibliographiques ultérieures ont montré que ce secteur avait été parcouru en 1938 par A. FRANCAVIGLIA, en quête de lignite.

23.1 LIEU-DIT "DJAWIS"

A 5 kilomètres environ à l'WNW de Wolenchite, la plaine alluviale de la rivière Tabo est considérablement élargie et revêt l'aspect d'un ancien fond de lac. Des excavations d'un mètre de profondeur au plus mettent en évidence des couches horizontales de travertin blanc-jaunâtre très hétérogène, comprenant de nombreuses empreintes de tiges et feuilles de *Phragmites*, ainsi que de petits gastéropodes que l'on peut rapprocher de *Melania (Melanoïdes) tuberculata* MULL récoltée vers Balchi par A. FRANCAVIGLIA (1938). Ce calcaire est prélevé dans ces fouilles superficielles. Son épaisseur apparente est de quelques mètres.

Le creusement de ces petites carrières est récent. L'exploitation a dû commencer sur le mode artisanal en récoltant les nombreux blocs de travertin parsemant la plaine. A. FRANCAVIGLIA s'est interrogé sur l'origine de ces blocs qu'il a comparés aux "calcaires d'Antalo" et a cherché en vain leur origine dans les collines voisines. On peut rappeler à ce propos la curieuse interprétation de M. GORTANI et G. BIANCHI (1938) qui considèrent ces blocs "comme des projections volcaniques, et il ne semble pas y avoir d'autre explication possible." (!...).

23.2 LIEU-DIT "DALACHAGADA"

Plus en aval, une piste venant de Wolenchite traverse la rivière Tabo à gué. Un four à chaux abandonné se dresse parmi des amas de petites plaques de travertin. Celles-ci proviennent de minces intercalations dans des cinérites blanchâtres. Ces dernières affleurent sur une forte épaisseur dans le lit de la rivière.

Par la suite, nous avons trouvé une intéressante description faite par A. FRANCAVIGLIA et dont voici un résumé :

"Au Nord-Ouest de Wolenchite commence à apparaître un énorme dépôt d'une roche blanchâtre ou légèrement colorée en rouge par la présence d'oxydes de fer. Il s'agit d'un banc épais d'environ 150 mètres ... Le banc est nettement stratifié. Il est recouvert de tufs volcaniques renfermant de minces strates de cendres fines et des fragments d'obsidienne liparitique... La roche est très légère et friable ... elle se compose de frustules de Diatomées enveloppées d'une substance argilleuse amorphe... L'analyse a donné les résultats suivants :

SiO ₂	81,40	%
Al ₂ O ₃	7,35	
Fe ₂ O ₃	1,20	
FeO	2,40	
MgO, CaO	4,30	
Na ₂ O, K ₂ O	2,60	

Il s'agit sans aucun doute d'un dépôt lacustre formé dans un bassin fermé à l'Ouest... Le dépôt a dû advenir quand avaient déjà commencé les éruptions acides qui ont couvert le sol environnant de cendres, tufs et fragments d'obsidienne."

A. FRANCAVIGLIA mentionne également une "croûte" marno-calcaire utilisée comme pierre à chaux. La roche ne contient que 48 % de carbonate ; c'est un mince dépôt de un mètre environ provenant des eaux de lessivage des roches volcaniques. Cette croûte est recouverte de tufs et d'une coulée de lave. Il s'agit évidemment de l'intercalation de travertin observée près du four à chaux.

Ces intercalations ("croûtes") calcaires dans les cinérites sont rencontrées en d'autres points du Rift comme sur la route d'Asella, au Km 140. De même que le travertin de Djawis, elles sont à rapprocher des tufs à roseaux d'âge pléistocène signalés dans l'Afar (Rapport R.C.P. 180, 1970). Les cinérites elles-mêmes et les tufs sont des dépôts à ranger dans le volcanisme récent du Rift.

3 - ANKOBER

Ankober, perché sur un éperon dominant le Rift, fut l'ancienne capitale du Royaume du Shoa; c'était une étape importante sur la piste conduisant aux basses terres de la vallée de l'Awash en direction de l'Harar puis de la côte.

Les premiers explorateurs ont laissé quelques observations. G. ROCHET D'HERICOURT (1841) reconnaît du lignite au dessous d'Ankober, à Faré (2000 mètres d'altitude environ) en intercalation dans les roches volcaniques. Le lignite se présente en plusieurs bancs de un à quatre mètres de puissance, séparés par des niveaux argileux, et affleure sur plusieurs centaines de mètres. W.C. HARRIS (1845), se fondant probablement sur d'autres observations, indique que du lignite se trouve sur toute la bordure orientale du Shoa.

Les auteurs récents comme L. USONI (1952) et D.N. JELENC (1966) ont repris la citation désormais classique du lignite d'Ankober qu'ils situent au Nord Ouest de l'agglomération; le dépôt a 100 mètres de longueur; il est composé de trois veines de 1,60 m, 2,30 m et 4 m.

A. AUBRY (1886), lors de son séjour dans la ville royale, relèva une coupe stratigraphique dans les vulcanites, en s'aidant dans leurs déterminations pétrographiques du concours de MICHEL-LEVY. Assez curieusement, il indique, de bas en haut, des pyroclastes, des obsidiennes et trachytes, et enfin des basaltes, dolérites et andésites. Cette succession est à l'inverse de celle relevée par H. ARSANDAUX (1903a) puis par A. FRANCAVIGLIA (1940) plus au Sud, vers Balchi. D.N. JELENC (1966) et P.A. MOHR (1962) ont repris la coupe de A. AUBRY.

De haut en bas :

- (9) Basalte andési-labradoritique, très fin, contenant des microlithes d'oligoclases
- (8) Basalte labradoritique à grands cristaux du type feldspatique, très vitreux, présentant de grandes arborisations de fer oxydulé
- (7) Trachyte décomposé contenant des microlithes de feldspath et des cristaux de mica noir
- (6) Trachyte à aspect phonolitique, augitique, avec microlithes d'orthose et de mica noir secondaire
- (5) Rhyolithe à grands cristaux de mica noir biotite, sanidine abondante et magma siliceux contenant des sphérolithes à croix noire d'opale à fibres négatives
- (4) Rhyolithe franche à grands cristaux d'orthose, quartz, amphibole et à magma fluidal très fin
- (3) Obsidienne acide passant à la perlite, constituée par de grands cristaux de sanidine, oligoclase et par un magma vitreux brunâtre laissant déposer des bordures concrétionnées de calcédoine à fibres positives
- (2) Tuf trachytique consolidé contenant des débris de sanidine et d'amphibole dans une pâte amorphe
- (1) Tuf trachytique rouge ou gris empâtant des morceaux d'obsidienne.

Des échantillons collectés dans la région ont été déterminés par A. ROSIWAL (1891) : à Let Marefia, (10 km au Nord d'Ankober, le long de la piste allant à l'Awash) et au bord du plateau (altitude (3000 m), une pantellerite sodique, un basalte à feldspath et olivine, un basalte à hyperséthène et un tuf hyalobasaltique.

Nos observations, faites en 1969 en descendant d'Ankober dans la vallée de l'"Aia Guima", ont montré l'importance des roches pyroclastiques : cendres et tufs gris recouverts par des coulées basaltiques formant la falaise bordière, puis des pyroclastes et quelques basaltes. L'ensemble des vulcanites a été suivi sur 800 mètres d'épaisseur. La présence de failles NNW-SSE déterminant la structure classique "en échelon" de la bordure du Rift rend l'évaluation délicate ; mais une épaisseur de 1000 mètres est tout-à-fait plausible.

Ainsi, la superposition suivante est proposée, de l'altitude 3000 mètres à 2500 mètres,

De haut en bas :

- (b) Roches pyroclastiques : cendres et tufs gris, rouges, apparemment sans intercalations lacustres ou silicification (opale), et coulées basaltiques nombreuses et superposées formant une falaise de 200 m environ limitant le plateau
- (a) Roches pyroclastiques : cendres et tufs rouges, jaunes et gris, avec niveaux fins bien lités de type lacustre vers la base. 300 m ont été observés.

En comparant cette section aux conclusions de A. AUBRY aux mêmes endroits et de A. FRANCAVIGLIA à Balchi, on en déduit que les pyroclastes (a) doivent très probablement reposer sur des basaltes. Les niveaux ligniteux décrits jadis appartiennent vraisemblablement à cette formation.

La formation supérieure (b) provient de l'activité du massif du Mont Mebret (Shield Group) qui a été datée radiométriquement du Miocène supérieur par B. ZANETTIN et coll. (1974 d). La formation (a) peut également en dériver ou représenter la Série des Ignimbrites Post-trappéenne légèrement plus ancienne. COMME AILLEURS, ON AURAIT LA SUPERPOSITION DU SHIELD GROUP SUR LES IGNIMBRITES POST-TRAPPENNES. Cependant, il faut rappeler qu'en certains points du plateau la Série des Trappes peut être exclusivement formée de pyroclastes (Debre Libanos), avec des coulées basaltiques au sommet, c'est-à-dire grossièrement ce qui est observé à Ankober.

4 - DEBRE BERHAN

La surface du plateau parcourue par la route d'Addis Abeba à Debre Berhan est couverte de cendres et d'éboulis basaltiques ; les vallées mettent en évidence des coulées basaltiques et des pyroclastes associés. Cette surface, d'une altitude moyenne de 2800 mètres, correspond vraisemblablement au sommet des Trappes, tandis que les reliefs d'altitude supérieure représentent le "Shield Group", comme au Nord du Shano.

Aux environs de Debré Berhan, les affluents de la rive gauche du Nil Bleu prenant leur source dans les sommets bordant la dépression du Rift, creusent largement dans cette couverture volcanique jusqu'à atteindre les "Grès supérieurs". Ils mettent en particulier à l'affleurement de nombreux niveaux d'argiles lacustres contenant des veines de lignite intercalées dans les couches pyroclastiques.

Ces intercalations lacustres sont également dégagées à l'Est par l'érosion des torrents se jetant dans la dépression du Rift. Elles sont comparables à celles déjà observées dans la région d'Entoto, dans la vallée du Mughher, à Debre Libanos. A Debre Berhan, citons les plus étendues : vallée de la Beressa, de la Mush et, plus au Nord, à Weneber (route de Molale).

4.1 RIVIERE BERESSA

Dans le canyon de ce sous-affluent du Nil Bleu, à 2,5 kilomètres au Nord-Est de Debre Berhan et à une altitude de 2500 mètres environ, un niveau lacustre intercalé dans les vulcanites a été observé (L. USONI, 1952). Une couche de lignite de 2 mètres d'épaisseur a fait l'objet de prélèvement, mais aucune paléoflore déterminable n'a pu être collectée.

4.2 RIVIERE MUSH

La route de Dessie, entre Debre Berhan et Debre Sina, monte sur les pentes du Mont Woti constituées de coulées irrégulières de basalte vésiculeux, parfois scoriacé, avec de nombreux niveaux de cendres et tufs gris ou rouges dépourvus de phénomènes de silicification. Nous n'avons pas rencontré d'intercalations lacustres. Ces caractères sont ceux d'un volcan basaltique très érodé, d'activité postérieure à celle des Trappes. P.A. MOHR (1962) l'associe à la formation du Rift et le range dans la Série d'Aden. V. KAZMIN (1973), dans sa carte géologique, le place dans le "Magdala Group, miocène supérieur - pléistocène (?)", soit une formation équivalente en partie aux Ignimbrites Post-trappéennes. En fait, les caractéristiques morphologiques et pétrographiques font attribuer, sans hésitation, le Mont Woti au "Shield Group".

La publication récente de résultats de datations radiométriques par B. ZANETTIN et coll. (1974 d et 1976) donne en particulier un âge miocène (- 15 millions d'années) pour une roche collectée à l'altitude 2900 mètres, apparemment à proximité de la vallée Mush. Un âge voisin a été trouvé pour un basalte issu, semble-t-il, du Mont Woti.

42.1 LOCALISATION

Au Km 156,5, à gauche de la route, le village Mush domine à une altitude de 2950 mètres le ruisseau du même nom, affluent de la Beressa.

Une veine de lignite de quelques centimètres d'épaisseur a été dégagée par le ruisseau, en contrebas de la route, au Km 155. Elle est incluse dans une formation de cendres. Les mêmes lits argileux qui la flanquent n'ont livré aucune empreinte végétale.

Au Nord du ruisseau, orthographié "Musci", au flanc de la montagne Amsa Ghiorghis, à proximité de l'église Assagadem Mariam, G. BARTALUCCI (1950) a indiqué dans des tufs la présence de troncs silicifiés qui n'ont malheureusement pas pu être retrouvés.

Une trace partant du village Mush et passant par l'église de Zena Marcos permet d'atteindre à 340 mètres en contrebas de la route une petite plaine sise à l'Est du confluent du Mush et d'un affluent, à 2660 mètres d'altitude moyenne. Le fond de ce bassin est recouvert d'éboulis basaltiques, mais l'action érosive des ruisseaux met en évidence des dépôts lacustres argilo-arénacés à lignite.

Figure 40: vallée de la Mush, localisation des gisements fossilifères

L'affleurement principal constitue une falaise d'une hauteur atteignant 10 mètres par endroits, s'étendant sur une centaine de mètres le long de la rive droite de la Mush.

42.2 COUPE STRATIGRAPHIQUE

Ce gisement de lignite a fait l'objet d'un rapport sommaire de T.G. MURDOCKS (1944). G. BARTALUCCI (1950), à la suite d'une exploration plus approfondie, a établi un rapport détaillé comprenant de nombreuses photos.

Planche hors texte n° VI

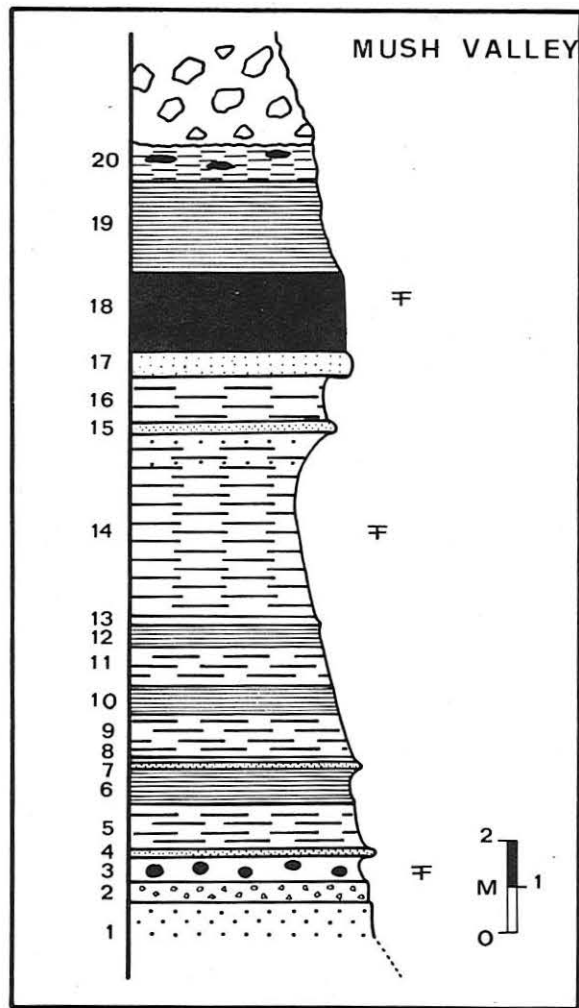


Fig. 41 – Vallée de la Mush : coupe stratigraphique.
Mush Valley : section.

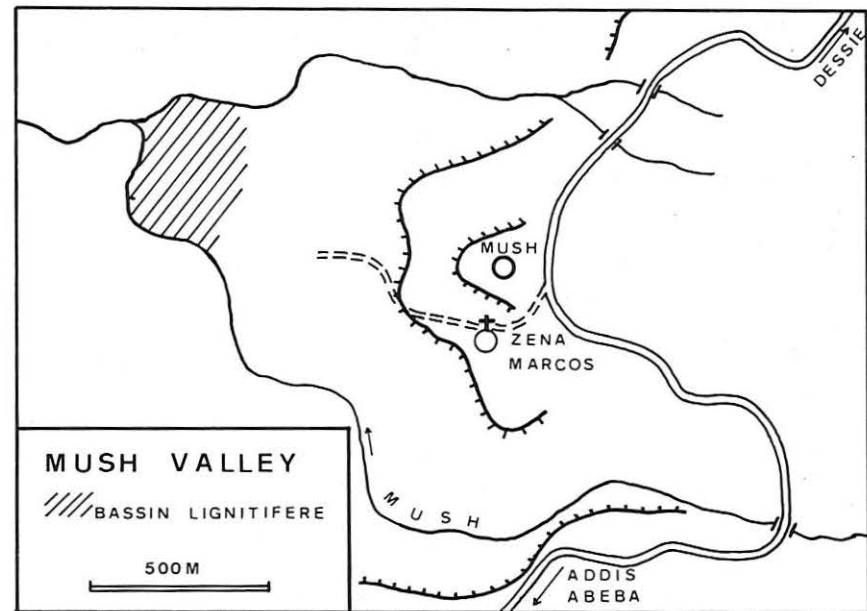


Fig. 40 – Vallée de la Mush : localisation des gisements fossilifères.
Mush Valley : location sketch of the lignitic basin.

P. CHAUMONT enfin, en 1959, établit la stratigraphie précise en s'aidant des résultats de plusieurs sondages. La coupe synthétique est la suivante,

De haut en bas :

	Eboulis et alluvions	9 - 23 m
(20)	Schistes argileux à niveaux renfermant des fragments de lignite	0,75 m
(19)	Schistes argileux noirs à surface de frottement	2 m
(18)	Lignite	1,75 m
(17)	Grès tufacés blancs	0,30 - 0,80 m
(16)	Schistes bitumineux	0,60 - 1,70 m
(15)	Grès tufacés blancs	0,15 - 0,30 m
(14)	Schistes bitumineux à empreintes de feuilles passant à des schistes bitumineux avec intercalations de minces couches d'argiles et de grès tufacés contenant des bombes volcaniques ..	3,20 - 4,40 m
(13)	Trois bandes d'argile	0,10 - 0,25 m
(12)	Schistes argileux	0,50 m
(11)	Schistes bitumineux	0,80 m
(10)	Schistes argileux	0,60 m
(9)	Schistes bitumineux	0,95 m
(8)	Argiles vertes	0,15 m
(7)	Grès tufacés	0,10 m
(6)	Schistes argileux avec intercalations de minces couches d'argile, grès et cendres	0,80 m
(5)	Schistes bitumineux intercalés de minces couches d'argiles, grès et cendres	0,80 - 1,25 m
(4)	Grès tufacés,	0,00 - 0,10 m
(3)	Schistes présumés ligniteux, renfermant des "boules" de 10 à 20 cm de diamètre	0,30 - 0,90 m
(2)	Tufs contenant de gros éléments dépassant 10 cm de diamètre	0,15 - 0,70 m
(1)	Grès affleurant au-dessus de l'eau	0,70 m

Ces couches ont un pendage Sud-Est assez net (3 à 18°).

Figure 41: vallée de la Mush, coupe stratigraphique

42.3 ETUDE PALEOBOTANIQUE

Des restes de végétaux ont été collectés dans trois niveaux :

- Niveau 3 : Boules renfermant des empreintes de feuilles
- Niveau 14 : Empreintes de feuilles sur schistes bitumineux
- Niveau 18 : Fragments de bois lignitisés ou carbonisés.

Paléoflore du niveau 3 :

Le niveau 3 renferme des "boules" de teinte rose-brun, affectant la forme de miches rondes ou ovales, de dimensions variables (leur diamètre varie entre 10 et 20 cm, leur épaisseur entre 2,5 et 12 cm). Lorsqu'on frappe celles-ci avec un marteau dans le plan de leur grand axe, elles se brisent en deux moitiés et l'on peut alors constater qu'elles ont renfermé en leur milieu une ou plusieurs feuilles, lesquelles ont laissé leurs empreintes. Ces boules présentent aussi la particularité d'être craquelées en leur centre ; ces craquelures paraissent avoir été provoquées par un phénomène de dessiccation.

Toutes les empreintes de feuilles étudiées sur le terrain ou en laboratoire se sont révélées correspondre à des feuilles d'Angiospermes dicotylédones ; parmi celles-ci quelques-unes ont pu être identifiées :

- *Nymphaeophyllum* sp.
- *Brideliophyllum* sp. 1 et sp.2
- *Anonophyllum lakhanpalii* LEMOIGNE, BEAUCHAMP & SAMUEL
- *Anonophyllum prakashii* Y.L., J.B. & E.S.
- *Anonophyllum* sp.
- *Leguminophyllum surangei* Y.L., J.B. & E.S.
- *Dicotylophyllum* sp. cf *Terminaliophyllum*
- *Mallotusophyllum* sp.

Paléoflore du niveau 14 :

Ce niveau de schistes bitumineux renferme de nombreuses empreintes de feuilles, pour la plupart appartenant à des Dicotylédones arborescentes. Mais le mauvais état de conservation de celles-ci n'a pas permis d'identifications convenables.

Paléoflore du niveau 18 :

Les échantillons de bois, lignitisés ou carbonisés, récoltés dans ce niveau ont des structures très mal conservées ; toutefois, la structure de deux d'entre eux a pu être observée de façon satisfaisante :

- *Terminalioxylon* sp.
- *Dialioxylon aethiopicum* Y.L., J.B. & E.S.

L'ensemble de la paléoflore découverte dans la région de Debre Berhan (vallée de la Mush) se révèle constituée essentiellement d'Angiospermes dicotylédones.

Certains des éléments comme *Nymphaeophyllum* sp. témoignent de la présence d'un plan d'eau. Comparée à la flore actuelle et fossile d'Ethiopie, cette paléoflore a des affinités plus marquées avec la paléoflore mio-pliocène qu'avec la paléoflore quaternaire.

Une étude plus complète de cette paléoflore a été publiée précédemment (Y. LEMOIGNE, J. BEAUCHAMP, E. SAMUEL, 1974).

En descendant le ruisseau Mush jusqu'au confluent de la Beressa, on trouve plus en aval les "Grès supérieurs" qui affleurent à une altitude de 2000 mètres environ. La puissance des vulcanites atteint donc un maximum de 1350 mètres (sommet du Mont Woti : 3352 m).

La surface du plateau à Debre Berhan est à 2850 mètres ; elle correspond au sommet des coulées des Trappes surmonté d'une couche d'ignimbrites. D'autre part, on a vu qu'à Ancober il y aurait la superposition classique Trappes/Ignimbrites Post-trappéennes/Shield Group. Les dépôts lacustres sont à 2660 mètres, c'est-à-dire au-dessus des Trappes. Compte tenu des variations locales possibles d'épaisseur et du pendage, ils se trouvent soit dans les Ignimbrites Post-trappéennes, soit à la base du Shield Group. (L'hypothèse d'un placage ultérieur est peu probable vu la présence d'autres niveaux lacustres dans la série volcanique et la conformité du pendage de ces niveaux avec l'inclinaison générale des couches dans le Bassin du Nil Bleu.)

EN DEFINITIVE, LES DEPOTS LACUSTRES DE MUSH TEMOIGNENT D'UNE ACCALMIE DE L'ACTIVITE VOLCANIQUE DURANT L'EMISSION DES IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES (OU DU SHIELD GROUP?) AU COURS DU MIOCENE. La végétation occupant les rives du lac était faite de Dicotylédones. Les débris végétaux ont été accumulés en milieu réducteur en liaison avec un climat humide.

5 - WENEBER (MOLALE)

La piste de Molale débute à l'entrée du tunnel de Debre Sina. Elle suit longtemps la ligne de crête coupée en une impressionnante falaise dominant le graben de Debre Sina - Robi, partie occidentale du Rift. On observe le long de la piste l'épaisse série de basaltes vacuolaires, cendres, tufs et brèches grises, jaunes, rouges, attribuée au Shield Group. L'altitude moyenne est voisine de 3000 mètres.

Au Km 50, la piste descend dans un ensellement où est bâti le petit village de Weneber, à 2700 mètres d'altitude environ ; elle coupe des niveaux lacustres à kaolin avec des lits veinés de lignite et des cendres renfermant des fragments de bois silicifiés.

Deux structures de bois ont pu être déterminées :

- *Leguminoxylon welkitii* Y.L. & J.B.
- *Leguminoxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.

Elles ont déjà été rencontrées dans les Ignimbrites Post-trappéennes de Welkite d'âge miocène. Cette datation paléobotanique miocène vient d'être confirmée par des mesures radiométriques (B. ZANETTIN et coll., 1976). LES NIVEAUX LACUSTRES DE WENEBER DEMONTRENT DONC QUE LA ENCORE IL Y A SUPERPOSITION DES BASALTES DU SHIELD GROUP SUR LES IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES.

6 - DEBRE SINA

La route de Dessie, au-delà de Debre Berhan, monte sur le versant Ouest dans les vulcanites du Shield Group, traverse le tunnel de Termaber pour déboucher au flanc de l'impressionnant abrupt de faille surplombant la région de Debre Sina. Nous sommes à l'entrée d'une zone faillée complexe constituée par une série de compartiments délimitant un grand secteur effondré de direction parallèle à celle de l'allongement du Rift ("Graben de Robi-Borkenna" selon P.A. MOHR).

L'abrupt de faille dominant Debre Sina est formé d'un empilement de coulées basaltiques séparées par des niveaux de projections et paléosols. Nous n'avons pas observé d'intercalations lacustres épaisses et caractéristiques. Ce faciès pétrographique est donc le même que celui traversé par la route sur l'autre versant (Shield Group).

Une coupe détaillée dans ces vulcanites a été relevée par A. GORTANI et M. BIANCHI (1973) du col de Termaber (3016 m) à Debre Sina (2800 m).

De haut en bas :

- | | | |
|------|--|------|
| (11) | Coulée basaltique piquetée de blanc, analogue à celle du No 5 | 26 m |
| (10) | Coulée basaltique analogue à la suivante, mais avec passage à des types plus basiques, recouverts de tuf en partie de teinte rouge vif ... | 20 m |
| (9) | Basalte piqueté de feldspaths granulaire, mais à grains moyens ou petits, en coulée fissurée de fractures réticulées en forme de losange ; et basalte analogue de structure sphéroïdale recouvert d'une couche de tuf | 20 m |
| (8) | Alternance de basalte compact et de basalte bulleux (comme au No 6), recouvert de tuf altéré en rouge vif | 10 m |
| (7) | Alternance de tuf et lave basaltique analogues à ceux du No 5, terminée par un tuf altéré rouge et jaune de 0,50 m d'épaisseur | 15 m |
| (6) | Alternance de basalte compact et basalte bulleux à petits cristaux blancs de feldspaths .. | 10 m |
| (5) | Basalte piqueté de blanc, d'aspect analogue à celui du No 3, mais de structure non orientée, en partie compacte et en partie bulleux, avec rares et gros vides, alternant avec des tufs plus ou moins altérés en brun et rouge | 15 m |
| (4) | Basalte à augite avec grands cristaux de feldspaths tabulaires et orientés, riche en petits phénocristaux d'olivine plus ou moins altérés en iddingsite, et en augite titanifère, avec pâte fondamentale constituée de labradorite, augite et magnétite : lave disposée en coulées | |

- qui alternent avec d'autres faites de roches analogues mais plus riches en feldspaths, bulleuses et grises avec des altérations colorées en rose ou brun. A la surface d'une coulée de basalte bulleux nous avons observé une lave cordée. Il y a enfin un banc de tuf de composition analogue à celle de la lave 20 m
- (3) Basalte gris, peu porphyrique, de structure un peu orientée, sous-jacent à un banc de tuf du même matériel 10 m
- (2) Eboulis 20 m
- (1) Basaltes bulleux à noyaux de basalte compact alternant avec des tufs basaltiques gris et rouge-brunâtre. Les noyaux plus compacts, moins riches en phénocristaux de plagioclases, de structure et à décomposition sphéroïdale, sont dispersés au milieu de basaltes plus bulleux et à grains plus gros avec phénocristaux de plagioclases bien visibles.

Au-delà de Debre Sina, la route continue à descendre au fond de la dépression en franchissant des gradins successifs. Un épais dépôt d'ignimbrites patelléritiques (probablement plus de 100 m d'épaisseur) forme de nombreuses collines. Les failles observées sont postérieures aux ignimbrites.

Km 199

A droite de la route, des cendres meubles, jaunes, rouges, grises, sont intensément érodées par les eaux de ruissellement. Les niveaux supérieurs ont livré quelques fragments de bois silicifiés :

- *Entandrophragmoxylon* sp.
- *Sindoroxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.

Planche hors texte n° VII

Km 200

Du côté gauche de la route s'élève une colline ignimbritique d'une centaine de mètres et constituée,

De haut en bas :

- (3) Cendres blanche-jaunâtre compactes
- (2) Cendres rouges et meubles et tufs gris
- (1) Cendres jaunes renfermant des petites géodes d'opale.

La surface du niveau (2), à la limite du niveau (3), est jonchée d'une façon assez spectaculaire de troncs silicifiés d'environ 50 centimètres de diamètre :

- *Dicotyloxyton*
- *Afzelioxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
- *Euphorbioxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
- *Sapotoxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
- *Ficoxyton cretaceum* SCHENK.

L'ensemble des bois du gisement de Debre Sina correspond à une flore d'Angiospermes arborescentes du type flore miocène.

Nous fondant sur cette datation paléobotanique et les caractères pétrographiques, nous rangerons ces ignimbrites dans LE GROUPE DES IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES MIOCENE SOUS-JACENTES AUX BASALTES DE SHIELD GROUP.

7 - REMARQUES TECTONIQUES

La fracturation est intense sur la bordure du plateau ; les failles sont d'autant plus nombreuses que l'on se rapproche de la zone médiane du Rift ("Wonji fault belt" de P.A. MOHR).

Sur le terrain, des fractures montrent des rejets de quelques dizaines de mètres non encore nivellés par l'érosion. D'Addis Abeba à Nazareth, la route franchit ainsi une suite d'abrupts de failles dont celui d'Akaki est le plus visible. Ces failles sont multiples dans le Rift lui-même ; elles apparaissent d'âge très récent et en relation avec le volcanisme quaternaire (Mont Zuquala, lacs volcaniques de Bichoftu, Mont Boseti Guda, caldeira double de Garibaldi...).

La falaise, haute par endroits de plusieurs centaines de mètres et qui tronque le plateau au Nord d'Ancober jusqu'au-delà de Molale, témoigne de l'importance du rejet et de la longueur des accidents.

Les clichés ERTS révèlent la multitude des alignements parallèles à l'axe du Rift. Certains alignements se présentent sous forme de longues bandes plus claires ou plus sombres sur la surface du plateau et sont interprétés comme le tracé de longues failles dont le rejet a été nivellé. D'autres sont des segments de droite fortement contrastés correspondant aux rejets de failles plus courtes mais aussi peut-être plus récentes.

La figure 34 ne porte que des alignements soit très apparents soit de longueur importante et que l'on peut qualifier de "principaux". La figure 37 porte tous les alignements reconnus sur photo ERTS dans la région du Cassam.

La direction générale de ce faisceau de fractures est N-NE, mais on met en évidence quelques accidents à peu près perpendiculaires dans les régions de Wolenchite et de Molale.

Si sur le plateau le déplacement des blocs contigus reste délicat à préciser, sur la bordure du Rift la disposition générale en échelon est caractéristique. Entre Addis Abeba et Nazareth les gradins sont larges et les rejets des failles faibles. Ils sont plus étroits et plus élevés au Nord. Dans la région de Molale, la structure est compliquée par la présence d'un horst qui isole le graben de Robi-Borkenna.

8 - CONCLUSION

Bien que la fracturation rende aléatoire une synthèse stratigraphique, on peut cependant dégager un certain nombre de caractères applicables aux vulcanites.

Il faut d'abord insister sur l'épaisseur de l'ensemble des roches volcaniques, épaisseur qui explique la quasi absence d'affleurement des roches sédimentaires sous-jacentes en dépit de la profondeur des canyons creusés par les torrents affluents de l'Awash.

L'épaisseur des Trappes est évaluée à 800 mètres au plus. Les roches pyroclastiques y sont abondantes. Les reliefs volcaniques implantés sur la bordure extrême du plateau ont les caractères pétrographiques du Shield Group. La hauteur de certains édifices basaltiques doit dépasser 500 mètres, mais il est possible que certains compartiments faillés soient relevés au bord du plateau, disposition qui exagérerait la puissance apparente des vulcanites.

LE FACIES DES IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES EST BIEN INDIVIDUALISE AU NORD DE DEBRE SINA. Ailleurs, sa distinction avec le faciès du Shield Group est malaisée. IL APPARAIT GENERALEMENT RECOUVERT PAR LES ERUPTIONS CENTRALES BASALTIQUES DU SHIELD GROUP.

Il est probable que les faciès du Shield Group et des Ignimbrites Post-trappéennes aient été mis en place à des moments différents suivant les lieux au cours du Miocène. Les basaltes du Shield Group représentent des émissions centrales de type strombolien tandis que les ignimbrites acides proviennent plutôt d'explosions péléennes.

Les produits volcaniques récents sont des coulées basaltiques provenant d'édifices juveniles installés dans le Rift ou à proximité. Les tufs remaniés plio-quatérnaires du fond du Rift existent également sur les gradins inférieurs (Balchi).

La région d'Addis Abeba est recouverte en particulier de projections récentes, estimées pliocènes, comme les édifices volcaniques voisins.

Les intercalations lacustres sont assez fréquemment observées dans les Ignimbrites Post-Trappéennes. Les indications chronologiques données par la paléoflore se réfèrent à un âge miocène. Les bancs de lignite, de puissance très variable, sont nombreux tout le long de la bordure orientale du plateau, "... dans presque toutes les gorges affleurent des bancs de lignite... Sans aucun doute existe dans cette région une vraie province lignitifère." (A. FRANCAVIGLIA).

Il faut cependant noter que ces divers affleurements ne doivent pas être considérés comme faisant partie d'un seul niveau de grande extension géographique allant du Nil à l'Awash ; leur position stratigraphique au sein de la série volcanique est variable, les paléoflores ne sont pas identiques. Ces dépôts lacustres sont multiples mais ponctuels et témoignent de périodes de rémission dans l'activité volcanique.

PLATEAU D'HARAR

Le Plateau d'Harar - ou Plateau Somali - occupe toute la partie Sud-Est de l'Ethiopie. Il est limité au Nord et à l'Ouest par le fossé du Rift. C'est sur cette bordure qu'il atteint l'altitude la plus élevée pour former un véritable massif montagneux dépassant 3000 mètres, le massif du Chercher. Il est complètement dilacéré par le jeu des fractures et par le travail érosif des affluents de l'Awash, au Nord, et du Wabi Shebelle, au Sud. Au Sud-Est, il prend la forme plus typique d'une large surface déclinée vers le bassin de l'Ogaden et entaillée par le réseau hydrographique.

Les secteurs du Plateau d'Harar que nous avons étudiés sont localisés dans le massif du Chercher et sur la bordure du Rift, d'Asba Tafari à Dire Dawa et Harar. De plus, nous avons inclus dans ce chapitre un gisement de fossiles végétaux plus méridional (Wondo).

1 - MASSIF DU CHERCHER

1.1 LOCALISATION

Le Chercher ("Cercer" des auteurs italiens, "Tschertscher" des auteurs allemands) est un massif élevé culminant au Mont Gara Mulata (3381 m) qui s'allonge sur une centaine de kilomètres le long du Rift depuis Asba Tafari jusqu'au Gara Mulata, près d'Harar, pour une largeur d'une cinquantaine de kilomètres. Sur la bordure même du Rift, c'est une ligne de crête déchiquetée dépassant par endroits 3000 mètres et appelée Mont Ahmar sur certaines cartes. Au Sud, le massif s'abaisse et se régularise pour se raccorder au bassin de l'Ogaden.

Figure 42: Bordure NW du Plateau d'Harar, emplacement des secteurs étudiés

Le versant Nord dominant le Rift fait l'objet d'une étude particulière (§ 2). Le versant Sud est découpé par de profondes vallées qui mettent à jour la série sédimentaire jusqu'au Socle. La couverture volcanique forme les sommets ; elle est plus étendue à l'Ouest.

L'accès aux vallées du Versant Sud du Chercher est particulièrement malaisé en saison humide. La route d'Asba Tafari à Harar suit la ligne des crêtes entre 2000 et 2500 mètres d'altitude. Les pistes conduisant au fond des vallées, 1000 mètres plus bas, sont rares. Des chemins d'exploitations forestières partent de Ziguïta et peuvent être empruntés par les véhicules tout-terrain par temps sec. La voie de pénétration la moins difficile est la piste Deder - Soka. C'est le long de cet itinéraire et aux alentours du village de Soka qu'ont été menées nos recherches.

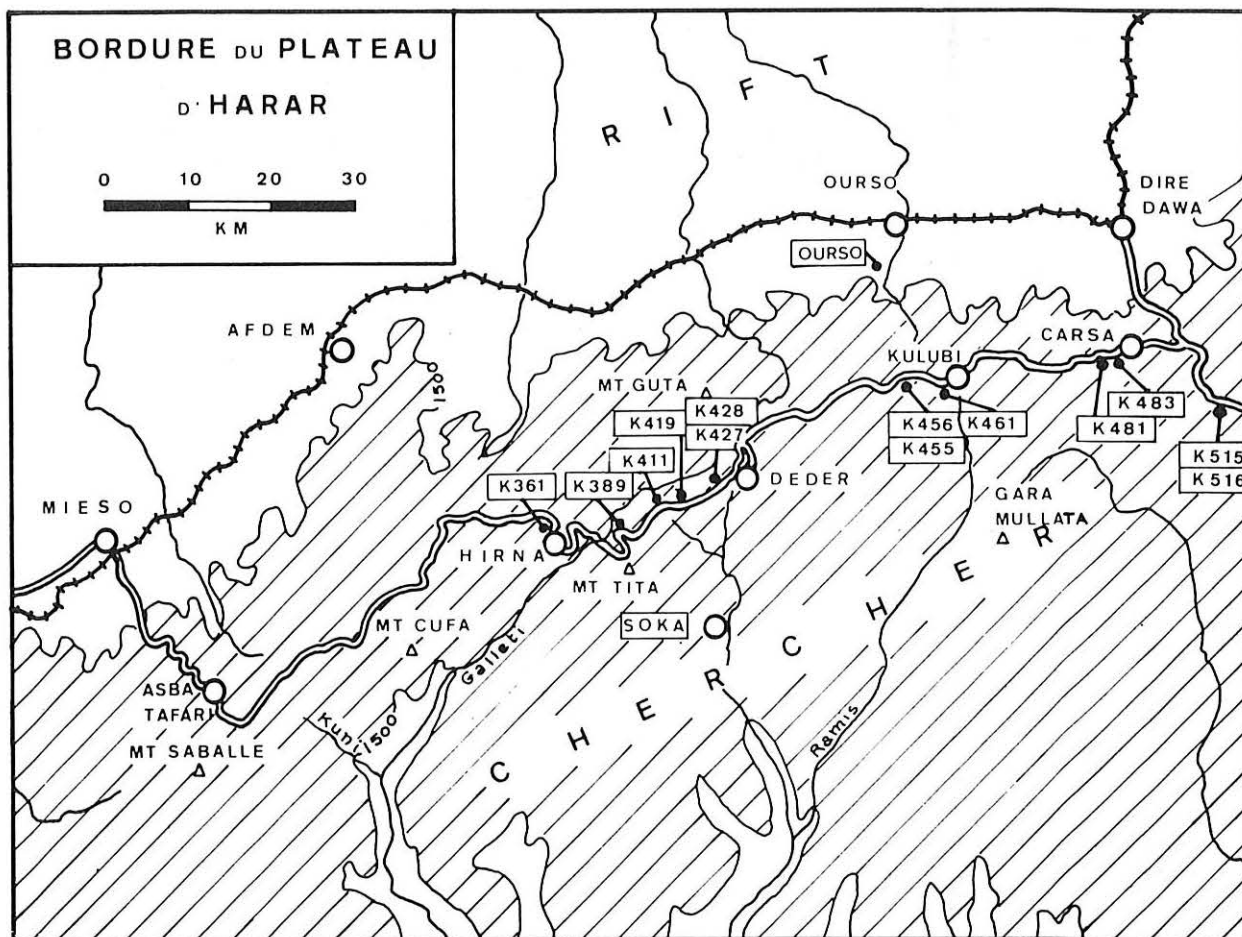


Fig. 42 — Bordure NW du Plateau d'Harar : emplacement des secteurs étudiés.
 NW border of Harar Plateau : location of surveyed areas.
 (hachures : altitude > 1 5 00 m).

1,2 TRAVAUX ANTERIEURS

Cette région a été reconnue assez tard par les géologues. H. ARSANDAUX (1903a, 1903b) analysa quelques roches volcaniques prélevées sur le versant Nord. H. RECK et W.O. DIETRICH (1923) mentionnèrent une très grosse Ammonite récoltée dans les calcaires. Cette découverte nous paraît maintenant douteuse.

E. KRENKEL (1925), dans sa synthèse sur l'Afrique orientale, parla de grès triasiques comparables à ceux d'Adigrat, mais sans citer ses sources. Au cours de son étude pétrographique des roches du Chercher, E. MOLLY (1928) reconnut la suite des terrains suivante : Socle, grès triasique, calcaire.

La mission géologique allemande organisée sous l'égide de la S.A. Mineraria en 1937-1938 aboutit à une connaissance plus précise du Socle métamorphique et, accessoirement, de la série stratigraphique sus-jacente, ainsi qu'à l'établissement d'un schéma géologique de la région assez sommaire qui ne figure ni le faciès "Grès supérieurs", ni la fracturation (L. MUHLEN, 1931 ; C. LEBLING et E. NOWACK, 1939 ; H. ROLSHOVEN, 1939).

Figure 43: Coupe stratigraphique dans la vallée de Kuni, d'après H. Rolshoven

A la même époque, R. SCHOTTENLOHER (1939) s'intéressa surtout au modelé et à la végétation des monts du Chercher et de l'Arussi, mais sut représenter sur ses coupes la série sédimentaire complète.

Travaillant pour le compte de l'A.G.I.P., M. GORTANI et A. BIANCHI (1937, 1941) analysèrent en particulier les basaltes de la Série des Trappes et cartographièrent la partie orientale du massif (Gara Mullata). Leurs observations de terrain viennent d'être publiées par les soins de l'Accademia Nazionale dei Lincei (1973).

Les recherches récentes qui ont été publiées sont rares. Quelques rapports confidentiels déposés au Ministère des Mines traitent des ressources minières du Socle. La mission française du Wabi Shebelle a porté son attention sur la partie moyenne du bassin et le massif du Chercher n'est que cité dans les études géologiques.

Les études tectoniques de K. WIESNER (1970) sont trop étendues géographiquement pour être utiles. Récemment, en 1975, viennent d'être publiés les résultats des recherches effectuées par l'Université de Clausthal sur la bordure orientale du Rift. Bien que son sujet principal soit les phénomènes volcaniques, D. JUCH donne d'utiles indications sur la série mésozoïque, K. KUNZ et coll. fournissent une liste de datations radiométriques

1,3 SERIE STRATIGRAPHIQUE

13.1 COUPES STRATIGRAPHIQUES

Nous avons levé quelques coupes sur le côté Ouest de la piste de Deder à Soka et au Sud de Soka.

Figure 45: Région de Deder-Soka, esquisse topographique d'après vues ERTS

Figure 46: Région de Soka, localisation des coupes stratigraphiques

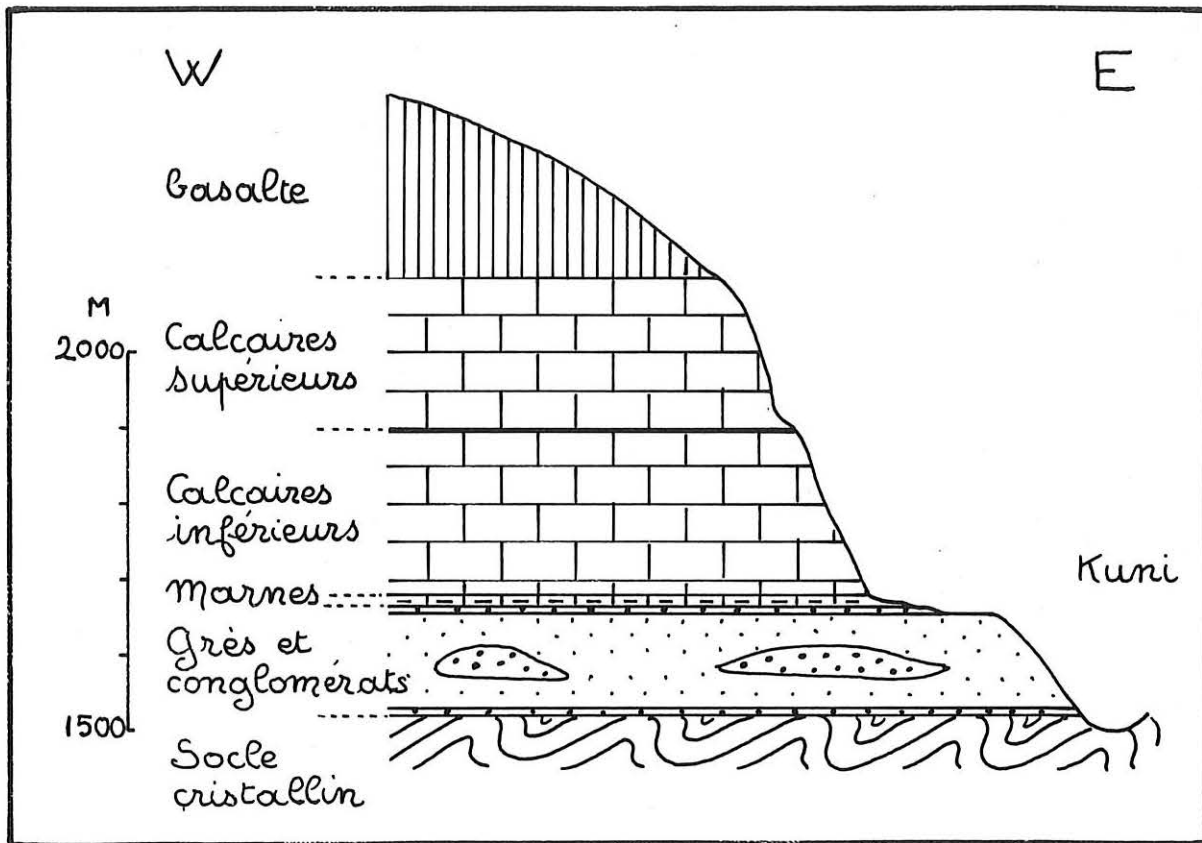


Fig. 43 – Coupe stratigraphique dans la vallée de Kuni d'après H. ROLSHOVEN.
Kuni Valley : section according to H. ROLSHOVEN.

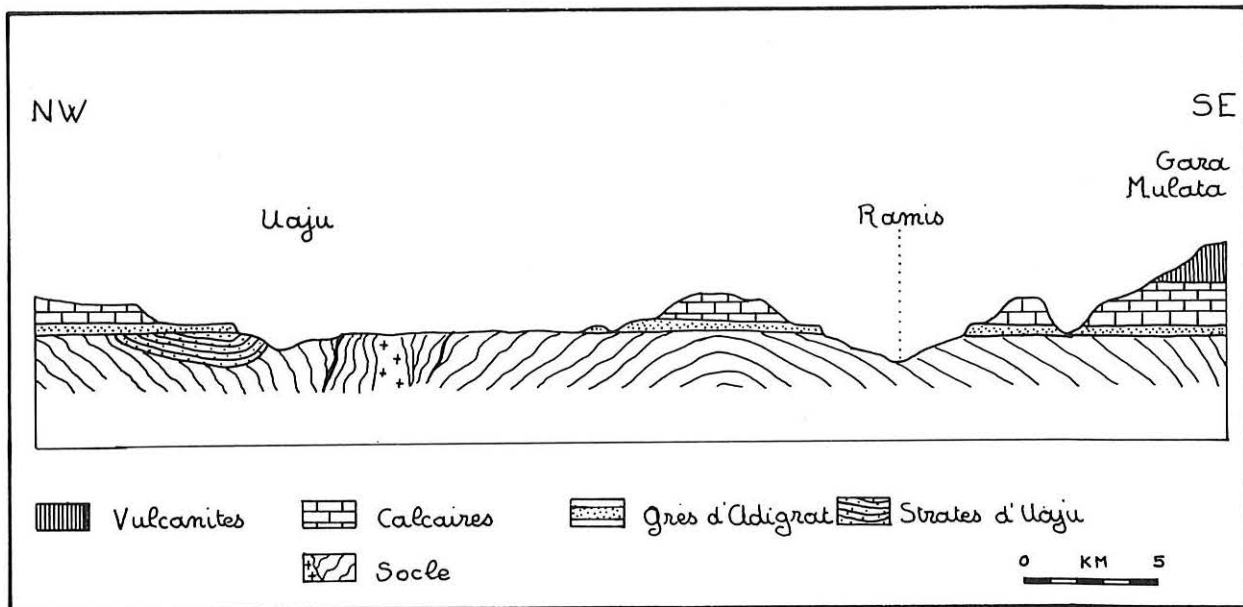


Fig. 44 – Coupe NW-SE dans le Massif du Chercher, d'après C. LEBLING & E. NOWACK.
Chercher Mounts : NW-SE section.

La succession stratigraphique est la suivante :

- F* : Série des Trappes
- E* : Grès supérieurs
- D* : Calcaires d'Antalo
- C* : Grès d'Adigrat
- B* : Faciès Pré-Adigrat
- A* : Socle métamorphique

* Note : Ces lettres seront utilisées dans le même ordre pour toutes les coupes faites sur le Plateau d'Harar.

a) Coupe de Dima

Figure 47: Coupe stratigraphique de Dima

Le lieu-dit Dima est sis à 5 kilomètres au Sud de Deder, le long de la piste. La section est établie dans les parties supérieure et moyenne de la série sédimentaire, depuis Dima (altitude 2200 m) jusqu'au fond de la vallée (altitude 1850 m). (Série des Trappes, Grès supérieurs, Calcaires d'Antalo et Grès d'Adigrat).

TABLEAU X

Altitude (m)	Epaisseur approximative (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE DE DIMA
		F	Eboulis basaltiques - Basalte
	12	E f	<u>Surface indurée silicifiée</u> sur 5 cm
	4 - 5	e	<u>Grès sombres</u> , lie de vin, à niveaux de sols de plus en plus fréquents vers le sommet (trous de vers ou de racines à décoloration annulaire). (Echantillon SK 5d)
	10 - 15	d	<u>Brèche</u> à éléments de calcaires d'Antalo, chenalisée ; éléments en vrac, diamètre moyen 1-2 cm, maximum 35 cm, fréquent 15 cm. Blocs à nérinées. Nombreux trous correspondant à des galets mous ou altérés. (Echantillon SK 5a)
	1,80	c	<u>Grès moyen</u> , lie de vin, à paléosols
	20 (visibles)	b	<u>Calcaire compact, jaune</u> , à géodes siliceuses et nodules de bioturbations
		a	<u>Grès lie de vin</u> , à taches claires, passant à des grès jaune clair
2150			----- Interruption de quelques mètres -----

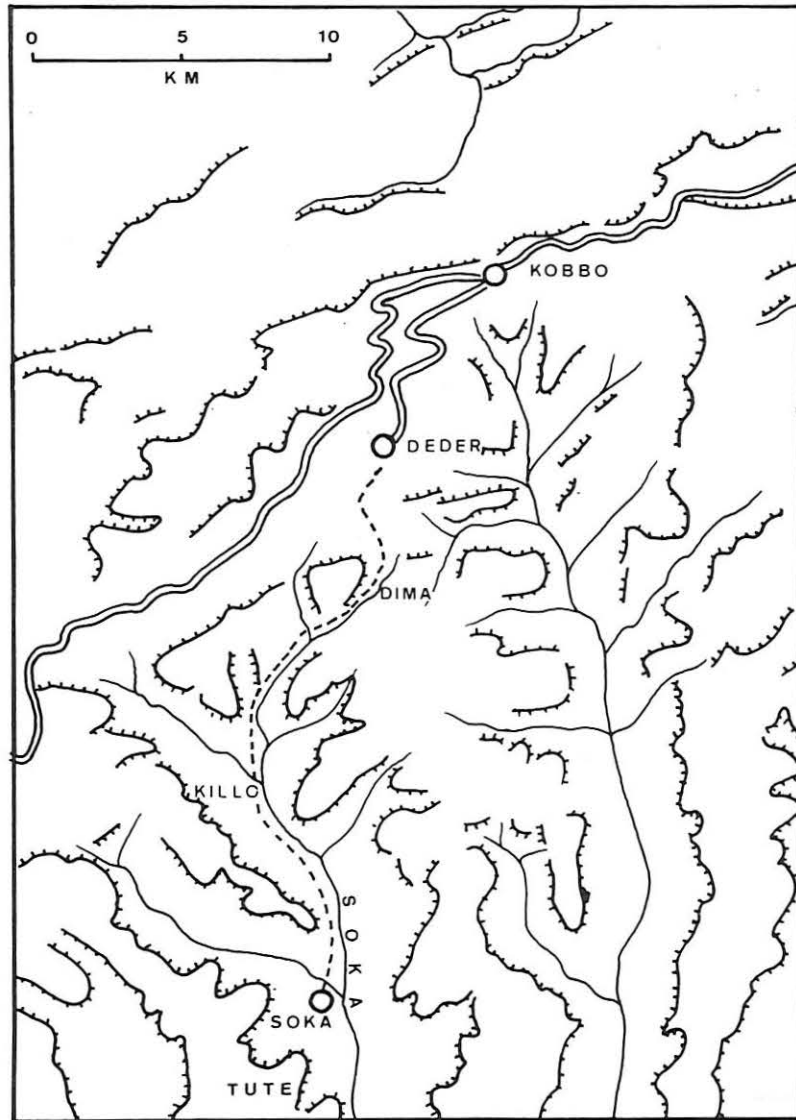


Fig. 45 – Région de Deder-Soka : esquisse topographique d'après vues ERTS.
Deder-Soka : physiographic sketch from ERTS Imagery.

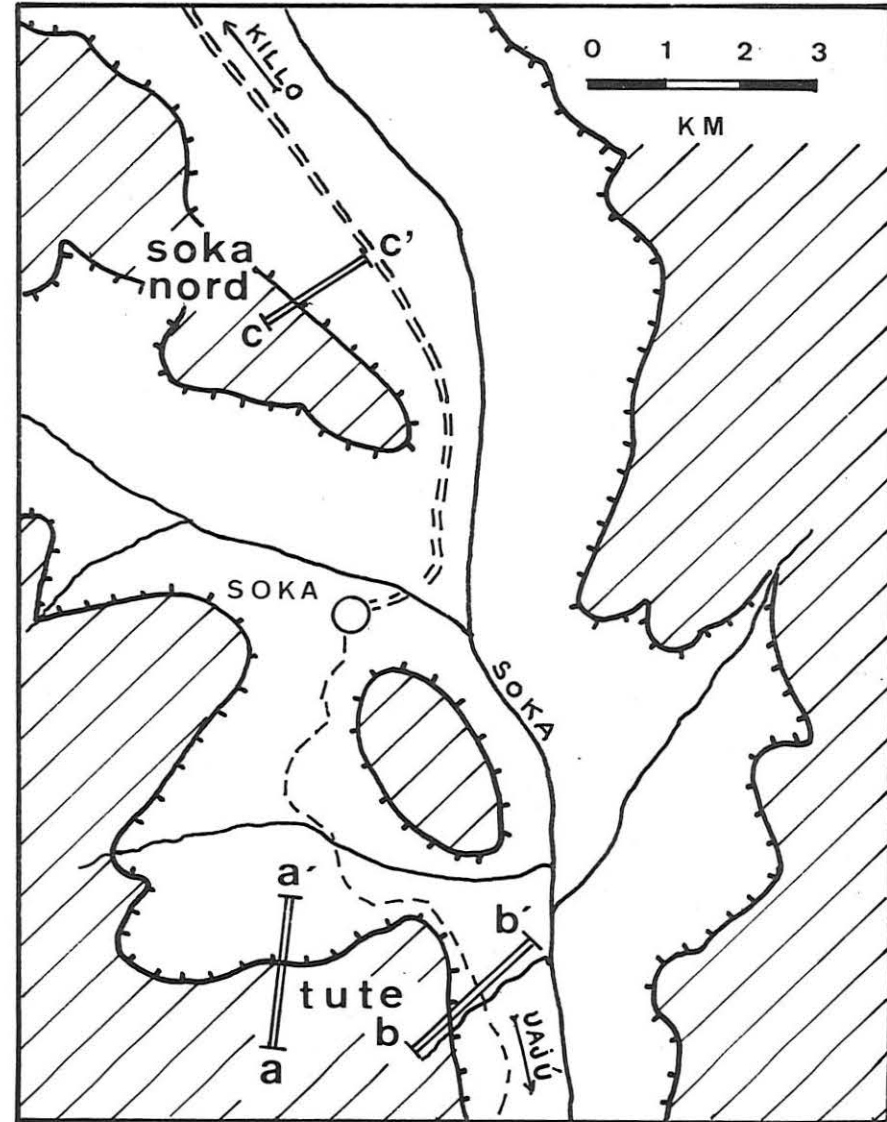


Fig. 46 – Région de Soka : localisation des coupes stratigraphiques.
Soka area : location of cross sections.
(hachures : altitude > 1 850 m).

Coupe de Dima (suite)

	65 (visibles)	D	<p><u>Calcaire noduleux</u>, bioturbé, avec hard ground, Lumachelle. (Echantillons SK 4a, SK 4b)</p> <p><u>Calcaire lithographique</u> à encroûtement de bryozoaires, polypiers, à joints stylolithiques. (Echantillon SK 4c).</p> <p><u>Calcaire lithographique</u> souvent massif, par endroits joints stylolithiques. Polypiers & algues</p>
1850			<u>Brèche de faille</u> à éléments calcaires
		C	<u>Grès grossiers</u> , rouges, à pisolithes ferromanganésifères.

b) Coupe de Killo

Figure 47: Coupe de Killo

Le village de Killo est à 10 kilomètres au Nord de Soka, à l'altitude 1700 mètres. La portion inférieure de la série sédimentaire affleure en partie au-dessus du village (faciès "Grès d'Adigrat"). Une faille perturbe la disposition des couches à la base.

TABLEAU XI

Altitude (m)	Epaisseur approximative (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE DE KILLO
	10 (visibles)	C f	<u>Grès fins</u> , rouges, litage irrégulier à taches pédologiques. Niveaux brun foncé à taches claires irrégulières interprétées comme des dépôts de fond de cuvette alternativement inondé et exondé
	10	e	<u>Grès grossiers</u> , rouges, litage entrecroisé
	20	d	<u>Conglomérat rouge</u> , à dragées de quartz (5 cm maximum, 2-3 cm en moyenne), à indice d'éroulé faible (150-200).
	30		<i>Interruption due à la végétation</i>
	4 (visibles)	b	<u>Grès rythmés et shales</u>
	0,30		. Grès grossiers à litage irrégulier
	0,20		. Shales lie de vin entrelardées d'un lit de grès fins
	0,25		. Rythme grès rouges à litage incliné - shales vertes
	0,10		. Shales lie de vin avec quelques lits jaunes
	0,03		. Rythme grès moyens rouille - shales vertes
	0,10		. Rythme grès grossiers rouge sombre - shales vertes

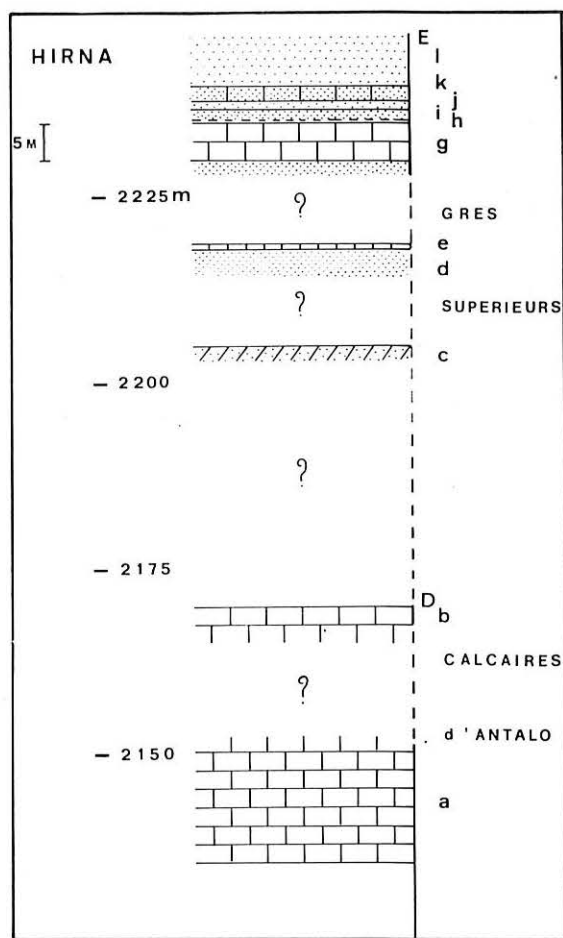
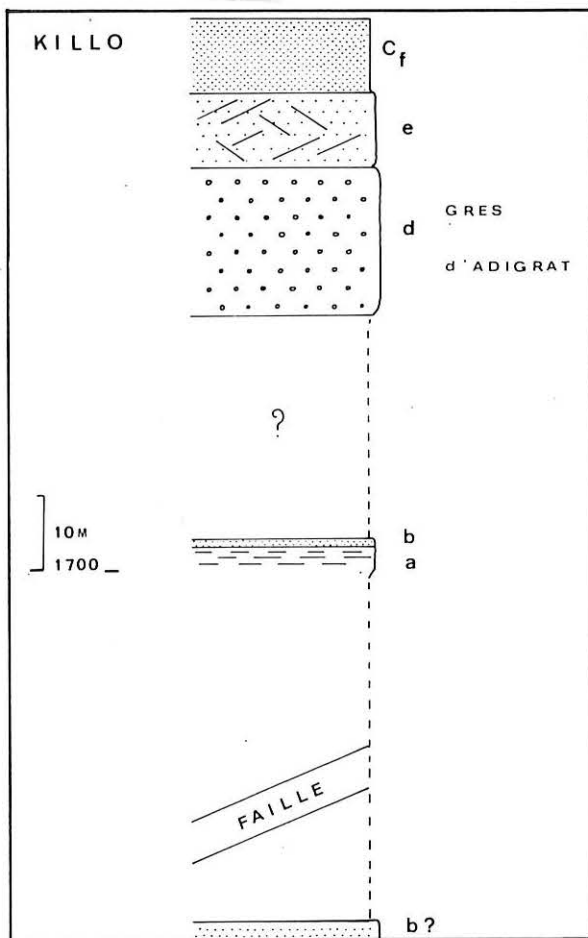
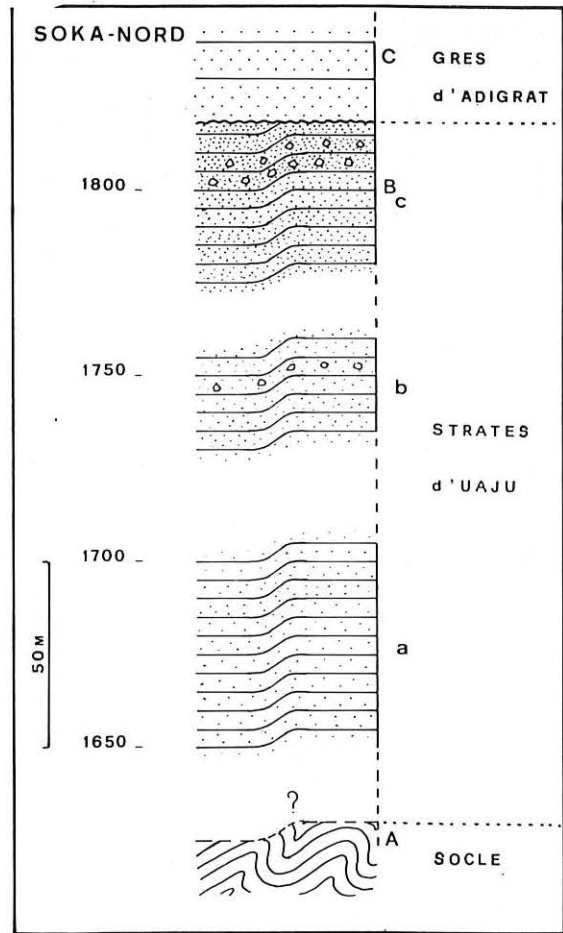
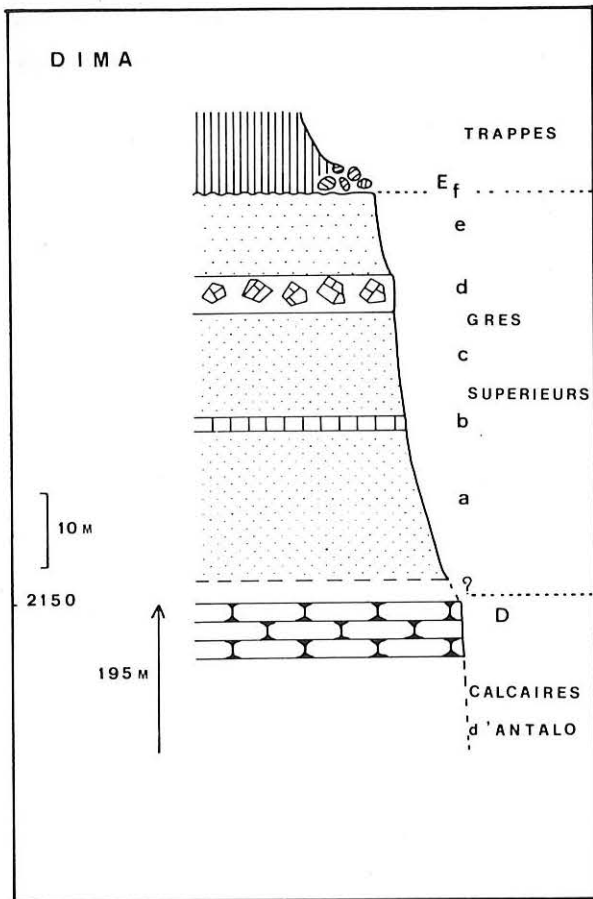


Fig. 47 — Coupes stratigraphiques dans la région de Soka.
Sections in Soka area.

Coupe de Killo (suite)

1700		a	Shales finement litées alternativement vertes et lie de vin plus ou moins entrelardées de jaune.
	50	<i>Interruption (vegetation) - Faille</i>	
	?	C b	Grès mouchetés lie de vin à irrégularités gris bleuâtre, litage laminaire. (Echantillon SK 3)

c) Coupe de Soka-Nord (épaisseur totale : 190 m)

Figure 47: Coupe de Soka-Nord

La base de la série est observable le long de la piste à 5 kilomètres au Nord de Soka (7 km par la piste), à l'altitude 1650 mètres. (Faciès Pré-Adigrat et "Grès d'Adigrat").

TABLEAU XII

Altitude (m)	Épaisseur approximative (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE DE SOKA-NORD
1820		C	<u>Grès moyens</u> rouges à boules (20 cm)
1818			<i>Discordance angulaire</i>
1800	60	B c	<u>Grès blancs, fins, finement lités</u> , à rares galets anguleux de roches métamorphiques noires de type amphibolite (1 galet/m ² , taille moyenne 2-3 cm, maximale 10 cm)
1775			
1760	30	b	<u>Grès fins-moyens</u> , altérés en jaune-rouille, litage peu apparent, entrecroisé. Un banc à rares galets noirs de 2-3 cm (1 galet/m ²)
1700	100	a	<u>Grès moyens à grossiers</u> , finement lités, à lamines noires de 1 mm et taches rouilles de 5 mm maximum ; litage entrecroisé E-W. Par endroits lits rouille de quelques mm et lits noirs de 1 mm. (Echantillons SOK 1, SOK 2 et SOK 3) - Nodules allongés de grès moyens-grossiers, compacts, jaune-rouille, 1 m x 0,20 m, avec un centre allongé verdâtre, - dans certains bancs, zones allongées, verdâtres, de quelques cm d'épaisseur, Phénomène d'altération et de recristallisation superficielle parallèle à la pente et masquant la stratification
1650			
1630 (?)		A	<u>Socle</u> non visible, dissimulé par les alluvions récentes.

Figure 48: Coupe stratigraphique de Tute

A 4 kilomètres au Sud du village, deux sections a-a' et b-b', établies à proximité de la piste d'Uaju, permettent d'étudier la partie inférieure des couches sédimentaires sur une hauteur de près de 300 mètres et leur contact avec le Socle métamorphique. Les affleurements sont discontinus. On rencontre, de haut en bas, les faciès "Calcaires d'Antalo", "Grès d'Adigrat" et "Pré-Adigrat".

TABLEAU XIII

Altitude (m)	Épaisseur approximative (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE DE TUTE
1920	200 (maximum)	D b	<u>Bancs calcaires</u>
1910	20	a	<u>Calcaire gréseux</u>
	10	C j	<u>Bancs gréseux</u> de 1-4 m : mégarythmes limités par des délits argileux ; base des rythmes irrégulière ; bancs finement lités (lamines de 1 mm) avec Ripple-marks et traces de gouttes de pluie (?) en surface
1890	5	i	<u>Brèche calcaire</u> . Erosion alvéolaire. Recristallisation. Un niveau jaune (5 cm) légèrement calcaire à coquilles de Lamellibranches. (Echantillon UJ 2a)
1880	20	h	<u>Grès jaunes</u> , moyens à fins, finement lités (lamines de 1 mm) à striation superficielle, Ripple-marks, en bancs de 40 à 80 cm
1862	15	g	<u>Grès jaunes</u> , fin, finement lités, à lits amygdalaires de calcédoine jaune (lits de 3-20 cm d'épaisseur sur quelques mètres de longueur)
1850	20	f	<i>Plateforme</i> <u>Grès fins et shales</u> <ul style="list-style-type: none"> ◦ Shales lie de vin à taches pédologiques jaunes, surface à Mud-cracks ◦ Grès moyens jaune-clair en rythme de 2 à 10 cm passant à des shales vertes, finement lités, litage horizontal, Ripple-marks ◦ Grès fins rouges, finement lités, litage oblique ou horizontal (135° S-E), Ripple-marks. (Echantillon UJ 1a, UJ 1b, UJ 1c)
1830	10	e	<u>Grès moyens, gris</u>

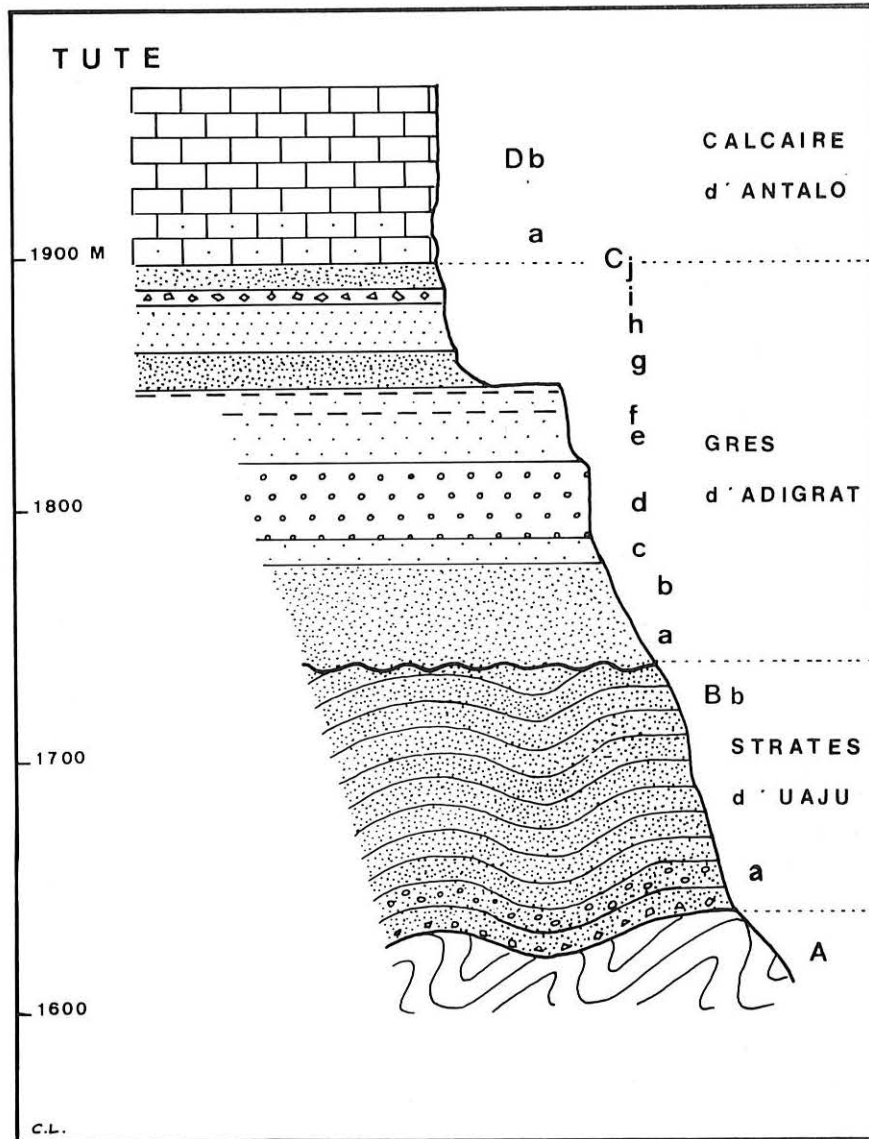


Fig. 48 – Coupe stratigraphique de Tute.
Section at Tute.

Coupe de Tute (suite)

1820	10	d	<u>Grès grossiers, rouges</u> , à passées conglomératiques ; galets taille maximale 8 cm, en moyenne 2-3 cm. Mégarythmes avec décoloration pédologique au sommet ; litage incliné vers le Sud (170°). (Echantillon de galets)
1790	10	c	<u>Grès moyens, rouges</u> , à litage incliné vers le SE (120°). (Echantillon UJ 3)
1780	30	b	<u>Grès fins, silteux</u> , rouges et jaunes (paléosols), croûte silico-calcaréo-dolomitique (10-20 cm) à gouttes de pluie et traces (?) de vertébré (?), Slump-balls souvent très gros (1 m), croûtes dolomitico-siliceuse ; Rill -marks, niveaux versicolores. (Echantillon UJ 4)
1750	10	a	<u>Grès fins clairs</u>
1740	<i>Discordance angulaire ou concordance apparente suivant les lieux</i>		
1655		B b	<u>Grès fins</u> , vert-jaune, varvés et plissotés. (Echantillons DE 1 et UJ 5)
	15	a	<u>Grès fins</u> avec rares galets de Socle, noirs et durs (amphibolite) ; un galet/m ² ; un gros bloc noir d'amphibolite (1 m). (Echantillons UJ 6 et UJ 6a)
	0,50		<u>Grès fins</u> , jaunes, passant à un silt à rares galets d'amphibolite (10 cm)
	0,10		<u>Grès moyens</u> , jaunes, à fragments anguleux de Socle (1 cm)
1640		A	<u>Socle</u> amphibolitique

e) Coupe levée par G. LEBLING et E. NOWACK (1938)

Il est instructif de rappeler ici la coupe observée dans la vallée de la Soka, probablement plus en aval, par les deux minéralogistes allemands. La succession stratigraphique a été légèrement modifiée. Elle montre que les "Grès d'Adigrat" (c) sont recouverts par les "Calcaires d'Antalo", mais reposent directement sur le Socle : le Faciès Pré-Adigrat est absent à l'emplacement de la coupe.

TABLEAU XIV

Epaisseur (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE DE SOKA D'APRÈS C. LEBLING & E. NOWACK
	D	Calcaires stratifiés
5	C h	Grès jaunes et calcaires marneux à boules gréseuses
10	g	Grès grossiers à ciment partiellement calcaire
10	f	Marnes multicolores et shales sableuses
20	e	Alternance de grès et shales
15	d	Grès grossiers à crachées conglomératiques
5	c	Schistes gréseux rouges micacés
20	b	Grès, en partie grossiers, avec nombreuses crachées de graviers et bancs conglomératiques
40	a	Grès rouges à grains fins à rares crachées de galets
	A	Gneiss phylliteux

13.2 SERIE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE

Ces diverses coupes sont complémentaires ; elles permettent de caractériser ainsi la série stratigraphique de la vallée de la Soka.

F - Série des Trappes	: Basaltes et pyroclastes	
E - Grès supérieurs	: Grès rouges, grès calcareux et brèche calcaire à la base ...	60 m
D - Calcaires d'Antalo	: Calcaires récifaux organogènes	250 m
C - Grès d'Adigrat	: Grès rouges ; un banc conglomératique	160 m
B - Faciès Pré-Adigrat	: Grès gris, allure varvoïde ...	0 à 200 m
A - Socle métamorphique	: Gneiss, amphibolite	

1.4 DONNEES COMPLEMENTAIRES ET INTERPRETATIONS

14.1 FACIES PRE-ADIGRAT

Dans la haute vallée de la Soka, le Faciès d'Adigrat ne repose pas directement sur le Socle métamorphique. Il en est séparé par 100 à 200 mètres de sédiments gréseux bien distincts.

Planche hors texte n° III

Les bancs gréseux contiennent fréquemment des galets et des fragments anguleux amphibolitiques de même nature que le Socle qu'ils recouvrent et bien différents des galets quartzeux du Faciès d'Adigrat. Ces éléments ont subi un transport sur une faible distance ; leur origine est à chercher dans le Socle de la région même.

Les grès moyens à grossiers observés à Soka Nord (couche Ba), toujours finement lités, présentent en particulier de fines lamines noires riches en oxydes de manganèse plutôt qu'en matière organique. Les piquetures rouille résultent probablement d'une oxydation secondaire des oxydes ferreux primitifs. Les nodules à coeur verdâtre et les zones verdâtres sont également les indices d'un dépôt en milieu réducteur, comme l'est le fond d'un lac.

Les couches de grès fins sont nombreuses. La couleur générale est grise, parfois verdâtre et le fin litage peut avoir une allure varvoïde (Tute, Bb). Les bancs gréseux prennent une couleur d'altération rouille en surface, mais ne sont jamais de cette couleur dans leur masse. Les lits sont fréquemment plissotés. La rythmicité et la finesse du sédiment suggère un dépôt en milieu sous-aquatique calme.

En lame mince, les grains sont généralement anguleux : l'abondance des feldspaths et la présence de biotite démontrent la faiblesse du processus d'altération chimique au moment de l'érosion du Socle et du transport des matériaux arrachés.

Les minéraux des argiles sont mal cristallisés et généralement à base de chlorite, mais la kaolinite détritique (?) devient prédominante au sommet de la formation (échantillon DE 1, couche Tute Bb). Le classement des grains est celui des alluvions fluviales chez les échantillons UJ 5 et UJ 6 (Tute Ba, Bb), mais plutôt deltaïques (lacustres?) chez les échantillons SOK 1, SOK 2 et SOK 3 (Soka-Nord, Ba)

AINSI, L'ENSEMBLE DES OBSERVATIONS SEDIMENTOLOGIQUES DES DIFFERENTS NIVEAUX MONTRE QUE LES ELEMENTS PROVIENNENT DE LA DESAGREGATION MECANIQUE DES ROCHES DU SOCLE METAMORPHIQUE SANS ALTERATION CHIMIQUE IMPORTANTE. ILS ONT ETE TRANSPORTES PAR LES COURS D'EAU SUR UNE FAIBLE DISTANCE JUSQUE DANS UN MILIEU AQUATIQUE TRANQUILLE DE TYPE LACUSTRE. LE CLIMAT D'ALORS ETAIT VRAISEMBLABLEMENT FRAIS ET HUMIDE ; IL DEVINT PLUS AGRESSIF AU MOMENT DU DEPOT DES COUCHES SUPERIEURES.

L'analyse palynologique faite sur l'échantillon SOK 1 a révélé des spores de *Lepidodendron* carbonifère.

Ces sédiments antérieurs au Faciès d'Adigrat avaient déjà été observés dans la même région par C. LEBLING et E. NOWACK qui les dénommèrent "Strates de Uaju", du nom du village situé à 7 kilomètres à l'Ouest de Soka, en employant également l'expression de "Pré-Adigrat". Ces auteurs les décrivirent comme des grès friables, irrégulièrement schisteux, d'habitude gris-clair et plus rarement verdâtres ou rougeâtres, souvent conglomératiques

à la base ; à Uaju, ils découvrirent des restes de plantes et des troncs silicifiés non déterminés. Ils considérèrent ces grès comme étant d'origine continentale et les rattachèrent au Socle cristallin au vu de leurs conditions de gisement bien que, par endroits, ces grès leur parussent peu discernables des Grès d'Adigrat. Enfin, ils les rapprochèrent des couches de Wamma décrites par L. MUHLEN (1931) dans le Wollega, qui apparaissent comme "enfouies dans le Socle" et représenteraient le faciès du Karroo, et leur attribuèrent un âge permo-triasique.

La carte géologique de ces mêmes auteurs montre les Strates d'Uaju plissées dans une dépression du Socle et recouvertes en discordance par les "Grès d'Adigrat". L'épaisseur figurée est de plusieurs centaines de mètres.

Figure 44: Coupe NW-SE dans le Massif du Chercher, d'après Lebling & Nowack

On voit donc la similitude qui existe entre les observations de C. LEBLING et E. NOWACK à Uaju et les nôtres à Soka. Il s'agit bien du même faciès et nous utiliserons également le terme local de *Strates de Uaju* pour ces sédiments antérieurs au Faciès d'Adigrat. Il serait intéressant bien sûr de retrouver le gisement d'empreintes végétales et de procéder aux déterminations.

14.2 LE PROBLEME DE LA DISCORDANCE DES "GRES D'ADIGRAT" SUR LES STRATES D'UAJU

Les Strates d'Uaju étant formées en majorité de grès fins et argileux, leurs affleurements ont été la proie d'une forte altération superficielle suivie d'une recristallisation et d'une cimentation des grains, ce qui forme une couche de 10 à 20 cm d'épaisseur qui moule la surface de l'affleurement et masque le litage et la stratification originelle. Les affleurements des versants de la vallée donnent donc l'impression de surfaces structurales formées de bancs fortement redressés et recouverts en discordance par les Strates d'Adigrat subhorizontales. Il suffit de dégager la croûte superficielle pour retrouver la vraie stratification.

Si les ondulations observées au Nord de Soka (Km 8) et dans le ruisseau de Tute, à l'emplacement de la coupe, peuvent être interprétées comme des déformations intraformationnelles (slumpings), des déformations de plus grande envergure ont été observées à Soka-Nord et à 500 mètres au Sud de la coupe de Tute. Les plis sont serrés et ont plusieurs mètres d'amplitude ; ils sont sectionnés au sommet par la base horizontale des "Grès d'Adigrat", très différents des Strates d'Uaju, plus grossiers et rougeâtres. Dans ce cas, la séparation des deux formations est nette et la discordance angulaire est manifeste.

En revanche, lorsque les couches sont horizontales, la transition est progressive : les couches inférieures du Faciès Adigrat contiennent les mêmes éléments et ont la même couleur que les couches sous-jacentes. Il n'y a pas de phase visible d'arrêt de sédimentation.

Le plissement local des "Strates d'Uaju" peut être attribué à une phase de fracturation *postérieure* au dépôt en admettant que les déformations du substratum aient été irrégulièrement réparties ; certaines zones du Socle seraient restées stables tandis que d'autres étaient affectées de mouvements verticaux provoquant le glissement par gravité des Strates d'Uaju et leur plissement.

L'éventualité de déformations *contemporaines* du dépôt n'est cependant pas à exclure : des mouvements brutaux (séismes) ont pu provoquer le glissement sous-aquatique des sédiments gorgés d'eau, leur plissement et leur accumulation dans des compartiments effondrés (*slumping*).

Les variations locales d'épaisseur observées dans cette formation peuvent être également dues à l'influence d'un paléorelief au moment du dépôt : les sédiments continentaux se sont accumulés préférentiellement dans les dépressions du Socle.

Enfin, nous avons vu qu'en certains points une discordance angulaire incontestable sépare les Strates d'Uaju des "Grès d'Adigrat" : une phase d'érosion s'est intercalée entre les dépôts successifs des deux formations. Cette phase d'érosion a probablement existé même là où il semble y avoir passage progressif d'une formation à l'autre : les couches inférieures des Grès d'Adigrat (grès fins, clairs, couches Ca de Tute) représenteraient en fait le remaniement des niveaux supérieurs des Strates d'Uaju.

En conclusion, on en déduit que :

- Des déformations tectoniques (plissements, fracturations) se sont produites à la fin du Carbonifère ou au début du Permien ;
- Une discordance, angulaire ou de ravinement suivant les lieux, séparent les Strates d'Uaju des "Grès d'Adigrat".

14.3 FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Dans la région de Soka, les grès gris des Strates d'Uaju sont recouverts par des grès rouges et jaunes qui passent, à leur sommet, au faciès calcaire à Tute. Ils sont observés sur une épaisseur de 170 mètres ; les coupes plus fragmentaires de Killo et Dima apportent quelques compléments d'informations. En aval de Soka, ils reposent directement sur le Socle gneissique. Une plateforme, morphologiquement continue à mi-pente des versants de la vallée, subdivise la formation arénacée en deux termes :

- un terme inférieur, épaisseur : 110 mètres,
- un terme supérieur, épaisseur : 60 mètres.

Le terme inférieur (couches Ca à Cf à Tute) sur la figure 48) débute par des grès fins et des grès silteux continentaux déposés en milieu aquatique fréquemment exondé (installation de sols). Les grès rouges, moyens et grossiers, qui leur font suite sont fortement chenalisés et montrent un écoulement vers le Sud-Est et le Sud. Les paramètres de classement des grains sont ceux d'alluvions fluviales et deltaïques. Les lentilles conglomératiques sont abondantes et peuvent former un véritable banc de galets quartzeux. L'étude morphométrique des galets de Tute montre que lesdits galets proviennent d'un endroit éloigné, situé à plusieurs centaines de kilomètres au N-NW (cf direction de courants). Ils ont été apportés lors de chasses d'eau brutales par des chenaux fluviales divagants, à fond matelassé.

La même succession est vérifiée à Killo ; au-dessus de dépôts de cuvettes continentales périodiquement exondées (couches Ca et Cb) viennent des grès grossiers et un niveau conglomératique (Cd et Ce). La couche à pisolithes ferro-manganésifère de Dima (niveau C) représente un faciès local du terme inférieur.

La sédimentation gréseuse devient plus fine au sommet. Les traces d'inondation et d'exondation sont nombreuses (mud-cracks, taches pédologiques). Un échantillon gréseux (UJ 3) est riche en calcite et en petits Gastéropodes terrestres ou d'eau douce. On retrouve donc les dépôts de cuvettes continentales

Planche hors texte n° III

Le terme supérieur (couches Cg à Cj à Tute) montre des grès généralement jaunâtres, moyens à fins, présentant des influences marines fréquentes. Les lits de calcédoine (Tuté, couche Cg) sont interprétés comme le résultat de la précipitation d'un gel siliceux dans des flaques sporadiques. En haut, une brèche calcaire contient un niveau de fossiles marins (couche Ci). La sédimentation arénacée reprend ensuite. Ces blocs calcaires anguleux proviennent de toute évidence de la destruction d'un relief calcaire peu éloigné déjà en place. Ceci implique que le début de la sédimentation calcaire n'a pas partout été synchrone ; elle aurait déjà commencé en d'autres endroits proches de Soka tandis qu'à Soka même se poursuivait le dépôt des grès.

Cet horizon fossilifère (Ci) a été observé - probablement en un autre lieu - par C. LEBLING et E. NOWACK qui ont cru y reconnaître le genre *Corbula*. Pour notre part, nous avons observé de petites empreintes (2 cm), réduites souvent à des moules internes et spécifiquement difficiles à identifier, de Lamellibranches.

C'est à C. LEBLING et E. NOWACK (1939) que revient le mérite d'avoir rapproché sans équivoque cette formation arénacée des "Grès d'Adigrat" du Tigre. Ils l'ont décrite comme étant constituée de grès, de conglomérats et de shales, les conglomérats étant surtout abondants à la base ; le litage entrecroisé est fréquent et, dans la vallée Galetti, ils ont reconnu une chenalisation fluviale qui les a amenés à assigner à ces couches une origine continentale.

Pour ces mêmes auteurs, l'épaisseur de la formation est de 125 mètres dans la basse vallée de la Soka ; elle diminue jusqu'à 25-30 mètres dans la haute vallée et même moins, si l'on en croit leur schéma géologique (le faciès n'est plus figuré au Nord-Est). D'ailleurs, H. ROLSHOVEN a proposé une variation d'épaisseur plus importante : de 150 mètres dans la vallée Cuni, à l'Ouest, à quelques mètres seulement au Nord-Est. Sa coupe géologique représente, au sommet des grès et en guise de transition avec le faciès calcaire, un conglomérat que l'on peut assimiler au niveau brèchique observé par nous à Tute. R. SCHOTTENLOHER, quant à lui, a mesuré 70 mètres de grès à Soka.

L'âge de cette formation gréseuse a été considéré comme triasique-liasique par L. MUHLEN (1931) ; R. SCHOTTENLOHER l'a évaluée comme étant seulement triasique, tandis que C. LEBLING et E. NOWACK ont

estimé que les "Grès d'Adigrat" du Chercher étaient en grande partie jurassiques, mais que l'âge pouvait varier d'un lieu à l'autre.

Par suite du manque de fossiles chronologiquement valables, tant animaux que végétaux, il faudra là encore procéder par extrapolation : compte tenu de l'âge supposé des calcaires sus-jacents et de la datation paléobotanique des couches inférieures, la période de dépôt de ce faciès gréseux a pu s'étendre du *Permien au Jurassique moyen*.

EN CONCLUSION, DANS LA REGION DE SOKA, LE FACIES "GRES D'ADIGRAT" EST EN GRANDE PARTIE CONTINENTAL, MAIS MONTRE UNE TRANSITION AU MILIEU MARIN VERS SON SOMMET. IL S'EST DEPOSE DEPUIS LE PERMIEN JUSQU'AU JURASSIQUE MOYEN. SON EPAISSEUR EST VOISINE DE 150 METRES. IL EST COMPOSE DE DEUX TERMES BIEN DISTINCTS DANS LA TOPOGRAPHIE :

- LE TERME SUPERIEUR EST COMPOSE DE GRES JAUNES MOYENS A FINS, FINEMENT LITES HORIZONTALEMENT ET PASSANT PROGRESSIVEMENT EN HAUT A DES CALCAIRES GRESEUX. IL S'AGIT D'UNE SEDIMENTATION TRANQUILLE DANS UN BASSIN D'ABORD LACUSTRE PUIS MARIN.

- LE TERME INFERIEUR COMPREND DES GRES ROUGES (PARFOIS GRIS) AU LITAGE ENTRECROISE FREQUENT. CERTAINS BANCS SUPERIEURS SONT CONGLOMERATIQUES. LES NIVEAUX DE GRES FINS, SILTS ET SHALES SONT ABONDANTS. CE SONT DES DEPOTS DE GLACIS D'EPANDAGE ET DE CUVETTES CONTINENTALES.

14.4 FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"

La coupe de Dima montre 300 mètres environ de calcaires, mais une faille en masque la partie inférieure et le sommet de la formation est dissimulé par la végétation. L. MUHLEN en évalue la puissance totale à 600 mètres et C. LEBLING et E. NOWACK à 500 mètres. On a affaire à un ensemble de calcaires formés en milieu récifal et caractéristiques du Faciès d'Antalo. H. ROLSHOVEN (1939) y distingue deux termes principaux : calcaires inférieurs jaunâtres et calcaires supérieurs gris-bleuâtre à silex.

Nous avons remarqué, au sommet, des niveaux bioturbés d'un calcaire noduleux micritique à ciment sparitique reposant sur un hard-ground, puis une Lumachelle et, en-dessous, d'autres bancs bioturbés. Le milieu de sédimentation est donc agité, proche du rivage, et annonce la sédimentation détritique ultérieure. A Tute, le calcaire gréseux de la base se révèle légèrement dolomitique (UJ 2b, 15 % de dolomite).

La masse principale est constituée d'un calcaire lithographique, souvent massif par endroits ; de nombreux bancs contiennent des joints stylographiques. On trouve les fossiles du milieu récifal : Polypiers, Bryozoaires, Algues, ainsi que Brachiopodes, Eponges, Lamelli-branches, Echinides. Cet environnement est peu favorable aux Céphalopodes et la découverte, proclamée par H. RECK et W.O. DIETRICH, d'une Ammonite gigantesque (1 m de diamètre) paraît à juste raison suspecte.

La datation du faciès des Calcaires d'Antalo dans le Chercher ne peut être faite actuellement que par comparaison avec celle des calcaires de Dire Dawa - Harar, soit Jurassiques moyen et supérieur (*Bathonien - Kimmeridgien*).

14.5 FACIES "GRES SUPERIEURS"

Ce faciès est représenté par les couches dénommées (E) sur la coupe de Dima. Leur épaisseur est d'une cinquantaine de mètres.

Le passage du faciès calcaire sous-jacent au faciès arénacé n'est pas visible ; il ne s'étend que sur quelques mètres d'épaisseur. Le grès (Ea) qui lui fait suite est interprété comme un grès littoral tandis que le niveau calcaire à géodes et nodules (Eb) représente un dépôt en milieu lagunaire côtier. Avec le grès (Ec), la sédimentation prend une allure continentale.

La brèche (Ed) est constituée d'éléments calcaires ; leur angularité et leur absence de classement impliquent un transport faible. Il pourrait s'agir d'une accumulation de blocs provenant de l'écoulement d'un relief calcaire qui aurait pu exister lors du dépôt de la formation gréseuse. La matrice contient l'interstratifié illite-montmorillonite caractérisant les milieux confinés (flaque, sol...).

Les grès du sommet (Ee) sont franchement continentaux ; ce sont des dépôts fluviatiles caractérisés, de type épandage de glacis (granulométrie : échantillon SK 5d). Leur surface indurée (Ef) pourrait provenir d'un phénomène de cuisson des grès au contact des laves basaltiques.

L'épaisseur du faciès "Grès supérieurs" apparaît assez restreinte à l'endroit de la coupe. R. SCHOTTENLOHER (1939) l'a évaluée à 150 mètres dans la même région (haute vallée de la Soka) ; il indique en outre la présence de bandes conglomératiques au sommet, bandes qui pourraient bien correspondre à la brèche de Dima.

En d'autres endroits, les grès sont réduits à de minces lentilles arénacées plaquées sur les calcaires. En revanche, au Mont Gara Mullata, M. GORTANI (1942) a mesuré 350 mètres de "Grès supérieurs" et découvert dans leur masse un horizon calcaire fossilifère, les "Strates de Graua", qui a livré des Lamellibranches et des Foraminifères d'âge aptien-albien, représentant une faune de mer peu profonde de type méditerranéen. La liste complète des déterminations paléontologiques a été publiée plus tard (M. GORTANI, 1973 ; A. SILVESTRI, 1973). Elle est rap- pelée dans le tableau XV ci-après.

TABLEAU XV

FAUNE DES STRATES DE GRAUA

CHERCHER

M. GORTANI (1973)

Foraminifera

- | | |
|--|-----------------------------------|
| - <i>Choffatella decipiens</i> SCHL. | - <i>Orbitolina conoidea</i> GRAS |
| - <i>Orbitolina concava</i> LAM. | - <i>Vermeulina</i> sp. |
| - <i>Orbitolina lenticularis</i> (BLUM.) | - <i>Textularia</i> sp. |
| - <i>Orbitolina discoidea</i> GRAS | |

Annelida

- Serpula hararina* GORTANI

Crinoida

- Pentacrinus* sp.

Echinoida

- | | |
|--|-------------------------------------|
| - <i>Tetragramma gortanii</i> CHECCHIA | - <i>Orthopsis</i> sp. |
| - <i>Tetragramma cf. variolare</i> | - <i>Salenia cf. scutigera</i> GRAY |
| - <i>Tetragramma</i> sp. | |

Pelecypoda

- | | |
|---|---|
| - <i>Arca (Barbatia) aptiensis</i> PICT. & CAMP. | - <i>Cyprina</i> sp. |
| - <i>Arca (Barbatia) sp.</i> | - <i>Astarte elongata</i> D'ORB. |
| - <i>Arca (Trigonoarca) cf. passyana</i> D'ORB. | - <i>Astarte sp. cf. A. (Eriphyla) herzogi</i> (GOLDF.) |
| - <i>Arca (Trigonoarca) sp. cf. A. dicerat</i> SEG. | - <i>Opis sp. cf. O. glareosa</i> DE L'OR. |
| - <i>Ostrea garamullatae</i> GORTANI | - <i>Crassatella (Anthonia?) baudeti</i> COQ. |
| - <i>Ostrea (Pycnodonta) vesiculosa</i> SOW. | - <i>Cardita forgemoli</i> COQ. |
| - <i>Exogyra couloni</i> (DEFR.) | - <i>Cardita stefani</i> GORTANI |
| - <i>E. couloni var. pseudo-conica</i> GORTANI | - <i>Cardium faltense</i> GORTANI |
| - <i>Exogyra conica</i> (SOW.) | - <i>Cardium sp. aff. C. constantii</i> D'ORB. |
| - <i>Exogyra flabellata</i> GOLDF. | - <i>Cardium sp.</i> |
| - <i>Pecten (Syncyclonema) orbicularis</i> SOW. | - <i>Cardium (Protocardia) hillanum</i> SOW. |
| - <i>Vola morrissi</i> PICT. & REN. | - <i>Cardium (Protocardia) sp.</i> |
| - <i>Vola aethiopica</i> GORTANI | - <i>Cyprimeria faba</i> (SOW.) |
| - <i>Plicatula cf. auressensis</i> COQ. | - <i>Cyprimeria vibrayeana</i> (D'ORB.) |
| - <i>Plicatula sp. cf. fourmeli</i> COQ. | - <i>Cyprimeria meridionalis</i> (SEG.) |
| - <i>Lima (Plagiostoma) grauae</i> GORTANI | - <i>Cyprimeria sp. cf. C. vectensis</i> (FORB.) |
| - <i>Lima (Mantellum) cottaldina</i> D'ORB. | - <i>Tellina jabolii</i> GORTANI |
| - <i>Lima (Limatula) mariae-gentilis</i> GORTANI | - <i>Arcopagia bianchii</i> GORTANI |
| - <i>Myoconcha (?) cf. angulata</i> D'ORB. | |
| - <i>Pholadomya gugliemi-nasii</i> GORTANI | |
| - <i>Liopistha (?) hararina</i> GORTANI | |
| - <i>Cyprina bermensis</i> LEYM. | |
| - <i>Cyprina cf. regularis</i> D'ORB. | |
| - <i>Cyprina garamullatae</i> GORTANI | |
| - <i>Cyprina grauae</i> GORTANI | |

Gastropoda

- Alaria faltensis* GORTANI
- Aporrhais* (?) *dutrugei* COQ.
- Strombus* sp.
- Cerithium* sp.
- Turritella* cf. *vibrayana* D'ORB.
- Turritella* sp.
- Natica* sp. cf. *N. gaultina* D'ORB.

- Pleurotomaria* (*Leptomaria*) *scarsellae* GORT.
- P.* (*Lept-maria*) *amadei-sabaudiae* GORTANI
- Tylostoma* cf. *depressum* PICT. & CAMP.
- Tylostoma* cf. *ellipticum* PICT. & CAMP.
- Tylostoma* cf. *torrubiae* SHAR.
- Tylostoma* (?) sp. cf. *T. rocatianum* (D'ORB.)

Cephalopoda

- Pervinquieria* sp.

A. SILVESTRI (1973)

Foraminifera

- Chapmanina* SILVESTRI
- Choffatella* SCHLUMBERGER
- Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER
- Choffatella peneropliformis* YABE
- Cristellaria* LAMARK
- Cyclammina* BRADY
- Dytioconus* BLANKERHORN
- Operculina* D'ORB.
- Orbitolina* D'ORB.
- Orbitolina aperta* (ERMAN)

- Orbitolina bulgarica* DESHAYES
- Orbitolina concava* (LAMARK)
- Orbitolina conoidea* GRAS
- Orbitolina discoidea* GRAS
- Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH)
- Orbitolina* sp. BOURCAT & DAVID
- Pseudorbitolina marthae* DOUV.
- Robulina* D'ORB.
- Spirocyclina* MUNIER-CHALMAS

Les "Grès supérieurs" du Mont Gara Mullata ont également fait l'objet d'une analyse pétrographique et chimique de la part de S. GNISCI (1974). Les grès sont compacts, blanchâtres ou marqués de taches limonitiques. Les grains comprennent principalement du quartz et quelques cristaux de biotite chloritisée, zircon, apathite et rutile. Le ciment siliceux est abondant. Leur composition chimique figure dans le tableau XVIII.

14.6 ROCHES VOLCANIQUES

Les vulcanites recouvrant les couches sédimentaires n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée de notre part. Elles constituent la ligne de crête principale du Chercher. Sur le versant Sud, elles forment le sommet de buttes dispersées qui représentent les témoins d'une couverture volcanique jadis continue.

Les faciès pétrographiques sont bien caractéristiques de la Série des Trappes. Les basaltes sont noirs, compacts, à microlithes de plagioclases et pyroxènes. Les formes porphyriques à phéno-cristaux d'augite et d'olivine sont rares. Les coulées sont mêlées de couches pyroclastiques, mais nous n'avons pas rencontré d'intercalations lacustres.

L'épaisseur mesurée au-dessous de Deder est de 200 mètres auxquels il faut ajouter la hauteur du sommet dominant le village, 100 mètres environ. C. LEBLING et E. NOWACK (1938) figurent 600 mètres environ de basalte au Gara Mulata, tandis que M. GORTANI et A. BIANCHI (1937) parlent de 900 mètres. G. DAINELLI (1943) évalue la puissance des Trappes à plus de 1500 mètres sur le Plateau Somali et D. JUCH (1975) récemment arrive à la même évaluation entre Asba Tafari et Gelemso (plus de 2000 mètres). La diminution d'épaisseur des Trappes vers l'Est observée par M. GORTANI et A. BIANCHI est confirmée par P.A. MOHR (1963).

Un fait est certain, c'est que l'épaisseur de la couverture trappéenne actuelle est très variable d'un sommet à l'autre. Mais il ne faut pas oublier que nous avons affaire maintenant à des témoins, souvent bien réduits, d'une couverture volcanique épaisse de plus de 2000 mètres ayant recouvert toute la région. La surrection du Socle et la fracturation ont été suivies d'une érosion intense aboutissant à la disparition presque totale des vulcanites, au Sud par l'érosion des affluents du Wabi Shebelle et, à l'Est, où le bombement du Socle était le plus accentué.

Les datations radiométriques faites dans les coulées inférieures ont montré que les éruptions basaltiques ont débuté au début du Miocène (K. KUNZ et coll., 1975 ; P.W. JONES

On ne connaît actuellement aucune trace de phénomènes volcaniques postérieurs aux Trappes.

2 - BORDURE DU RIFT

Le versant Nord du Chercher qui domine la dépression du Rift est parcouru en son sommet par la route d'Addis Abeba à Harar. D'Asba

Tafari à Hirna, cette dernière traverse exclusivement les vulcanites des Trappes. Les affleurements gréseux en revanche sont nombreux entre Hirna et Kulubi. Le Socle métamorphique apparaît enfin entre Kulubi et Harar.

La route d'Harar à Dire-Dawa et celle de Dire-Dawa à Afdem permettent d'accéder à la bordure inférieure du Plateau d'Harar limitant le Rift.

2.1 ROUTE D'ASBA TAFARI - HARAR

21.1 D'HIRNA A KULUBI : FACIES "GRES SUPERIEURS"

L'abondance des fractures et la végétation ne permettent que des affleurements discontinus de grès au-dessous de la couverture trappéenne. Dans certains cas, la présence du faciès calcaire sous-jacent situe sans équivoque leur position stratigraphique, dans d'autres, l'affleurement est trop ponctuel pour pouvoir être replacé d'une façon certaine dans la série sédimentaire.

Dans ces grès, les injections volcaniques sont fréquentes (voir P.A. MOHR, 1971). Quelques bois silicifiés y ont été découverts.

a) Hirna

A partir du Km 360, la route entame sa descente dans la vallée d'un tributaire de la rivière Galetti qui, elle-même, apporte ses eaux au fleuve Wabi Shebelle. Cette entaille dans la couverture trappéenne met à jour une partie de la série sédimentaire. Au Km 361, à quelque distance au Sud-Est du village d'Hirna, les affleurements gréseux apparaissent de façon très dispersée sur le versant de la vallée et ils sont souvent dissimulés par des cultures. Du point de vue stratigraphique, les principales unités sont,

De haut en bas :

- Vulcanites : basaltes et roches pyroclastiques épaisses qui constituent le sommet des reliefs,

- Grès jaunes à rouges : ils contiennent de nombreux fragments de bois silicifiés ; dans la partie terminale, nous avons observé *un niveau basaltique interstratifié* ; l'épaisseur de ces grès est d'environ 200 mètres,

- Calcaires : ils affleurent le long de la route, au-delà du Km 361.

Faciès gréseux

Une coupe plus détaillée mais fragmentaire a pu être levée vers le Km 361, dans la zone de transition du faciès calcaire au faciès gréseux.

TABLEAU XVI

Altitude (m)	Epaisseur approximative (m)	Identification de la couche	COUPE STRATIGRAPHIQUE D'HIRNA
2235 2230 2218 2205	2 1,50 1,50 0,15 5) (0,30 30 (?)))	E 1	Grès secs, bancs massifs finement lités à bois silicifiés. (Echantillons GAL 3, GAL 4)
		k	Grès calcaireux, jaunâtres
		j	Grès moyens, rougeâtres. (Echantillon GAL 2)
		i	Grès fins, clairs, rythmés : rythmes de quelques centimètres terminés par une croûte siliceuse. (Echantillon GAL 1)
		h	Marnes grises-verdâtres
		g	Calcaires jaunes à mud-cracks et traces d'algues
		f	Grès finement lités, litage horizontal (deltaïques)
		e	Calcaire café au lait, à coquilles d'Huîtres et Terebratules (?)
		d	Grès jaunes, finement lités à petits rythmes de 5-6 cm
		c	Grès dolomitiques
2170 2138	30 (?) 30 (visibles)	D b a	Calcaires jaunes bioturbés Calcaires à grains fins, à Céphalopodes (Nautilé? Ø 20 cm).

Les grès sont des dépôts de plage à la base (couches Ei et Ej), mais sont continentaux au sommet (couche E1).

L'étude des nombreux échantillons de bois silicifiés collectés à la partie supérieure de la formation gréseuse et en-dessous du niveau basaltique interstratifié, nous a permis de reconnaître la présence de neuf sortes de structures ligneuses différentes :

- . *Dombeyoxylon oweni* (CARRUTHERS) KRAUSEL (espèce connue en Afrique de l'Oligocène inférieur au Pliocène)
- . *Nicolia aegyptiaca* UNGER (connue du Crétacé au Pliocène)
- . *Evodioxylon oweni* (CARRUTHERS) CHIARUGI (connue dans le Crétacé supérieur d'Egypte)
- . *Celastrinoxylon celastroïdes* (SCHENK) KRAUSEL (connue dans le Crétacé supérieur d'Egypte)

- . *Hibiscoxylon niloticum* KRAUSEL (connue dans le Crétacé supérieur d'Egypte)
- . *Bombacoxylon galetti* LEMOIGNE & BEAUCHAMP
- . *Sapotoxylon* sp.
- . *Myristicoxylon* sp.
- . *Dicotyloxyton* sp.

Une telle association paléofloristique conduit à attribuer un âge Crétacé terminal-Eocène à la partie supérieure des grès.

On assiste donc au changement des conditions paléo-ambientales de sédimentation à la fin du Crétacé. Aux calcaires marins succèdent des faciès littoraux calcaréo-gréseux puis des grès continentaux molassiques. La coupe d'Hirna apporte donc une contribution décisive à la connaissance du faciès des Grès supérieurs.

Roches volcaniques

C'est à Hirna que H. ARSANDAUX (1903b) a prélevé et analysé une Labradorite doléritique sans malheureusement situer d'une façon précise l'affleurement (voir tableau XVII)

Au Km 360, la route parcourt la Série des Trappes qui montre une grande quantité de coulées basaltiques par rapport aux pyroclastes. Une intercalation basaltique de plusieurs mètres d'épaisseur est visible vers le sommet de la formation gréseuse dans le lit d'un torrent, au-dessous cependant du niveau fossilifère. Bien que l'affleurement soit médiocre, il semble qu'il s'agisse d'une interstratification plutôt que d'un sill. En tout état de cause, les premières coulées des Trappes sont contemporaines de la fin de la sédimentation gréseuse datée du Crétacé supérieur - Eocène.

b) Ziguita (Km 389)

La scierie de Ziguita est installée sur des niveaux pyroclastiques au pied d'une colline basaltique. Cinq kilomètres plus loin, au Km 399 (altitude 2280 m) affleurent au bord de la route des grès moyens à grossiers entrelardés de petites injections basaltiques.

Km 411

Une petite carrière sur le côté droit de la route met à jour quelques mètres de grès,

De haut en bas :

- Grès moyens-grossiers, jaune clair, à crachées conglomératiques lenticulaires. Direction de transport vers le Sud ; 1 chenal orienté Nord-Sud. (Litage : une mesure 190°/30°). Traces de plantes (Equisetinées?) de 1-2 cm de diamètre.
- Grès fins, blancs, à lits amygdalaires de grès fins plus compacts (épaisseur : 50 cm) silicifiés. Ces lits silicifiés correspondent à des croûtes pédologiques.

VULCANITES DU PLATEAU D'HARAR

ANALYSES CHIMIQUES

	(1) Microsyenite quartzifère	(2) Sölvbergite	(3) Sölvbergite=	(4) Sölvbergite	(5) Basalte	(6) Labradorite	(7) Labradorite doléritique	(8) Labradorite doléritique
SiO ₂	66,5	64,42	64,14	67,08	51,02	49,8	49,2	46,2
TiO ₂	-	0,18	-	traces	0,98	3,8	2,3	4
Al ₂ O ₃	18,9	14,54	15,80	16,18	15,40	17,9	18	19
Fe ₂ O ₃	3,6	5,34	3,16	1,23	2,72	2,9	3,1	1,3
FeO	1,3	1,53	1,92	2,90	10,21	11,5	8,9	13,2
MgO	0,4	0,34	-	-	5,04	4,6	4,9	4,7
CaO	0,2	0,52	0,60	0,46	8,94	7,1	8,8	7,7
MnO	-	-	0,26	0,16	0,19	-	-	-
K ₂ O	4,5	4,32	4,54	4,58	1,32	0,8	0,7	0,7
Na ₂ O	4,8	8,03	8,18	6,83	2,73	3,2	2,7	2,7
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,76	-	-	-
H ₂ O ou perte	0,9	0,82	0,76	0,89	1,10	-	1,5	1,5
Total	101,1	100,04	100,36	100,31	100,41	101,6	100,1	101

(1) Carsa - H. ARSANDAUX (1903a)

(2) Alemaya - A. LACROIX (1930)

(3) Alemaya - A. LACROIX (1930)

(4) Alemaya - A. LACROIX (1930)

(5) Garamullata - M. GORTANI, A. BIANCHI (1937)

(6) Caracurcura (Chercher) - H. ARSANDAUX (1903b)

(7) Caracurcura (Chercher) - H. ARSANDAUX (1903b)

(8) Hirna - H. ARSANDAUX (1903b)

- Grès rouges grossiers à galets mous de kaolin ; un litage 120°/30° (bord de chenal).

Les lits silicifiés amygdalaires sont interprétés comme des dépôts de flaques à gel siliceux que J. PERRIAUX compare à la Zone à cornaline du sommet du Grès vosgien. Les galets de kaolin proviennent d'une cuvette située plus au Nord.

L'écoulement vers le Sud est constant. Il s'agit là d'une formation continentale.

Km 419

Le côté Nord de la route montre la succession insolite qui suit,

De haut en bas :

- 3 - Tufs volcaniques jaunes
- 2 - Grès moyens rougeâtres à inclusions de vulcanites altérées, épaisseur : 20 m
- 1 - Basalte altéré et tufs.

A la suite d'un examen minutieux, il apparaît en fait que les grès (2) sont en contact anormal avec les vulcanites sous-jacentes (1).

Les inclusions volcaniques observées dans les grès (2) se présentent sous forme de poches de 1 mètre d'épaisseur ou de veines plus allongées mais plus minces (quelques dizaines de centimètres). Elles contiennent une roche altérée jaunâtre à rouge, plus ou moins zébrée de noir ; l'aspect est celui d'un tuf andésitique altéré.

Les zones gréseuses immédiatement en contact avec ces inclusions ne paraissent pas avoir subi de recuisson. Elles ne contiennent pas non plus d'éléments volcaniques.

La forme même des gisements semble exclure l'hypothèse d'une interstratification. D'autre part, la mise en place d'un sill lavique s'accompagne d'une cuisson partielle de la roche encaissante et donne une roche assez homogène et cristallisée (les sills basaltiques sont souvent porphyroïdes). On pourrait bien avoir affaire ici à un phénomène de "Tuffisation", c'est-à-dire à l'injection, dans les fissures d'une roche, de fragments de matériaux volcaniques entraînés par des gaz sous pression (dégazification d'un magma) qui conduit à la formation d'une roche ressemblant à un tuf volcanique, sans qu'il y ait cuisson de la roche encaissante (la tuffisation a été amplement étudiée dans les Alpes de Vénétie par G. DE VECCHI et V. DE ZANCHE, 1974).

Un fragment de bois silicifié provenant semble-t-il des grès (2) montre une structure d'Angiosperme et assigne un âge crétacé supérieur, ou plus récent, au niveau qui le contenait.

Km 427 et Km 428

Au Km 427, altitude 1990 mètres, la route longe le trajet d'une faille ENE-WSW qui met en contact les calcaires marins sur le côté Nord avec des grès rouges et des basaltes. Une carrière ouverte dans le calcaire sur le côté Nord de la route fournit des matériaux d'empierrement. Un fragment de bois silicifié (D₂) a été ramassé en éboulis de l'autre côté de la route, sur les grès et les basaltes. Il présente une structure d'Angiosperme. Les affleurements gréseux correspondent donc au sommet des "Grès supérieurs" recouvert par les vulcanites des Trappes.

Au Km 428, altitude 2110 mètres, on remarque des grès rouge sombre très altérés en surface reposant sur des grès vineux bariolés et des grès moyens jaunes. Les couches bariolées représentent des paléosols. Un fragment de bois d'Angiosperme (D₃) a également été collecté.

c) Kulubi (Km 455, Km 456, Km 460, Km 461)

Les affleurements gréseux et volcaniques sont abondants dans la région de Kulubi, mais leurs rapports respectifs sont variables et complexes.

Km 455

La route traverse, en saignée, des grès moyens et grossiers fortement chenalisés. Les lentilles conglomératiques contiennent des fragments de bois silicifiés. Les couches d'un rouge vineux et à litage entrecroisé doivent leur couleur à la présence de paléosols. Une faille Nord-Est provoque le redressement spectaculaire des bancs gréseux et leur broyage (brèche). P.A. MOHR (1971) évalue son rejet à 150 mètres.

Les échantillons ligneux appartiennent tous à des coniférophytes de l'espèce *Dadoxylon mugherensis* Y.L. & J.B.

Cette espèce de Gymnosperme a déjà été rencontrée dans les "Grès supérieurs" du Shoa. Elle indique un âge jurassique supérieur - crétacé. Les "Grès supérieurs" d'Hirna contiennent une flore plus récente. A Carsa, *Dadoxylon mugherensis* est présent dans le faciès des Grès d'Adigrat. Il y a donc un doute quant à la position stratigraphique exacte des grès du Km 455. Cependant, il n'y a aucun bloc calcaire tant en éboulis que dans la brèche de faille et les affleurements observés de part et d'autre sont semblables à ceux des "Grès Supérieurs". Nous en concluons que ces couches arénacées représentent plutôt la base du faciès des Grès supérieurs.

Km 456

Les grès du faciès "Grès supérieurs" (les calcaires sont visibles en contrebas dans la vallée) sont recouverts très localement, sur une centaine de mètres, par une roche magmatique très altérée, de couleur gris-jaunâtre, contenant de gros feldspaths et de nombreuses silicifications. La proximité du gros sill du Km 460 nous fait interpréter cet affleurement comme le résultat du dégagement d'un sill (peut-être la continuation du sill du Km 460).

Cette roche a des caractères proches de la "coulée" très altérée qui repose sur les "Grès supérieurs" au Km 515 de la route de Dire Dawa et qui a été identifiée comme une microsyénite par P. TEILHARD DE CHARDIN (1930).

Km 460

La route longe et recoupe sur plusieurs kilomètres un large sill segmenté par l'érosion et qui est surmonté par les "Grès supérieurs". La base n'est pas visible ; par endroits, l'épaisseur apparente dépasse 10 mètres. Ce sill est associé à des dykes verticaux de quelques mètres de largeur. Des blocs gréseux de forte taille (l'un d'eux mesure 4 m x 1 m environ) y sont inclus. La roche constitutive est jaune, friable en surface, fortement altérée et se débite en boules qui s'exfolient. Peut-être correspond-elle à une roche basaltique très altérés?

Planche hors texte n° V

Km 461 (Entrée de Kulubi)

La route remonte dans la formation gréseuse jusqu'au village de Kulubi dont le sanctuaire, bâti sur la colline, est le but d'un important pèlerinage.

A Kulubi même, des coulées basaltiques et des pyroclastes sombres reposent sur les grès (altitude 2380 mètres).

Au Km 461, 5 mètres de grès grossiers à crachées conglomératiques contiennent des intercalations silteuses rouge-violet. Une lentille conglomératique plus épaisse est suivie sur plusieurs mètres ; elle est interrompue par une faille. Un tronc silicifié est en place à l'extrémité de cette lentille.

Figure 49: bois silicifié dans un niveau conglomératique

Les indices morphométriques des galets sont ceux d'un SEDIMENT FLUVIATILE. Le tronc fossilisé appartient à une gymnosperme de l'espèce *Dadoxylon amboensis* LEMOIGNE. L'espèce est connue au Jurassique supérieur et au Crétacé.

Une centaine de mètres en contrebas de la route affleure la falaise calcaire. Nous sommes bien là en présence du sommet des "Grès supérieurs" qui est donc constitué de dépôts continentaux crétacés.

Deux analyses chimiques de grès provenant de la région de Kulubi ont été récemment publiées (S. GNISCI, 1974). Elles ont été groupées avec celle faite, par le même auteur, sur un grès du Mont Gara Mullata dans le tableau XVIII.

EN CONCLUSION, DANS LA REGION COMPRISE ENTRE HIRNA ET KULUBI, LE FACIES DES GRES SUPERIEURS A UNE EPAISSEUR APPROXIMATIVE DE 100 A 200 METRES. LES COUCHES DE BASE SONT DES GRES LITTORAUX FAISANT SUITE AUX CALCAIRES MARINS. LES COUCHES SUPERIEURES SONT CONTINENTALES. LA PERIODE DE DEPOT A EU LIEU PENDANT TOUT LE CRETACE ET UNE PARTIE AU MOINS DE L'EOCENE. LES PREMIERES COULEES BASALTIQUES DE LA SERIE DES TRAPPES SONT DONC POSTERIEURES (EOCENE OU POST-EOCENE).

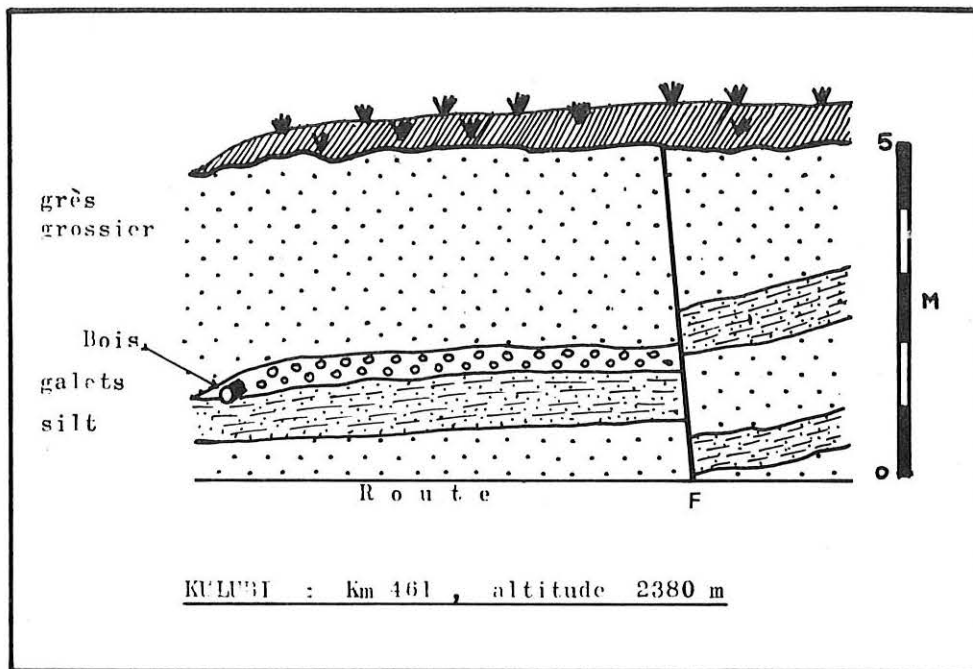


Fig. 49 – Grès supérieurs de Kulubi : bois silicifié dans un niveau conglomératique.
Upper sandstone at Kulubi : silicified wood in a gravel lense.
(d'après photographie)

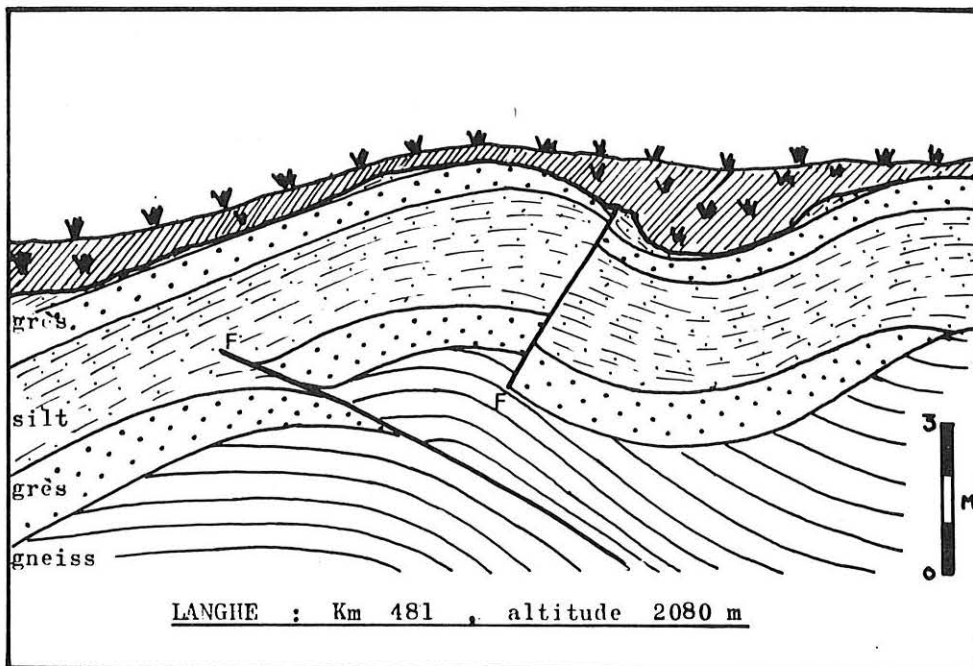


Fig. 50 – Contact du faciès des Grès d'Adigrat sur le socle gneissique à Langhe.
Metamorphic Basement directly overlaid by Adigrat sandstone facies at Langhe.
(d'après photographie)

GRES DU PLATEAU D'HARAR

ANALYSE CHIMIQUE

S. GNISCI (1974)

	A	B	C
SiO ₂	89,80	82,73	94,88
TiO ₂	1,06	1,00	0,43
P ₂ O ₅	-	traces	traces
Al ₂ O ₃	4,00	5,82	1,86
Fe ₂ O ₃	2,38	6,81	1,21
FeO	-	0,50	-
MnO	0,02	traces	-
MgO	0,10	0,16	-
CaO	-	0,30	0,29
H ₂ O ⁺	2,35	1,74	1,06
H ₂ O ⁻	0,36	0,47	0,17
Total	100,07	99,53	99,90

A - Kulubi : grès quartzeux versicolores blancs, jaunes, bruns, à gros grains arrondis, petits grains anguleux et ciment ferrugineux.

B - Kulubi : grès rouge-brun très compacts ; similaires aux précédents mais avec, en plus, gros grains de roches métamorphiques, chlorite et kaolinite.

C - Gara Mullata : grès blanchâtres ou piquetés de taches rouille.

21.2 DE KULUBI A HARAR : FACIES "GRES D'ADIGRAT"

De Kulubi à Carsa, la route chemine parallèlement à une faille Est-Ouest située au Sud de la route. On reste sur les "Grès supérieurs" jusqu'au Km 470 ; on descend alors dans les calcaires, puis les "Grès d'Adigrat", pour atteindre finalement le Socle.

a) Langhe : Km 472 et Km 481

Le Socle métamorphique apparaît sporadiquement le long de la route à une altitude voisine de 2000 mètres.

Au Km 472, avant le village de Langhe, des grès moyens à grossiers, jaunâtres, reposent sur le Socle gneissique. Les bancs gréseux sont curieusement bombés.

Au Km 481, après le village, de petites failles ont produit un léger plissement des bancs gréseux. Le Socle est un gneiss amphibolitique à lits d'Orthose soulignant le feuilletage.

Figure 50: contact du faciès des Grès d'Adigrat sur le Socle gneissique

b) Carsa : Km 483 et Km 484

Peu avant Carsa, le Socle montre une partie de sa couverture sédimentaire.

Au Km 483, la route monte à flanc de coteau. Quelque 20 mètres en contrebas, au Nord, affleure le Socle. Lui fait suite une série gréseuse subhorizontale se poursuivant de l'autre côté de la route et de 80 mètres d'épaisseur. (Cette valeur est assez proche des 50 mètres que R. SCHOTTENLOHER (1939) attribue aux grès sous-jacents aux calcaires, dans sa coupe tracée de Carsa à la dépression du Rift.) Au-dessus, viennent des grès calcareux, puis des calcaires du Faciès d'Antalo (Tableau XIX).

Figure 51: région de Carsa-Harar, coupes stratigraphiques

On remarque que la série gréseuse débute par un niveau de grès grossiers, mais non pas un conglomérat. Il n'y a pas de sol d'altération conservé sur la surface du Socle.

Les grès fins, les shales et le calcaire gréseux à géodes sont interprétés comme des dépôts aquatiques, lacustres ou lagunaires. Le passage à la sédimentation marine des calcaires d'Antalo est progressif au sommet. L'épaisseur totale des "Grès d'Adigrat" est d'environ 80 mètres.

Deux dykes subverticaux, constitués d'une roche fortement altérée et de nature basaltique, coupent l'ensemble des terrains. Ils sont parallèles et orientés NW-SE. L'un mesure 13 mètres de largeur, l'autre 20 centimètres seulement. Ils figurent dans le répertoire dressé par P.A. MOHR en 1971. Leur direction n'est pas celle du champ de fractures du Rift qui est ici Est-Ouest grossièrement. Le rapport de ces filons avec les basaltes des Trappes n'est pas non plus connu.

Une sölvbergite a été décrite par H. ARSANDAUX (1903a) puis par A. LACROIX (1930), également près de Carsa. Les minéraux constitutifs

C A R S A (1)

ROUTE D'HARAR - Km 483

Faciès "Grès d'Adigrat"
 et "Calcaires d'Antalo"
 Affleurements discontinus
 (épaisseur totale : 110 m)

Altitude (m)	Épaisseur approximative (m)	Identification de la couche	
2160	30 ((((D	<u>Calcaires gréseux</u> <u>Calcaires coquilliers</u> <u>Calcaires blanc-jaunâtre</u> <u>Grès calcareux.</u> Altérations en alvéoles et cavernes jaunâtres
2120	30 10 10 5 1 1 1 1 1	C m l k j i h g f e	<u>Grès moyens rouges.</u> Très altérés, recouverts par les cultures <u>Grès moyens, jaunes</u> à taches rouille de 0,5 cm. L'altération fait disparaître ces taches en laissant une cavité. La roche prend un aspect spongieux jaunâtre. <u>Grès moyens, rouges,</u> compacts, en petits bancs <u>Grès fins et silts</u> lie de vin <u>Grès moyens, rouges,</u> friables <u>Calcaires gréseux</u> compacts, jaunes, à géodes de calcédoine atteignant 20 cm. Épaisseur variable <u>Shales grises</u> <u>Grès fins massifs,</u> jaunâtres, à parties plus dures donnant une surface déchiquetée à l'altération. <u>Shales vertes et lie de vin</u> à lentilles gréseuses.
2100	20 ((((((<i>R o u t e d e D i r e D a w a</i> <u>Grès fins, jaunâtres,</u> durs, à points rouille <u>Grès fins, rouges et shales</u> <u>Grès moyens, blancs,</u> à litage entrecroisé bien apparent <u>Grès grossiers</u> (arkose)
2080		A	<u>Gneiss</u> à gros cristaux d'orthose et filons de quartz

TABLEAU XX

C A R S A (2)

ROUTE D'HARAR - Km 484

Faciès "Grès d'Adigrat"

(épaisseur totale : 14,65 m)

Altitude (m)	Epaisseur approximative (m)	Identification de la couche	
	3	C j	<u>Grès moyen</u> , blanc-jaunâtre, à litage entrecroisé; contenant des fragments de bois silicifiés
	1	i	<u>Grès grossier</u> à la limite du conglomérat, jaunâtre, à bois silicifiés
	1	h	<u>Grès grossier</u> , jaunâtre
	3	g	<u>Grès grossier</u> à crachées conglomératiques- (échantillon CAR 2), bois silicifiés
	0,20	f	<u>Grès silteux</u>
	1,50	e	<u>Grès fin</u> , blanchâtre, à taches jaunâtres d'altération
	2,50	d	<u>Grès grossier</u> à la limite du conglomérat, à éléments atteignant 2 cm
	0,30	c	<u>Grès moyen</u> , clair et friable (échantillon CAR1)
	1,50	b	<u>Grès grossier</u> à taches jaunes et lie-de-vin, avec lentilles conglomératiques contenant de gros éléments (10 cm maximum)
	0,15	a	<u>Grès grossier</u> , rouge vineux, à graviers de quartz et d'orthose atteignant 4 cm
2010		A	<u>Gneiss</u> à gros cristaux d'orthose

sont de grands cristaux de feldspath sodique et d'aegyrine dans un fond de feldspath, aegyrine et amphibole. P. TEILHARD DE CHARDIN (1930) situe cette microsyénite plus exactement entre Carsa et le "Coï de Balla" (Alemaya). Elle repose horizontalement tantôt sur le granite, tantôt sur des lambeaux de grès opalisés à son contact. "Les relations de cette roches avec les autres roches éruptives du pays demeurent incertaines".

Au Km 484, les bancs gréseux sont légèrement inclinés vers le Sud et forment une surface structurale sur le coté Sud de la route. Le contact des couches gréseuses de base avec le Socle est particulièrement bien visible. Il n'y a pas d'intercalations de shales. Certains bancs sont grossiers et fortement chenalisés.

La coupe stratigraphique est consignée sur le Tableau XX.

Le calibrage, l'arrondi des grains et leur rythmicité, font penser à un remaniement de sédiments existant et à une resédimentation marine.

Les grès grossiers du sommet de l'affleurement ont fourni des fragments de bois silicifiés de Coniférophytes des espèces:

Dadoxylon amboensis LEMOIGNE

Dadoxylon mugherensis LEMOIGNE & BEAUCHAMP

Sur le Plateau Ethiopien, ces deux fossiles ont été trouvés dans les Grès supérieurs datés du Jurassique terminal-Crétacé. *Dadoxylon mugherensis* existe à la base des Grès supérieurs de Kulubi. Il faut donc admettre que ce fossile a une grande extension chronologique d'une part mais, d'autre part, que le faciès des Grès d'Adigrat de Carsa est plus récent que celui du Plateau Ethiopien.

Au Km 493, peu avant Alemaya, le contact des grès avec le Socle est à une altitude de 2110 mètres et les couches de base contiennent des grès conglomératiques à intercalations argilo-silteuses. Les graviers contenus sont quartzeux.

c) Route d'Harar, Km 515 et 516

Les Grès d'Adigrat et le Socle affleurent à l'altitude de 2060 mètres, de part et d'autre d'un village que traverse la route. Les coupes figurent sur les Tableaux XXI et XXII.

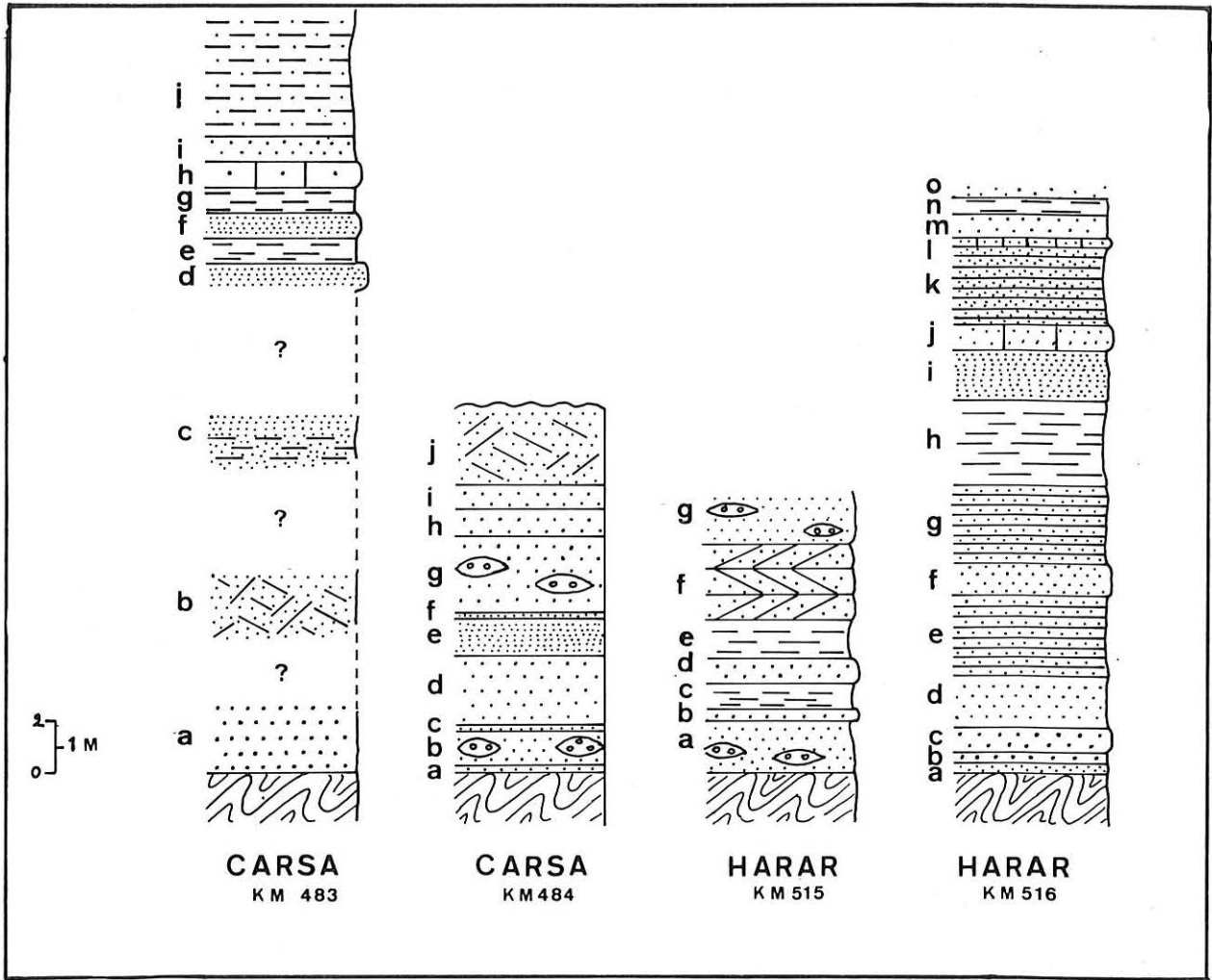


Fig. 51 – Région de Carrsa-Harar : coupes stratigraphiques.
 Carrsa-Harar area : stratigraphic sections.

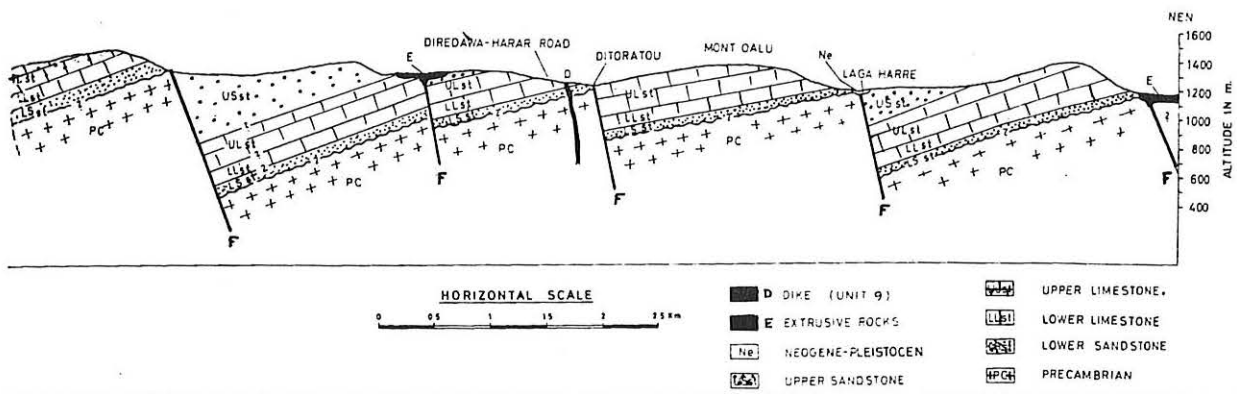


Fig. 52 – Coupe dans la région de Dire Dawa selon Y. GREITZER.
 Section near Dire Dawa from Y. GREITZER.

ROUTE D'HARAR KM 516

Faciès "Grès d'Adigrat"

(épaisseur totale: 21,90 m)

Altitude (m)	Epaisseur approximative (m)	Identifi- cation de la couche	
2080	0,30 3 1 2 3,50 3	C o	<u>Grès rouge</u> très altéré
		n	<u>Shale</u>
		m	<u>Grès jaunâtre</u> , à taches rouille, prenant par altération une structure spongieuse
		l	<u>Grès calcaire</u> , jaunâtre, à géodes de calcédoine
		k	<u>Grès calcaire</u> , grès silteux et grès blanc fin en petits bancs d'une dizaine de centimètres, séparés par des shales
		j	<u>Grès calcaire</u> , jaunâtre, dur, compact, à géodes siliceuses
		i	<u>Grès fin</u> finement lité, à structure hétérogène donnant une altération alvéolaire
		h	<u>Shales versicolores</u> et <u>grès silteux</u> finement lités (débit en plaquettes) à traces de matière organique; fragment de tiges carbonisées et empreintes de feuilles
		g	<u>Grès moyen</u> , jaune, en petits bancs, à niveaux grossiers et traces de rameaux. Un bois silicifié.
		<i>Route d'Harar</i>	
	1,50	f	<u>Grès moyen</u> , jaune, compact
	3,80	e	<u>Grès moyen rouge</u> , en bancs de 0,20m séparés par des joints de shale souvent épais
	2	d	<u>Grès moyen</u> , jaunâtre à blanchâtre, avec des niveaux grossiers rougeâtres

	1	c	<u>Grès grossier</u> , compact, blanchâtre
	0,50	b	<u>Grès grossier</u> , blanc-rose
	0,30	a	<u>Grès moyen</u> , blanc-rougeâtre à mauve
2060		A	Gneiss

Les niveaux gréseux grossiers, à litage entrecroisé, situés à la base sont interprétés comme des dépôts deltaïques. Les couches plus fines de silt et shales sont des dépôts de cuvettes où ont pu également s'accumuler des débris de plantes que l'on retrouve sous forme d'empreintes et de structures conservées.

Un banc calcaire à géodes a été rencontré à la même altitude relative par rapport au Socle à Carsa. Un tel dépôt peut être formé dans un milieu lagunaire à eau saturée en carbonates et en silice.

Les empreintes de feuilles et les bois appartiennent à des Coniférophytes jurassiques ou crétaciques:

Brachyphyllum sp.

Pagiophyllum sp.

Dadoxylon amboensis LEMOIGNE

d) Founiambira - 30 Km ENE Harar

Nous rappelons ici la coupe relevée par P. LAMARE (1930) à 30 Km à l'ENE de la ville d'Harar. Elle a été légèrement modifiée par nos soins. (Tableau XXII)

Figure 54: coupe stratigraphique de Founiambira, selon P. Lamare

La formation des Grès d'Adigrat (c) mesure environ 60 mètres d'épaisseur. Comme à Carsa, le passage à la sédimentation calcaire est très progressif.

C'est également près du village de Founiambira que L. von MÜHLEN découvrit des fragments de *Lepidotus*. Dans le même secteur, au Mont Hakim (ou Achim), près d'Harar, un bone-bed a fourni des écailles de *Lepidotus* et des dents de *Strophodus*. Ces restes de poissons sont néanmoins trop mal conservés pour fournir une indication chronologique (G. D'ERASMO, 1959).

TABLEAU XXII

ROUTE D'HARAR KM 515

Altitude (m)	Épaisseur approximative (m)	Identification de la couche	Faciès "Grès d'Adigrat" (épaisseur totale 10,50m)
2070	2	C g	<u>Grès moyen rose</u> , à niveaux grossiers
	2,50	f	<u>Grès grossier</u> , jaunâtre ou rougeâtre, à litage entrecroisé, en bancs bien stratifiés séparés par de minces joints de shales noirâtres
	1,50	e	<u>Shales</u> grises et rouges
	1	d	<u>Grès grossier compact</u> , jaunâtre à rougeâtre
	1	c	<u>Shales</u> versicolores
	0,50	b	<u>Grès grossier</u> , compact
	2	a	<u>Grès moyen, rose, rouge, violet</u> à lits grossiers devenant argileux au sommet; bancs redressés au contact du gneiss
2060		A	Gneiss à orthose rose

TABLEAU XXIII

FOUNIAMBIRA

Faciès "Grès d'Adigrat"
"Calcaires d'Antalo"

2070	15	D d	<u>Calcaire blanc cristallin</u> alternant avec un <u>calcaire gris sublithographique</u> ; fréquents stylolithes; fossilifère (Brachiopodes, Echinides, Lamellibranches)
	40	c	Alternance de <u>calcaire gréseux caverneux</u> et de <u>calcaire siliceux, gris, fossilifère</u>
	10	b	<u>Calcaire gris clair, dur, siliceux</u> , formant un escarpement de 10m, renfermant des lits de calcaires pétris de Térébratules et Nérinées
	12	a	Alternance de <u>calcaires gréseux</u> et de <u>calcaires fins</u> en bancs compacts
	15	C c	<u>Grès grossiers friables</u> , jaunes, à crachées de graviers, croûtes ferrugineuses et empreintes végétales
	20	b	<u>Silts et shales</u>
	30	a	<u>Grès grossiers</u> avec calcaires gréseux
1945		A	Granite

e) En conclusion, dans la région de Carsa et d'Harar, la position des grès sur le Socle gneissique ou granitique est caractéristique du FACIES DES GRES D'ADIGRAT. LES COUCHES DE BASE SONT DES SABLES CONTINENTAUX REPRIS PAR LA MER ET SEDIMENTES EN MILIEU LITTORAL (DELTAÏQUE). LA SEDIMENTATION MONTRE ENSUITE DES INFLUENCES LAGUNAIRES POUR DEVENIR AU SOMMET FRANCHEMENT MARINE ET CALCAIRE.

Le contact des grès sur le Socle est à une altitude comprise entre 1990 et 2110 mètres. Il semble que cette variation ne soit pas seulement due à l'action des fractures récentes, mais implique également l'existence de paléoreliefs au moment du dépôt gréseux.

L'épaisseur de ces grès paraît partout faible: 80 mètres environ. Selon P. TEILHARD DE CHARDIN, elle paraît augmenter vers le Nord.

Compte tenu des déterminations paléobotaniques faites dans ces grès et de la faune du faciès calcaire sus-jacent, nous attribuerons un âge JURASSIQUE MOYEN (ANTE-BATHONIEN ?) AU FACIES "GRES D'ADIGRAT" DE LA REGION DE CARSA ET D'HARAR.

LA FAIBLE EPAISSEUR, LES CONDITIONS DE GISEMENT ET LE MILIEU DE SEDIMENTATION DE CES GRES CONDUISENT A PENSER QUE NOUS SOMMES ICI EN PRESENCE DES TEMOINS D'UNE TRANSGRESSION SUR UN SOCLE ONDULE ET ETANT RESTE EMERGE JUSQU'AU JURASSIQUE MOYEN.

2.2. RÉGION DE DIRE DAWA-OURSO

La bordure faillée du Plateau d'Harar s'étendant depuis Alemaya jusqu'au environs de Dire Dawa a fait l'objet d'une étude hydrogéologique et paléontologique de la part de Y. GREITZER (1970). Des étudiants de l'Université d'Addis Abéba ont également procédé à des relevés de terrains autour de Dire Dawa (ABERRA MOGESSIE, 1971). En revanche, nous ne connaissons pas de travaux détaillés à Ourso, village situé à l'Ouest de Dire Dawa.

22.1 DIRE DAWA

Les failles et les alluvions récentes morcellent les affleurement de la série sédimentaire secondaire. Le Socle ancien est dégagé sur les gradins supérieurs; il est plus discret dans la vallée du Wadi en amont de Dire Dawa.

Figure 53: coupe au Col de Balla (près d'Alemaya) selon P. TEILHARD DE CHARDIN

Figure 52: coupe dans la région de Dire Dawa selon Y. GREITZER

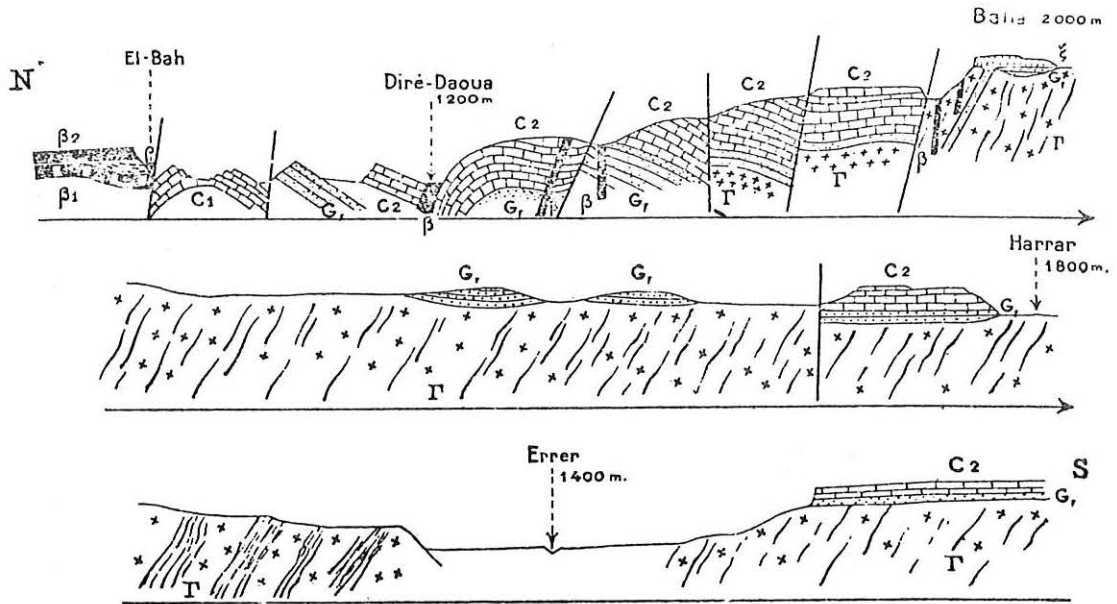


FIG. 1. — Coupe (en 3 tronçons) allant de El Bah à l'Errer (90 kilomètres).
 C₁ Calcaire jurassique à Céphalopodes. — C₂ Calcaire jurassique à Rhynchonelles. — G₁ Grès inférieurs (jurassiques). — Γ Granite, micaschistes, cornéennes. — ρ Rhyolite. — ζ Sölvbergite. — β₁ Basaltes inférieurs. — β₂ Basaltes supérieurs.

Fig. 53 — Coupe au col de Balla (près d'Alemaya) selon P. TEILHARD DE CHARDIN
 Section at Alemaya according to P. TEILHARD DE CHARDIN.

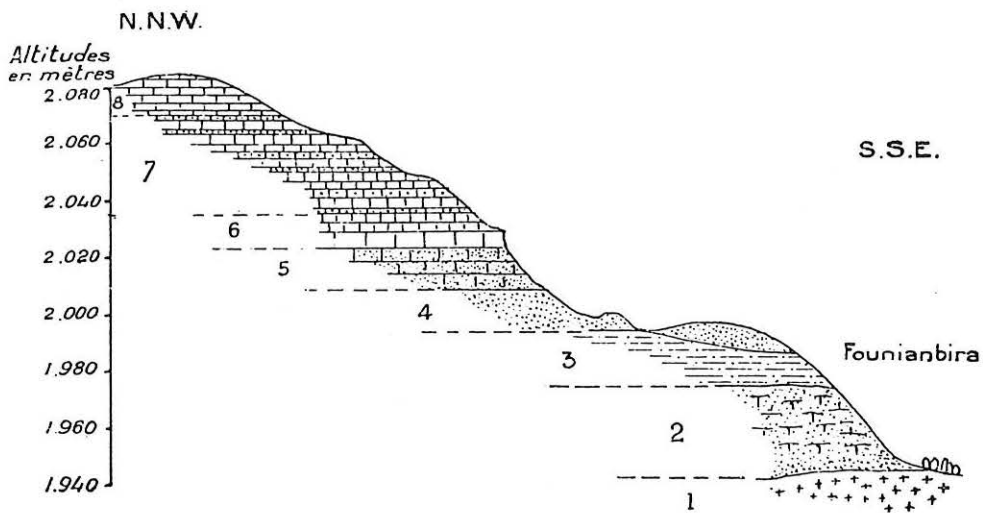


Fig. 54 — Coupe de Founiambira (près d'Harar) selon P. LAMARE.
 Section at Founiambira.

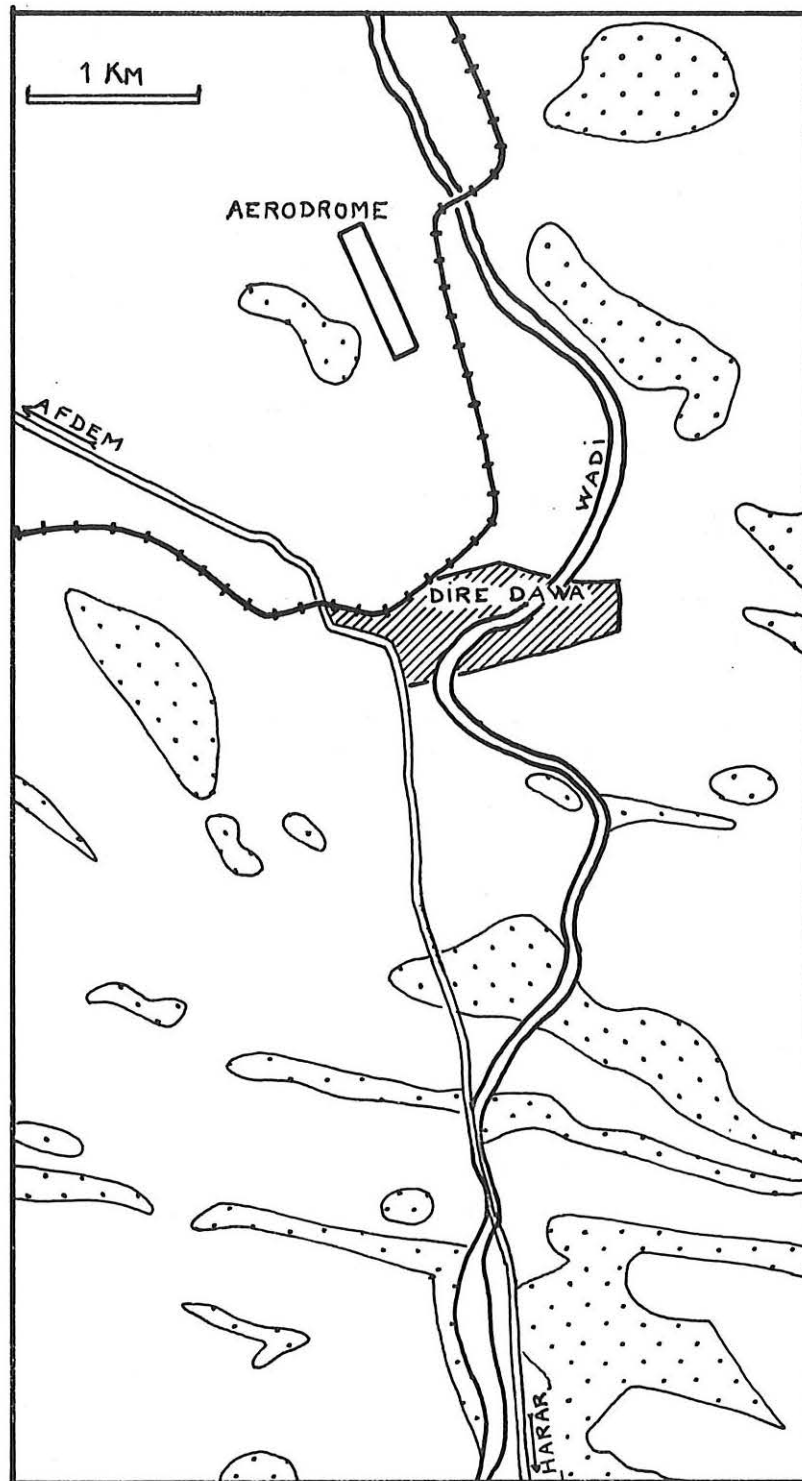


Fig. 55 – Affleurements gréseux dans la région de Dire Dawa.
 Sandstone exposures near Dire Dawa.
 (inspiré de Y. GREITZER, A. MOGESSIE).

a) Les affleurements gréseux sont nombreux, mais ils sont difficiles à situer stratigraphiquement. Grès d'Adigrat comme Grès supérieurs ont le même faciès molassique: grès grossiers à crachées conglomératiques.

Figure 55: affleurements gréseux dans la région de Dire Dawa

Comme en d'autres points, l'observation du contact des Grès d'Adigrat sur le Socle montre l'absence de trace de sol fossile, ce qui témoigne de l'importance de l'abrasion marine lors de la transgression jurassique (L. PICARD, 1970).

Au Nord Est de l'aérodrome de Dire Dawa, une colline montre une cinquantaine de mètres de grès rouges, moyens à grossiers, à croûtes ferrugineuses et crachées de graviers. Aucun fossile n'a pu être trouvé. Y. GREITZER attribue cette formation aux Grès supérieurs alors que nous avons trouvé, au dessus et en conformité apparente, des calcaires gris et fins à Céphalopodes.

b) Le faciès calcaire a surtout intéressé les géologues par la grande quantité de fossiles qu'il contient, en particulier des Ammonites. Les deux coupes stratigraphiques levées en 1936-38 par M. GORTANI et A. BIANCHI, récemment publiées, ne portent malheureusement pas d'indication d'épaisseur. L'une a été observée à Dire Dawa même, l'autre à 25 Km de la ville:

1° Dire Dawa (de haut en bas)

- e) calcaire marneux limonitique, à Nautilus et nombreuses Ammonites (Kimmeridgien inférieur)
- d) calcaire compact gris à Belemnites indéterminables
- c) calcaire compact à lits marneux interstratifiés contenant des Brachiopodes, Lamellibranches et Echinides
- b) calcaire à silex, riches en fossiles silicifiés et limonitisés: Stromatopores, Coraux, Echinides, Mytilidés, Ostréidés, grosses Nérinées (les Nérinées sont particulièrement nombreuses et habituellement incrustées de colonies d'*Actinostromaria*) (probablement Oxfordien-Séquanien)
- a) calcaire compacts, en partie coralien, à joints marno-calcaires contenant des fossiles mal conservés pour la plupart

2° Route Dire Dawa-Gildessa (à 25 Km de Dire Dawa)

(de haut en bas)

- e) calcaire marneux à Ammonites écrasées de la zone à *Neoche-loceras steraspis* (Kimmeridgien moyen)
- d) calcaire marneux de la zone à *Strebbites tenuilobatus* (Kimmeridgien inférieur)

- c) calcaire marneux à Ammonites de la zone à *Epipeletoceras bimammatum* (Argovien supérieur)
- b) calcaire à joints marneux ou calcaréo-marneux contenant des Brachiopodes et des Lamellibranches du Callovien et de l'Argovien
- a) calcaires à restes silicifiés de mollusques spécifiquement indéterminables (Lamellibranches, Bélemnites)

Y. GREITZER (1970), qui n'avait pas connaissance des travaux précédents, a évalué l'épaisseur totale des calcaires à 450 mètres; il les a subdivisés en trois parties à l'aide des faunes d'Ammonites :

- c) calcaire brun à nombreuses Ammonites (Kimméridgien)
- b) calcaire supérieur (Callovien-Oxfordien)
- a) calcaire inférieur (Bajocien à Callovien)

Dans un tableau fort utile, ce même auteur a rassemblé les principales divisions proposées par les auteurs antérieurs.

Figure 56: corrélations stratigraphiques dans la région de Dire Dawa d'après V. GREITZER

G. FICCARELLI et collaborateurs (1975) ont récemment effectué une étude des microfaciès des calcaires au Sud de Dire Dawa. La coupe qu'ils joignent est fragmentée et il n'est pas exclu que la présence de failles produisent la répétition de certains niveaux. En effet, à l'Est de la ville, les bancs calcaires apparaissent curieusement courbés en structure anticlinale. Cette disposition, déjà observée par P. TEILHARD DE CHARDIN, a été justement interprétée par G. DAINELLI comme celle de plis en voûte ou en coupole liés au phénomène de fracturation multiple.

Planche hors texte n° V

Les principaux microfaciès identifiés sont des oosparites, dolosparites, dolomicrites à peloïdes, biomicrites, biocalcimicrites et biodolomicrites à peloïdes. Les débris d'organismes sont nombreux; les microfossiles caractérisent les étages bathonien, callovien, oxfordien et kimméridgien inférieur (?).

Les fossiles déterminés sur le Plateau d'Harar sont issus principalement de gisements situés au Sud de la ville d'Harar, en fait déjà sur la bordure du Bassin de l'Ogaden. De la région immédiate de Dire Dawa ne proviennent que ceux publiés par E. BASSE (1930), Y. GREITZER (1970), ceux récoltés par l'expédition B. BROWN en 1921 (déterminés plus tard par E.D. CURRIE, G. SCOTT et J.W. WELLS en 1943) et ceux récoltés par M. GORTANI et A. BIANCHI en 1936-38 (déterminés par les mêmes auteurs et par S. VENZO, D. JABOLI, R. ZUFFARDI COMERCI). Ces déterminations sont rassemblées dans le tableau ci-après.

TABLEAU XXIV

PRINCIPAUX FOSSILES DU FACIES CALCAIRE DE DIRE DAWA

E. BASSE (1930)

A DIRE DAWA

- Perisphinctes cf. virguloides* WAAG.
- Perisphinctes cf. gallarum* DACQUE
- Aspidoceras somalicum* DACQUE
- Aspidoceras argobbae* DACQUE
- Aspidoceras irregulare* DACQUE
- Belemnites (Belemnopsis) tanganiensis* FUTT.
- Belemnites (Dicoelites) littlei* STEFAN.
- Rhynchonella cf. inconstans* SOW.
- Terebratula subsella* LEYM.
- Pholadomya cf. decemcostata* ROEM.
- Lima (Ctenostreon) tegulata* MÜNST.
- Ostrea* sp.
- Avicula* sp.

A 30 KM A L'EST DE DIRE DAWA

- Rhynchonella somalica* DACQUE
- Rhynchonella moravica* UHL.
- Terebratula subsella* LEYM.

REMARQUE: les déterminations d'Ammonites ont été reprises par A. ZEISS (1971)

E. D. CURRIE (1943)

- Acrosalenia cf. smelliei* CURRIE
- Acrosalenia* sp.
- Holactypus* sp. ind.
- Mepygurus* sp.
- Acrosalenia (Metacrosalenia) pseudocidaroides* CURRIE
- Acrosalenia (Metacrosalenia) var. quadrimiliaris* CURRIE
- Acrosalenia (Metacrosalenia) sp.*
- Recrosalenia somaliensis* CURRIE
- Pseudocidaris* sp.
- Mepygurus cf. smelliei* CURRIE

AGE: Callovien ?

G. SCOTT (1943)

- Ringsteadia africana* SCOTT
- Ringsteadia daua* SCOTT
- Perisphinctes vokesi* SCOTT
- Perisphinctes spathi* SCOTT
- Dichotomoceras cf. predivisum* SPATH
- Dichotomosphinctes krapfi* DACQUE
- Lithacoceras mombassanum* DACQUE
- Lithacoceras dogouense* SCOTT
- Lithacoceras sp. ind.*
- Torquatisphinctes beyrichi* FUTTERER
- Torquatisphinctes sp. ind.*
- Idoceras rufanum* DACQUE
- Idoceras behanense* SCOTT
- Idoceras sp. ind.*
- Aspidoceras iphiceroides* WAAGEN
- Aspidoceras evolutum* SCOTT

- Physodoceras dogouense* SCOTT
- Physodoceras altenense* D'ORB.
- Physodoceras gregoryi* SPATH
- Physodoceras browni* SCOTT
- Glabrophysodoceras abyssianum* SCOTT
- Glabrophysodoceras ganamense* SCOTT
- Simaspidoceras argobbae* DACQUE
- Simaspidoceras harrarense* SCOTT
- Simaspidoceras ganamense* SCOTT
- Virgatosimoceras sp. ind.*
- Aptychi*
- Paracenoceras sp. ind.*
- Paracenoceras costatum* SCOTT
- Paracenoceras ennenianum* DACQUE
- Heminautilus lallieri* D'ORB.

J. W. WELLS (1943)

- Astrocoenia browni* WELLS
- Isastrocoenia lobata* GREGORY
- Stylina macfadyeni* THOMAS
- Stylina cf. lort-phillipsi* GREGORY
- Microphyllia somalica* THOMAS
- Thamasteria aethiopica* WELLS
- Thamasteria smithi* WELLS
- Montastrea sp. aff. lifoliana* MICHELIN
- Amphiastrea gibberosa* GREGORY
- Amphiastrea sp.*

- Lochmaeosmilia aethiopica* WELLS
- Actinostroma praesalevensis* ZUFFARDI COM.
- Actinostroma darroensis* ZUFFARDI COMERCI
- Stromatopora douvillei* DEHORNE
- Stromatopora harrarense* WELLS
- Stromatopora kurtchensis* WELLS
- Milleporidium somaliense* ZUFFARDI COMERCI
- Milleporidium zuffardie* WELLS

S. VENZO (1959)

- Nautilus ennianus* DACQUE
- Biplices africanus* (DACQUE)
- Biplices cf. tiziani* (OPPEL)
- Biplices aff. delgadoi* (CHOFFAT)
- Pachyplanulites subevolutus* (WAAG.)
- Pachyplanulites n. sp. aff. subevolutus*
- Dichotomosphinctes inconstans* (SPATH)
- Dichotomosphinctes jabolii* VENZO
- Dichotomosphinctes cf. krapfti* (DACQUE)
- Ataxioceras cf. breviceps* (QUENST.)
- Ataxioceras n. sp.*
- Lithacoceras cf. mackinnon-woodi* SPATH
- Lithacoceras mombassanum* (DACQUE)
- Lithacoceras n. sp. aff. roubyanum* (FONT.)
- Lithacoceras spathi* VENZO nom.

- Lithacoceras cf. progeron* (AMMON)
- Planites anabreviceps* (DACQUE)
- Planites cf. abadiensis* (CHOFFAT)
- Planites aff. abadiensis* (CHOFFAT)
- Planites triplex* (QUENST.)
- Planites aff. inconditus* (FONT.)
- Planites n. sp.*
- Enosphinctes hararinus* VENZO
- Torquatisphinctes beyrichi* FUTT.
- Torquatisphinctes aff. beyrichi* FUTT.
- Torquatisphinctes mahokondo-beyrichi* (DIET.)
- Subplanites cf. rippellianus* (QUENST.)
- Subplanites spathi* nom. nov.
- Subplanites cf. elegans* SPATH
- Subplanites scarsellai* VENZO

- Subplanites aff. viperinus* (SCHNEID.)
- Katrolicerus n. sp. aff. pottingeri* (SOW.)
- Idoceras rufanum* DACQUE
- Idoceras hararinum* VENZO
- Idoceras n. sp. aff. farquharsoni* SPATH
- Idoceras n. sp. aff. figueroae* (BURCKHARDT)
- Waagenia cf. beckeri* (NEUMAYR)
- Nebroditis cf. aethiopicoherbichidi* DIETRICH
- Aspidoceras liparum* (OPPEL)
- Aspidoceras mombasense* SPATH
- Aspidoceras bispinosum* (ZIETEN)
- Aspidoceras cf. karpinskii* PALOW
- Aspidoceras somalicum* DACQUE
- Physodoceras altenense* (D'ORB.)
- Physodoceras sub-doguense* VENZO
- Physodoceras supraspinosum* DACQUE
- Physodoceras gortanii* VENZO
- Simaspidoceras argobbae* (DACQUE)
- Simaspidoceras irregulare* (DACQUE)
- Aptychus (Laevaptychus) latus* (PARK.)

D. JABOLI (1959)

- Terebratula aualites* STEF.
- Terebratula ferrandii* STEF.
- Terebratula bisuffarcinata* NOETL. (non SCHLOTH.)
- Terebratula suprajurensis* MUIR-WOOD
- Terebratula gortanii* JABOLI
- Terebratula (Plectoidothyris) cf. bicanaliculata* (SCHLOTH.)
- Terebratula (Plectoidothyris) ruspolti* STEF.
- Rhynchonella inflata* JABOLI
- Rhynchonella (Somalirhynchia) africana* WEIR
- Rhynchonella (Somalirhynchia) africana* WEIR var. *mesoloba* MUIR-WOOD
- Rhynchonella (Somalirhynchia) africana* WEIR var. *guresuensis* JABOLI
- Rhynchonella (Somalirhynchia) somalica* DACQUE
- Rhynchonella (Daghanirhynchia) daghaniensis* MUIR-WOOD
- Rhynchonella (Daghanirhynchia) subversabilis* (WEIR? DIAZ-ROM.)
- Rhynchonella (Daghanirhynchia) n. sp. ind.*
- Rhynchonella (Septirhynchia) azaisi* COTTREAU
- Rhynchonella (Acanthorhynchia) rothpletzi* DACQUE
- Zeilleria hararina* JABOLI
- Waldheimia schlosseri* DACQUE
- Lima (Plagiostoma) bianchii* JABOLI
- Lima (Plagiostoma) cf. strigillata* LAUB.
- Eligmus rollandi* DOUV.
- Chlamys erlangeri* (DACQUE)
- Chlamys (Aequipecten) n. sp. ind.*
- Camptonectes lens* (SOW)
- Velata inaequistriata* (D'ORB.)
- Lopha costata* (SOW.)
- Lopha solitaria* (SOW)
- Arctostrea rastellaris* (MÜNSTER)
- Gryphaea costellata* (DOUV.)
- Exogyra nana* (SOW.)
- Mytilus jurensis* ROEMER
- Mytilus (Modiolus) imbricatus* SOW.
- Mytilus (Modiolus) gortanii* JABOLI
- Mytilus (Musculus) somaliensis* COX
- Mytilus (Arcomytilus) laitmairensis* DE LOR.
- Mytilus (Arcomytilus) subpectinatus* D'ORB.
- Mytilus (Pharomytilus) perplicatus* ET.
- Nucula cuneiformis* SOW.
- Arca cf. sublata* D'ORB.
- Isoarca n. sp. ind.* -*anus* (STOL.)
- Grammatodon (Indogrammatodon) egertoni*-
- Astarte scythalis* HOLDH.
- Astarte coxi* JABOLI
- Astarte n. sp. ind.*
- Pseudisocardia cf. dassei* (COSSM.)
- Cyprina n. sp. ind.*
- Venilicardia (?) sp. ind.*
- Lucina cecchii* JABOLI
- Lucina sp. I ind.*
- Lucina (?) sp. II ind.*

- Corbis scarsellai* JABOLI
- Tellina* sp.ind.
- Cardium barmesianum* CTJ.
- Protocardia cf. intexta* (MÜNST.)
- Cyrena (Myodon)* sp.ind.
- Ceratomya cf. excentrica* (VOLTZ)
- Ceromyopsis cf. striata* d'ORB.
- Ceromyopsis* n.sp.ind.
- Mactromya quadrata* ROLLIER
- Mactromya cf. aequalis* AG.
- Mactromya(?) cf. concentica* (MÜNST.)
- Pholadomya protei* (BRONGN.)
- Pholadomya lirata* (SOW.)
- Pholadomya aubryi* DOUV.
- Pholadomya stefanii* JABOLI
- Pholadomya cf. angustata* (SOW)
- Pholadomya (Homomya) laitmerensis* (DE LOR.)
- Thracia incerta* (THURM.)
- Thracia depressa* (SOW.)
- Ceromya bottegoi* JABOLI
- Pleurotomaria cf. neosolodurina* DACQUE
- Ampullina coxi* STEF.
- Ampullina coxi* STEF. var. *hararina* JABOLI
- Ampullina aff. haemisphaerica* (ROEM)
- Ampullina aff. vespa* (DE LOR.)
- Ampullina aff. royeri* (DE LOR.)
- Ampullina aethiopica* JABOLI
- Ampullina* sp.ind.
- Nerinea somaliensis* WEIR
- Nerinea* sp.ind. JABOLI
- Nerinea desvoidyi* d'ORB. var. *aethiopica*
- Aporrhais* sp.ind.
- Purpuroidea cf. glabra* MORR. et LYC.
- Cylindrites (?)* sp.ind.

R. ZUFFARDI-COMERCI (1959)

- Epismilia delemontana* KOBY
- Epismilia* sp.ind.
- Montlivaultia compressoides* KOBY
- Montlivaultia dilata* (MICH.) -taKOBY
- Calamophyllia flabellum* BLAINV. var. *compacta*
- Calamophyllia ducreti* KOBY
- Goniastraea aloysii-sabaudiae* ZUFF.COM.
- Goniastraea favulus* (THURM.)
- Goniastraea delemontana* KOBY
- Goniastraea crassisepta* KOBY
- Heliocoenia costulata* KOBY
- Heliocoenia etalloni* KOBY
- Heliocoenia corallina* KOBY
- Heliocoenia humberti* ET.
- Heliocoenia catenula* ZUFF.COMERCI
- Cryptocoenia brevis* FROM.
- Cryptocoenia limbata* (GOLDF.)
- Cryptocoenia thiessingi* KOBY
- Astrocoenia bernensis* KOBY
- Astrocoenia martis* ET.
- Stefanocoenia furcata* (ET.)
- Stefanocoenia ramulifera* (ET.)
- Isastraea minima* (KOBY)
- Isastraea explanata* (GOLDF.)
- Isastraea bernensis* ET.
- Latimaeandra curtata* (ET.)
- Latimaeandra mayeri* KOBY
- Latimaeandra* sp.ind.
- Thamastrea lomontiana* KOBY
- Promillepore pervinquieri* DEH.
- Milleporidium somaliense* ZUFF.COMERCI
- Stromatopora douvillei* DEH.
- Stromatopora gortanii* ZUFF.COMERCI
- Stromatopora chauffati* DEH.
- Actinostromaria hararina* ZUFF.COM.
- Burgundia circoporoides* ZUFF.COM.
- Burgundia corrugata* ZUFF.COMERCI

TABLEAU XXV

AMMONITES DU PLATEAU D'HARAR

D'APRES A.ZEISS

ETAGE	AMMONITES
Tithonique inférieur	<i>Subplanites scarsellai</i>
Kimméridgien supérieur	<i>Hybonotoceras kachhense</i>
Kimméridgien moyen	<i>Aspidoceras liparum</i> <i>Aspidoceras lallierianum</i> <i>Aspidoceras aff. supraspinosum</i> <i>Orthosphinctes praenuntians</i>
Kimméridgien inférieur	<i>Simaspidoceras argobbae</i> <i>Simaspidoceras irregulare</i> <i>Idoceras balderum</i> <i>Idoceras hararinum</i> <i>Glabrophysodoceras ganamense</i> <i>Glabrophysodoceras</i> <i>Glabrophysodoceras abyssianum</i> <i>Aspidoceras binodum</i> <i>Progeronia pseudolictor</i> <i>Progeronia vokesi</i> <i>Idoceras montejuuntense</i> <i>Orthosphinctes tiziani</i> <i>Orthosphinctes jabolii</i>
Oxfordien	<i>Erymloceras n.sp. aff. dorotheae</i>

La synthèse récente de A. ZEISS (1971) regroupe les Ammonites trouvées en Ethiopie, et en particulier celles des environs de Dire Dawa et d'Harar. L'auteur propose une zonation d'Ammonites applicable au Jurassique supérieur d'Ethiopie. (Tableau XXV)

c) Des roches éruptives fortement altérées recouvrent fréquemment les grès. Sur la piste allant à Djibouti, au Km 4, une roche de type andésitique (?) s'étend sur une centaine de mètres au dessus des Grès d'Adigrat. Doit-on rattacher cette roche aux effusions des Trappes ou au volcanisme plus récent de l'Afar? R. BLACK et coll.(1972) ont en effet décrit des épanchements de roches acides postérieures aux Trappes plus au Nord.

Une roche comparable par son état d'altération affleure plus largement au Km 515 de la route de Dire Dawa à Alemaya. Elle a été rapprochée de la microsyénite observée à Carsa et à Alemaya par P. TEILHARD DE CHARDIN (R. BLACK, communication orale).

22.2 OURSO

De Dire Dawa à Mieso via Afdem, la grande piste suit le tracé de la voie ferrée sur la marge méridionale de la dépression de l'Afar, le long de la bordure faillée du Plateau d'Harar.

Ourso est un petit centre de culture irrigué par les eaux de l'oued du même nom descendant du plateau; il est situé le long de la voie ferrée, à 30 Km de Dire Dawa, et à une altitude de 1 200 mètres.

Une piste en part en direction du SSW et franchit un premier alignement calcaire pour déboucher dans une large vallée orientée Est-Ouest, à 1350 mètres d'altitude et comprise entre deux falaises calcaires. La rivière qui y coule est probablement un affluent de la rive gauche de l'oued Ourso. La piste continue au Sud, traverse la falaise méridionale à la faveur d'une "cluse" empruntée par la rivière et pénètre dans une autre vallée parallèle à la précédente et d'altitude supérieure (1420 mètres).

Figure 57: Ourso, localisation schématique du gisement fossilifère

Un faisceau de failles sensiblement parallèles entre elles et orientées Est-Ouest délimite des compartiments dont les couches sont inclinées en direction de l'Afar (pendage: 10 ° N environ). Les failles sont encore plus apparentes sur photos ERTS. Plus à l'Ouest, les fractures s'infléchissent vers l'WSW.

Les deux vallées Est-Ouest déterminées par la fracturation ont leur fond constitué principalement de grès rouges. Elles sont séparées l'une de l'autre par une falaise calcaire. Les grès rouges sont grossiers et à nombreux niveaux conglomératiques. Ils *paraissent* être recou-

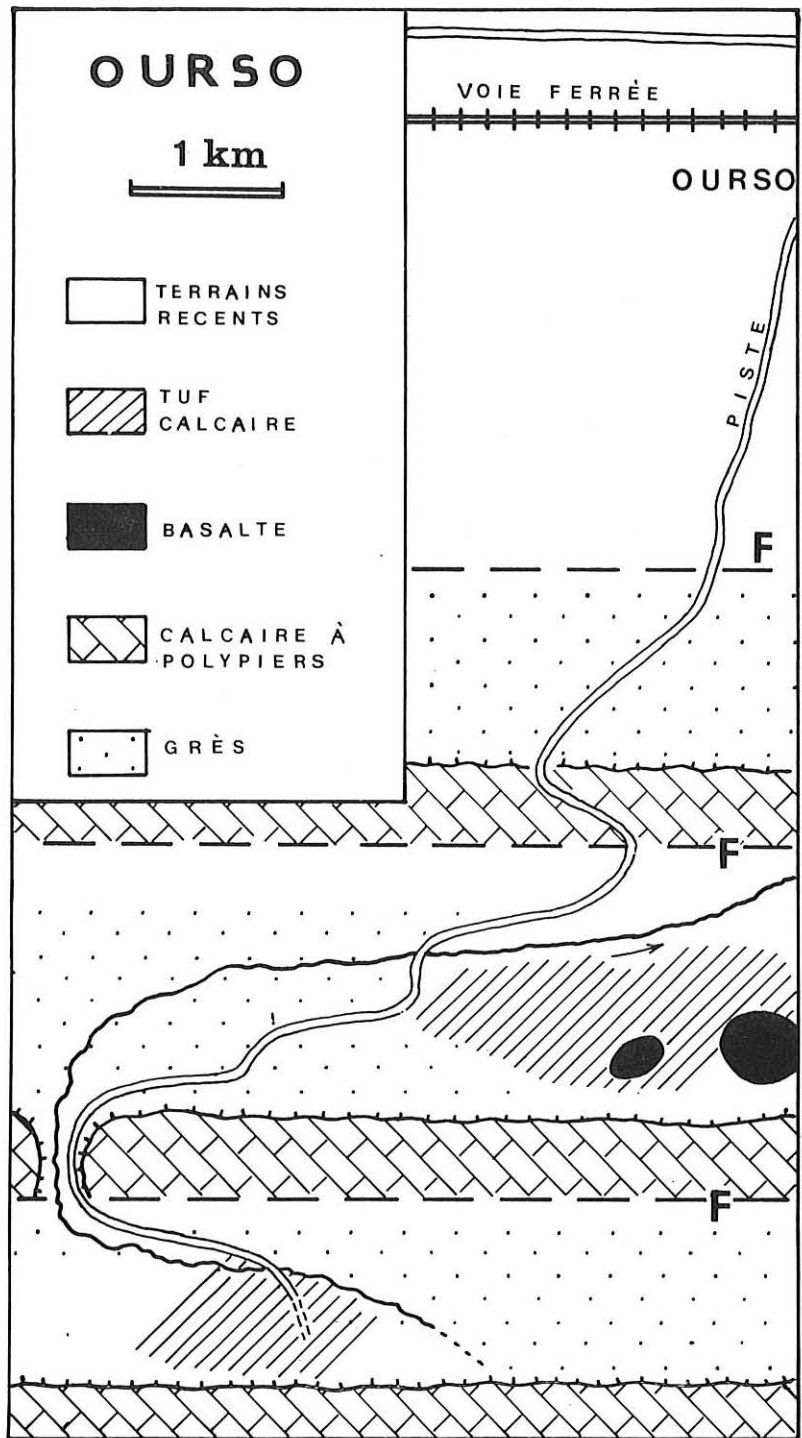


Fig. 57 – Ourso : localisation schématique du gisement fossilifère.
 Urso : location sketch.

verts en conformité par des calcaires à polypiers, position qui les rangerait dans le faciès d'Adigrat. Néanmoins, M. GORTANI et A. BIANCHI (1973) les placent, dans leur carte géologique, dans les Grès supérieurs; cette interprétation est adoptée également par D. JUCH (1975).

Des placages sporadiques de tuf calcaire au fond des vallées contiennent des empreintes de feuilles et de tiges de Monocotylédones, en particulier des troncs carbonatés de Palmiers. Ces dépôts calcaires récents sont probablement en relation avec la fracturation (remontée d'eau riche en calcium le long des plans de failles).

Dans la vallée septentrionale, deux buttes reposant sur les grès sont formées de basalte et de roches pyroclastiques. Leur rapport stratigraphique avec le tuf calcaire n'a pu être observé. Ces vulcanites peuvent être interprétées:

- . soit comme des témoins de la couverture trappéenne érodée ailleurs
- . soit comme des effusions plus récentes en relation avec la phase de fracturation du Rift.

Les niveaux pyroclastiques ont livré de nombreux fragments de bois silicifiés d'Angiospermes. Une espèce a déjà été trouvée dans les Grès supérieurs d'Hirna, une autre dans les Trappes de Debré Libanos. L'ensemble de la paléoflore suggère un âge plutôt miocène. Les vulcanites d'Ourso seraient donc à rattacher aux éruptions des Trappes. Dans ce cas, les grès qu'elles recouvrent seraient plus vraisemblablement des Grès supérieurs.

La disposition structurale des compartiments est difficile à appréhender. On peut, semble-t-il, affirmer que ce n'est pas la disposition simple en échelon, mais qu'il existe également un phénomène de flexure, comme dans la zone d'Asba Tafari-Mieso (voir F. DAKIN et coll., 1972). Les couches sont inclinées vers la dépression de l'Afar, et le plan des failles plonge vers le Sud. Une étude systématique détaillée serait nécessaire pour saisir parfaitement la structure de ce secteur de prime abord assez complexe.

2.3 WONDO

Ce secteur est localisée bien en dehors de la région jusqu'alors étudiée. Il s'étend en effet au Sud d'Yrgalem, entre les lacs Awasa et Abaya (ou Margherita). C'est G.M. DI PAOLA qui, au cours d'une étude des vulcanites du Rift, découvrit des bois "carbonisés" dans des dépôts d'ignimbrites. Il nous indiqua, en 1970, deux gisements, l'un vers Dilla, l'autre vers Wondo.

Nous n'avons pas trouvé de traces végétales dans les ignimbrites de Dilla.

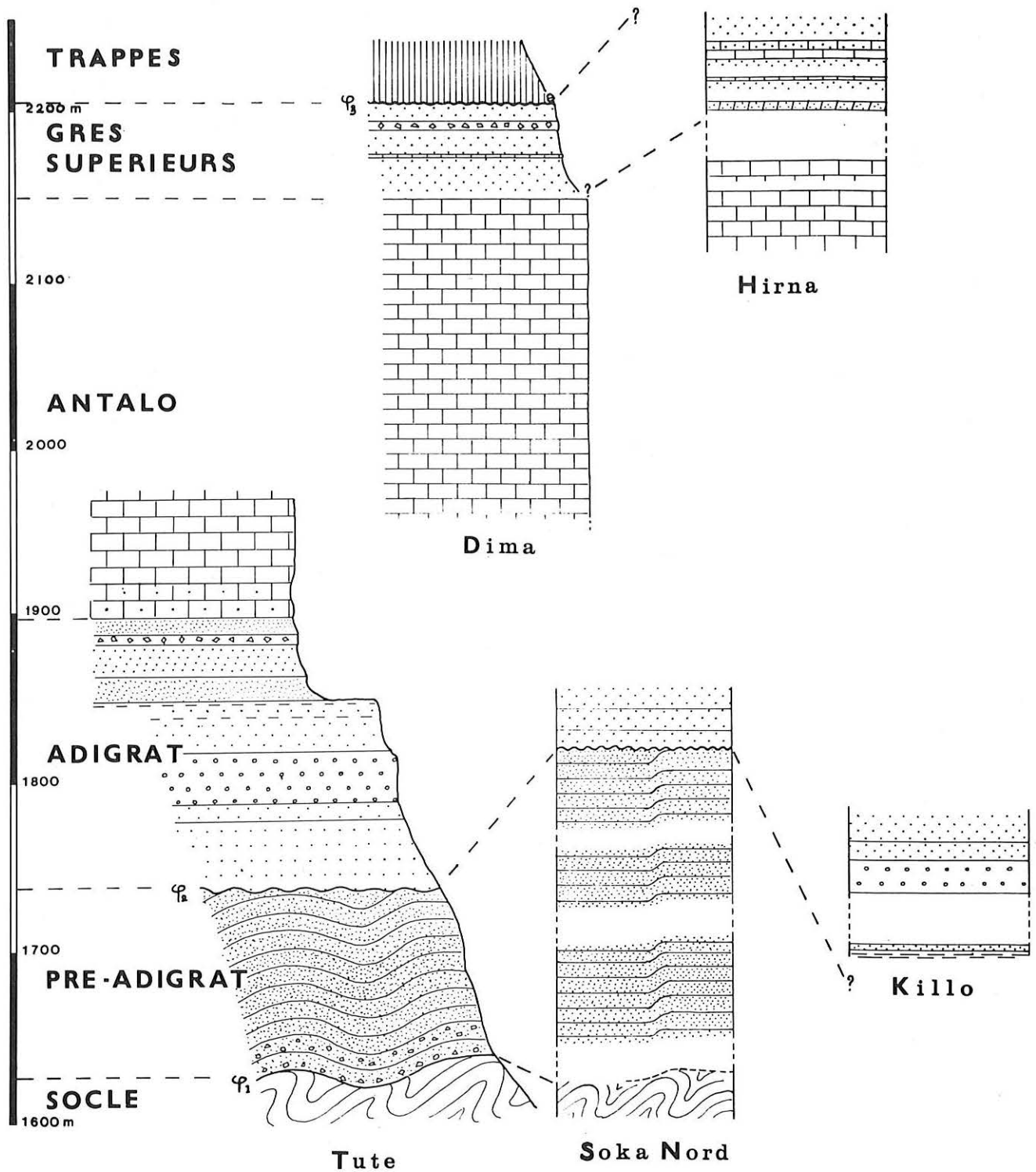


Fig. 58 — Positions respectives des principales coupes stratigraphiques observées dans le Massif du Chercher.
Main geological sections in Chercher Mounts.

En revanche, le long de la route de Wondo à Hagere Selam, à quelques Kilomètres au dessus de Wondo et sur le coté gauche d'un virage ascendant, affleure une ignimbrite très altérée, sur deux mètres de hauteur environ (lieu-dit "Gerbicho"). Des troncs de couleur sombre sont mal visibles. Leur état de conservation est médiocre; ils s'altèrent très rapidement à l'air: de consistance fibreuse et friable (aspect d'amiante), ils évoluent vite en poudre grisâtre. Néanmoins, Y. LEMOIGNE a pu obtenir des lames minces et reconnaître deux types de structures ligneuses:

Ficoxylon blanckerhorni KRAÜSEL
Dicotyloxylon sp.2 LEMOIGNE 1974

Ces structures correspondraient à une flore d'affinité miocène.

Il eût été intéressant de discuter avec G.M. DI PAOLA des conditions de gisement et des caractères pétrographiques de ces ignimbrites. Nous avons malheureusement perdu sa trace et notre correspondance est restée sans réponse. L'article publié par cet auteur en 1972 a trait à une région située plus au Nord. La carte géologique de l'Ethiopie publiée par V. KAZMIN fait référence à une carte géologique du District des Lacs établie en 1971 par G.M. DI PAOLA et coll. Les ignimbrites de Wondo font partie d'un vaste ensemble s'étendant également sur la partie méridionale du Plateau Ethiopien, en particulier sur la région de Welkite et de Jimma. L'âge est estimé "Miocène supérieur-Pléistocène (?)".

3 - SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DU PLATEAU D'HARAR

3.1 SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

Vu la dispersion des observations et la multiplicité des coupes fragmentaires, il paraît nécessaire de résumer la suite stratigraphique telle qu'elle se présente dans la partie Nord orientale du Plateau d'Harar.

- a) Le Socle métamorphique est ancien: les âges les plus récents fournis par les mesures radiométriques en divers points correspondent à l'Ordovicien. (N. PAGE et coll., 1971)
- b) Les Strates d'Uaju (faciès Pré-Adigrat) sont très localisées, sur le versant Sud du Chercher. Elles ont été formées par l'accumulation des produits de désagrégation du Socle en milieu deltaïque et lacustre. Leur épaisseur est de plusieurs centaines de mètres. Elles présentent par endroits une structure plissée. Leur âge est principalement carbonifère.

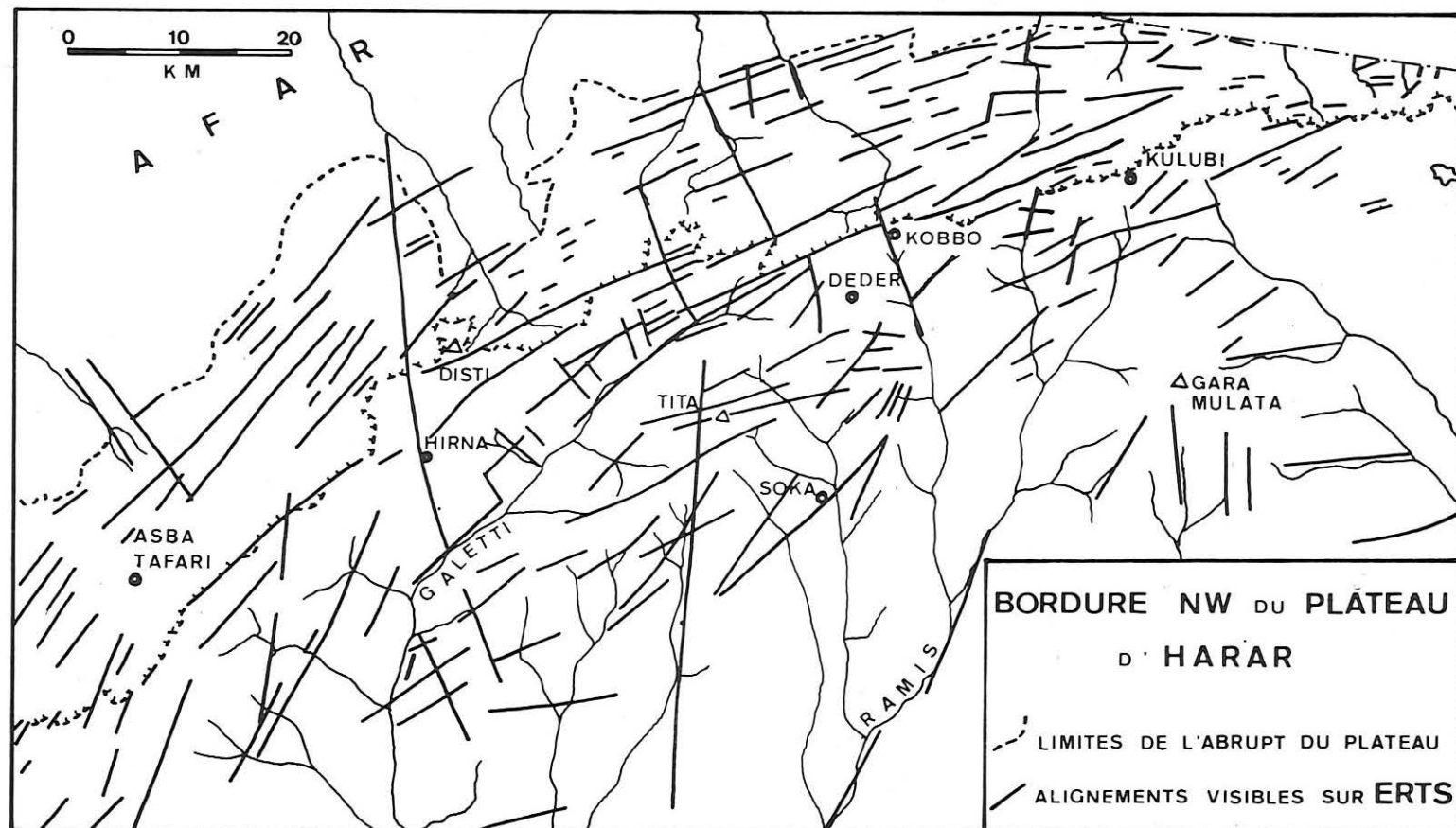


Fig. 59 – Carte structurale du Massif du Chercher d'après vues ERTS.
Main lineaments of Chercher Mounts according to ERTS Imagery

- c) Les grès de la formation d'Adigrat sont constitués par des sédiments détritiques d'origine plus lointaine et déposés sur la plus grande partie de la région en milieu continental pendant le Permo-Trias. Au Jurassique, la sédimentation devint marine; elle se généralisa: les Grès d'Adigrat marins reposent directement sur le Socle dans la zone orientale. L'épaisseur maximale de la formation atteint 200 mètres.

On ne connaît pas d'évaporites; le passage à la sédimentation carbonatée est progressif.

- d) Le faciès des Calcaires d'Antalo a une puissance de 450 mètres au maximum. Il est récifal et son âge s'étend du Jurassique moyen au Jurassique supérieur.
- e) La sédimentation gréseuse reprend graduellement à la fin du Jurassique. D'abord marine, elle se poursuit au Crétacé par un régime continental. Le faciès des Grès supérieurs a une épaisseur très variable, de quelques mètres à quelques centaines de mètres: cette variation est expliquée par des conditions de sédimentation non homogènes et par l'action de l'érosion ultérieure. Il prend fin, suivant les lieux, au Crétacé terminal ou à l'Eocène (?).
- f) La Série des Trappes est fortement érodée dans la zone orientale. Son âge est principalement miocène inférieur. Son épaisseur peut être très importante (2000 m).
- g) Des manifestations volcaniques sporadiques sont présentes sous forme de dykes et de sills; elles sont peut-être postérieures aux Trappes. Dans le Sud, une épaisse couche d'ignimbrites recouvre les Trappes à proximité du Rift; son âge est vraisemblablement miocène.

Figure 58: Position respective des principales coupes stratigraphiques observées dans le Massif du Chercher

3.2 REMARQUES TECTONIQUES

32.1 DEFORMATIONS ANCIENNES

Les phases orogéniques anté-siluriennes qui ont affecté le Socle ont été suivies d'une longue période d'érosion qui a plus ou moins parfaitement nivelé les plis anciens. Les couches carbonifères ont subi localement les effets de l'orogénèse hercynienne (plissements synsédimentaires ou post-sédimentaires), mais les plis ont ensuite été complètement arasés. Ces déformations anciennes avaient probablement une direction Nord-Sud préférentielle (P.A. MOHR, 1963). Peut-être ont-elles eu une influence sur la direction de certaines fractures récentes.

Des mouvements épirogéniques verticaux ont entraîné la généralisation de la transgression jurassique, puis l'émersion crétacée.

32.2 DEFORMATIONS RECENTES

On connaît mal la phase de fissuration, en majeure partie oligocène, ayant permis la mise en place des vulcanites trappéennes. Les mouvements ultérieurs datent principalement du Plio-Pléistocène: ils ont produits l'effondrement du Rift et la surrection de la bordure du plateau.

Le mouvement ascendant a été très important dans la partie Nord orientale: dans la région de Carsa, le Socle ancien est actuellement à une altitude supérieure à 2000 mètres. Corrélativement, l'érosion a été intense, déblayant les roches volcaniques et sédimentaires jusqu'à mettre à jour le substratum métamorphique.

La fracturation est intense en bordure du Rift de façon à provoquer une véritable fragmentation du versant Nord du Chercher. Les failles sont sensiblement parallèles à l'orientation du Rift: de direction NE-SW près d'Asba Tafari, elles s'infléchissent et deviennent Est-Ouest à Diré Dawa. On peut les suivre sur le terrain, ou mieux sur photographies ERTS, au moyen de l'alignement des cuestas ou du tracé des rivières.

Il existe en outre des failles perpendiculaires à celles du Rift et surtout quelques accidents Nord-Sud (Mont Tita, région de Challenko) qui pourraient bien traduire l'existence de structures anciennes sous jacentes.

Figure 59: Carte structurale du Massif du Chercher d'après vues ERTS

TROISIEME PARTIE

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE
=====

LES TECHNIQUES UTILISEES

Les techniques employées en sédimentologie sont chaque jour plus nombreuses et plus sophistiquées. On en aura une bonne idée en parcourant les revues de sédimentologie de ces dernières années. Si le travail sur le terrain a peu changé, il n'en est pas de même des analyses de laboratoire. Dans ce présent travail, nous ne passerons en revue que les techniques très classiques que nous avons utilisées.

1 - ETUDE SUR LE TERRAIN

Ce préliminaire reste fondamental et doit précéder toute analyse ultérieure. Le matériel indispensable est réduit : mètre pliant, boussole, altimètre, appareil photographique et marteau. Pour les grès, les observations portent notamment sur deux points essentiels : litage et figures sédimentaires.

Litage : Horizontal, oblique, entrecroisé ; recherche des chenaux, direction et inclinaison des litages, report des mesures sur le canevas de Wulf pour trouver la direction générale du courant.

Figures sédimentaires : Sommet des bancs (ripple-marks, rill-marks, muds-cracks, gouttes de pluie) ; intérieur des bancs (slumping, traces d'activité biologique) ; bases des bancs (les contre-empreintes des ripple-marks du banc sous-jacent ont seules été observées).

Les diverses observations ont été consignées au cours des études locales. Il paraît inutile de les répéter dans cette partie.

2 - ETUDES DE LABORATOIRE

Les analyses des échantillons rapportés d'Ethiopie ont été faites en majeure partie au Laboratoire de Sédimentologie de l'Institut Dolomieu à Grenoble (Professeur J. PERRIAUX), ainsi qu'au Sedimentology Research Laboratory de l'Université de Reading, U.K., (Professeur P. ALLEN). Certaines techniques décrites ci-après sont exposées d'une façon plus détaillée dans la thèse de J. PERRIAUX (1962).

2.1 MORPHOMETRIE DES GALETS

Chaque lot comprend 100 galets de taille voisine de 50 mm. On mesure la longueur, la largeur, l'épaisseur et le rayon de la plus petite courbure. Les indices classiques déduits de ces mesures (émoussé, aplatissement, dissymétrie) sont définis en particulier dans l'ouvrage de A. CAILLEUX et J. TRICART (1959).

2.2 ETUDE DES GRES

22.1 TAILLE DES GRAINS : GRANULOMETRIE

Les grès friables subissent un tamisage classique, à l'eau ; l'échelle des calibres est définie par la série AFNOR de raison $\sqrt[10]{10} = 1,259$;

Les grès plus indurés sont observés en lames minces ; on procède à un tamisage virtuel par la méthode linéaire. On mesure 200 grains alignés sur une même droite. Pour chaque grain on mesure la longueur interceptée par le fil du réticule (proportionnelle à sa masse) et la longueur maximale. Les résultats sont groupés en classes dimensionnelles établies suivant la série AFNOR.

Quelques analyses granulométriques ont été faites par le Laboratoire de Pétrographie minière de Hénin-Beaumont (Houillères du Nord-Pas-de-Calais). La série des classes utilisée suit une progression arithmétique (classes de 50 μ) ; le ciment n'entre pas en ligne de compte. Dans la mesure du possible, nous avons reclassé les résultats de ces analyses suivant la norme AFNOR, de façon à pouvoir les comparer aux autres.

Les résultats sont représentés graphiquement sous forme de courbes de fréquences simples et de courbes de fréquences cumulées (échelle logarithmique des dimensions en abscisses, échelle arithmétique des pourcentages en ordonnées). Les fractiles Q_1 , Q_2 et Q_3 sont mesurés en millimètres.

Les indices de classement (*Sorting*) utilisés sont :

- Sorting Index (P.D. TRASK)
$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

- $Q_d \phi$ (W.C. KRUMBEIN) mesurée sur le graphique avec la bandelette des ϕ

- Hétérométrie (A. CAILLEUX) mesurée sur le graphique avec la bandelette des ϕ

- Asymétrie (Skewness) (P.D. TRASK)
$$A_s = \frac{Q_1 \times Q_3}{(Q_2)^2}$$

Le triage (*Maturity*) (unité ou pluralité des apports) est bien caractérisé par l'allure des courbes de fréquences simples. Dans les tableaux récapitulatifs, nous l'avons évalué en unités arbitraires (et subjectives) de 1 (très mauvais triage) à 5 (très bon triage).

Pour certains échantillons, nous avons distribué les résultats des mesures selon des courbes de probabilités, en portant en abscisses les dimensions en unité ϕ . Le tableau de la figure 62 montre les paramètres de classement calculés à partir du 16ème et du 84ème percentile, en usage dans les pays anglo-saxons (ϕ_{16} et ϕ_{84}).

Ce sont :

Phi Mean Diameter	$M\phi = \frac{1}{2} (\phi_{16} + \phi_{84})$
Phi Median Diameter	$Md\phi = \phi_{50}$
Phi Deviation Measure	$\sigma\phi = \frac{1}{2} (\phi_{84} - \phi_{16})$
Phi Skewness Measure	$\alpha\phi = \frac{M\phi - Md\phi}{\sigma\phi}$

Remarques

Les divers paramètres de classement en usage ont été exposés et discutés par D.L. INMAN (1952).

22.2 NATURE MINÉRALOGIQUE DES GRAINS ET DU CIMENT

a) Observation au microscope optique

Réalisation de lames minces : les grès suffisamment indurés sont directement coupés à la scie diamantée. Les grès plus friables sont d'abord consolidés au vernis. Les grès très friables sont désagrégés et les grains sont inclus en suspension dans une résine époxy type araldite. La lame mince est obtenue ensuite par la méthode classique.

Les feldspaths sont colorés en jaune, sur la lame mince non couverte, par le cobaltinitrite de sodium.

On observe la forme et la nature des grains en lumière naturelle et en lumière polarisée. La nature du ciment est déterminée au fort grossissement en tenant compte, pour les minéraux des argiles, des analyses par diffractométrie RX.

b) Carbonatimétrie

La teneur en calcite et en dolomite du ciment est mesurée à l'aide du manocalcimètre "Géoservices".

c) Séparation et détermination des minéraux lourds

La roche est broyée et la poudre obtenue est lavée et tamisée. La fraction comprise entre 500 et 80 μ est jetée dans le bromoforme de façon à isoler les grains de densité supérieure à 2,9. La nature des minéraux est déterminée par observation microscopique et immersion dans des liqueurs d'indice connu.

d) Diffractométrie RX

Elle est utilisée pour déterminer et évaluer semi-quantitativement les minéraux constituant le ciment des grès. La fraction argileuse est préparée sous forme d'agrégats orientés. La roche totale broyée fournit une "poudre" (non orientée) utilisée pour déterminer des minéraux comme le gypse, la calcite, la dolomite, les oxydes de fer....

Pour chaque échantillon, quelques grains de quartz d'une taille voisine de 300 μ sont prélevés. L'enduit ferrugineux éventuel qui les recouvre peut être dissous à l'acide oxalique bouillant en présence d'une feuille d'aluminium. Les grains convenablement lavés sont collés sur un petit plateau puis recouverts d'un film d'or pour être observés au microscope électronique à balayage ("Scanning Electron Microscope" ou "SEM").

On peut préparer de même des fragments de roches de façon à voir la disposition des grains et de la matrice.

La majeure partie des observations a été faite au "Sedimentology Research Laboratory" de Reading à l'aide d'un microscope de marque "CAMSCAN".

2.3 ETUDE DES ARGILES ET DES MARNES

23.1 CARBONATIMETRIE (cf ci-dessus)

23.2 DIFFRACTOMETRIE RX (faite principalement sur agrégats orientés)

a) Préparation de la fraction argileuse : Deux méthodes différentes ont été utilisées : celle de l'Institut Dolomieu de Grenoble, qui produit une pâte à appliquer à la spatule sur une lame spéciale, et celle du Sedimentology Research Laboratory de Reading (S.L.R.), qui donne une suspension à sédimenter sur une plaque de céramique.

Les deux méthodes sont décrites p. 234, Tableau XXVI.

b) Appareillage :

- Institut Dolomieu : Diffractomètre Philips à tube Cu K α , puissance d'utilisation 0,8 Kw, fente de divergence 1°, rotation 1°/minute entre $2\theta = 2^\circ$ et $2\theta = 32^\circ$, compteur proportionnel. Enregistreur : sensibilité 10^3 CPS, constante de temps 2s, vitesse défilement du papier 800 mm/heure.

- S.R.L. : Diffractomètre Philips à tube Cu K α , puissance d'utilisation 1,9 Kw, fente de divergence 1°, rotation 1°/minute entre $2\theta = 2^\circ$ et $2\theta = 32^\circ$. Enregistreur : sensibilité 10^2 à 10^3 CPS, constante de temps 4s, vitesse défilement du papier 1200 mm/heure. On fait un essai préalable avec une plaque sans suspension argileuse pour noter les pics propres à la plaque (feldspaths et quartz).

c) Identification des minéraux : On enregistre trois traces :

- Une trace "normal" avec l'échantillon séché à l'air,
- Une trace avec l'échantillon traité à l'éthylène-glycol,
- Une trace avec l'échantillon chauffé à 300° C (S.R.L.) ou à 550° C (Inst. Dolomieu).

Le tracé à l'éthylène glycol permet de reconnaître les minéraux gonflants (montmorillonite, chlorite gonflante).

Le chauffage à 300° C déplace certains pics (vermiculite, montmorillonites), en détruit certains autres (attapulgite, sépiolite). A 550° C, les pics de la kaolinite disparaissent. Quand le chauffage à 300° C est seul utilisé, on distingue la chlorite de la kaolinite par la position des pics vers $2\theta = 25^\circ$ et, au besoin, en détruisant la chlorite par HCl à chaud : un nouveau passage au diffractomètre est alors nécessaire.

d) Evaluation semi-quantitative des minéraux : De nombreuses méthodes ont été proposées sans qu'aucune ne soit vraiment satisfaisante. Nous emploierons celle qui est utilisée au S.R.L. : elle est basée sur les travaux de G. BROWN et a été décrite par A.H. WEIR et coll. (1975). Les trois traces sont nécessaires (normal, éthylène glycol, chauffé à 300° C). L'intensité des pics est évaluée d'après leur surface. On procède ainsi :

- Illite : I_I : aire du pic 10 A° - moyenne entre les échantillons, normal et glycolé ;
- Illite et minéraux gonflants $I_I + ex$: aire du pic 10 A° de l'échantillon chauffé ;
- Kaolinite I_k pic 7,1 A° : moyenne des aires des trois traces ;
- Chlorite I_{ch} : aire du pic 14 A° de l'échantillon chauffé.

La quantité de chaque minéral est évaluée en pourcentage à l'aide des formules suivantes :

- I_I = Quantité d'illite
- $I_I + ex - I_I$ = Quantité de minéraux gonflants
- $\frac{I_k}{2,5}$ = Quantité de kaolinite
- $\frac{I_{ch}}{2}$ = Quantité de chlorite

Remarques

Nous disposons d'un certain nombre de traces d'échantillons chauffés à 550° C sur lesquels le pic de la kaolinite avait disparu. L'expérience montre que l'aire du pic de la kaolinite de l'échantillon glycolé est peu différente de celle de l'échantillon chauffé à 300° C. Nous avons donc calculé la quantité approximative de kaolinite en faisant entrer **dans le calcul** de la moyenne deux fois l'aire du pic de l'échantillon glycolé.

Pour les interstratifiés chlorite-montmorillonite, nous avons pris le coefficient de réduction de la chlorite.

PREPARATION DE LA FRACTION ARGILEUSE
POUR L'ETUDE AU DIFFRACTOMETRE R.X.

1 - INSTITUT DOLOMIEU, GRENOBLE

- A - Désagrégation de la roche par broyage au broyeur à billes pendant 3 - 5 minutes.
- B - Décalcification (s'il y a des carbonates) à l'acide chlorhydrique N/10 jusqu'à obtenir $PH < 2$. Laver à l'eau distillée et laisser décanter plusieurs fois.
- C - Centrifugation à 2000 tours/minute pendant 5 minutes.
- D - Homogénéisation aux ultra-sons pendant 1 heure.
- E - Centrifugation à 3000 tours/minute pendant 10 minutes. Si le liquide surnageant est limpide, l'éliminer, ajouter de l'eau distillée, quelques gouttes d'ammoniaque et recommencer l'homogénéisation "D". Si le liquide est trouble, la suspension est bonne.
- F - Homogénéisation à l'homogénéiseur à palettes.
- G - Sédimentation des particules argileuses :
 - . Laisser décanter la suspension dans un tube pendant 3 h 20 mn,
 - . Prélever les 4 cm supérieurs du tube.
- H - Préparation des agrégats orientés :
 - . Centrifuger à 6000 tours/minute pendant 15 minutes,
 - . Appliquer la pâte argileuse à l'aide d'une spatule sur une lame de verre ayant une dépression axiale allongée de 0,10 mm de profondeur.

2 - SEDIMENTOLOGY RESEARCH LABORATORY - READING (U.K.)

"The less mechanical and chemical treatment given to clays before analysis the better." (A. PARKER).

- A - Désagrégation de la roche
 - . Si la roche est bien consolidée, l'écraser modérément avec un marteau,
 - . Prendre 20 g environ de roches, placer dans un bécher ; couvrir de 250 ml d'eau distillée ; traiter aux ultra-sons jusqu'à obtenir une suspension épaisse (1/2 à 4 heures),

B - Sédimentation des particules argileuses

- Verser la suspension dans une éprouvette de 100 ml,
- Mélanger à l'homogénéiseur pendant 10 minutes,
- Laisser reposer pendant 3 h 50 minutes à 20° C,
- Prélever à l'aide d'une pipette 10 ml environ de suspension à 5 cm de profondeur.

Note : Si la suspension floccule, répéter les lavages à l'eau distillée, centrifuger si besoin est, ajouter quelques gouttes d'ammoniaque ou de Na (PO₃)₆ à 5 % (Calgon).

C - Préparation des agrégats orientés : Verser la suspension sur une plaque poreuse en céramique (25 x 40 mm), d'une épaisseur de 3 mm environ, dont la surface a été soigneusement polie. Laisser évaporer l'eau sous vide (trompe à eau). Recommencer l'opération si la suspension argileuse est peu concentrée.

CHAPITRE 2

MORPHOMETRIE DES GALETS

Les niveaux conglomératiques suffisamment meubles et contenant des galets présentant une longueur centrée autour de 50 mm sont rares. Nous n'en avons trouvé que deux dans le Chercher :

- Faciès "Grès d'Adigrat" : Soka (coupe de Tute, couche Cd, partie médiane de la formation),
- Faciès "Grès supérieurs" : Route de Kulubi, Km 461, situation stratigraphique imprécise).

1 - NATURE PETROGRAPHIQUE

Ce sont des galets de quartzite et de quartz filonien recouverts d'un film d'oxyde de fer.

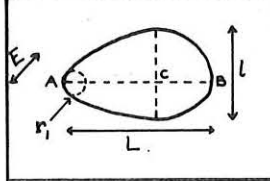
2 - INDICE D'EMOUSSE (tableau et courbes ci-après)

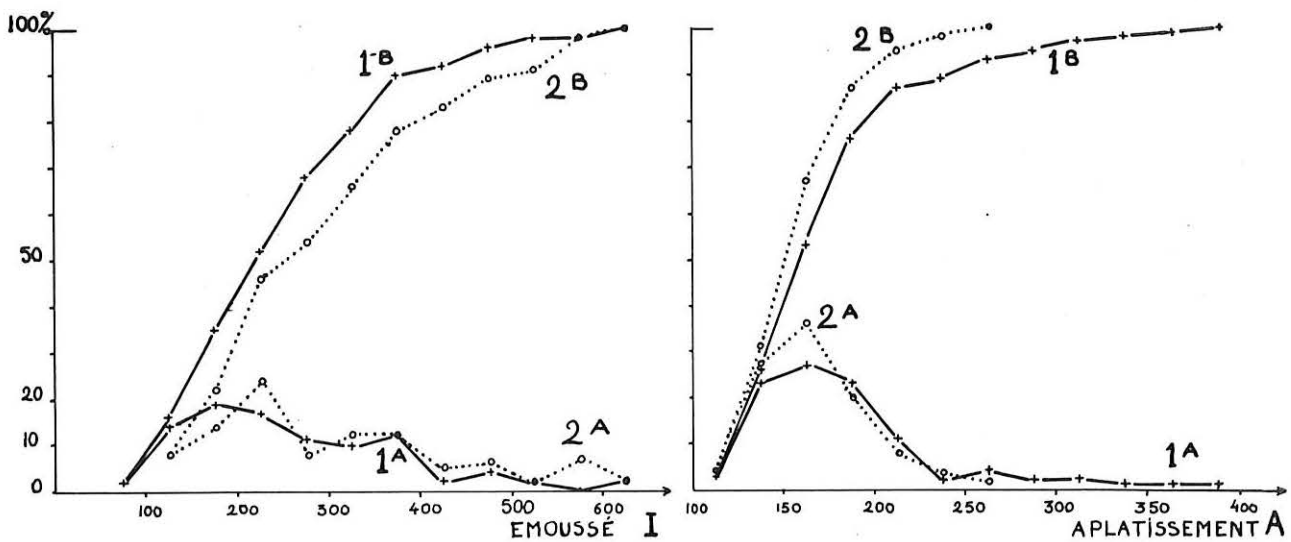
- "Grès d'Adigrat" : L'indice est celui d'une usure de type fluviatile. Le pourcentage modéré de galets très usés (10 %) indique une usure, donc un transport, relativement important. Nous sommes éloignés de la région d'origine d'une centaine de kilomètres au moins. La courbe de fréquence simple (1A), de tendance unimodale, témoigne plutôt d'une unité de provenance.

- "Grès supérieurs" : L'usure est de type fluviatile, mais la forte proportion de galets très usés (20 %) et l'absence de galets peu usés, sont les indices d'un transport sur une longue distance, plusieurs centaines de kilomètres. La courbe 2A de tendance plurimodale indique un mélange de provenance.

3 - INDICE D'APLATISSEMENT

- "Grès d'Adigrat" : La forte proportion de galets peu aplatis (27 %) caractérise un transport fluviatile en chenaux divagants ("braided river"). La présence de galets très aplatis (11 %) montre que les cours d'eau coulaient non sur la roche en place, mais sur des épandages déjà existants ("cours d'eau matelassé").

	INDICE D'EMOUSSE $I = \frac{2r_1}{L} \times 1000$					INDICE D'APLATISSEMENT $A = L + \frac{L}{2E} \times 100$					INDICE DE DISSYMETRIE $D = \frac{AC}{L} \times 1000$			
	Médiane	minimum	Maximum	% ≤ 100	% ≥ 400	Médiane	minimum	Maximum	rang 85	% ≤ 150	% ≥ 250	Médiane	minimum	Maximum
1 GRÈS D'ADIGRAT (SOKA)	230	80	620	2%	10%	173	116	375	195	27%	11%	650	500	1000
2 GRÈS SUPÉRIEURS (KULUBI)	250	102	650	0%	20%	160	103	274	185	31%	2%	NON DÉTERMINÉ		



+—+ 1 FACIÈS ADIGRAT } A % simples des valeurs des indices
 2 FACIÈS GRÈS SUPÉRIEURS } B % cumulés " " " "

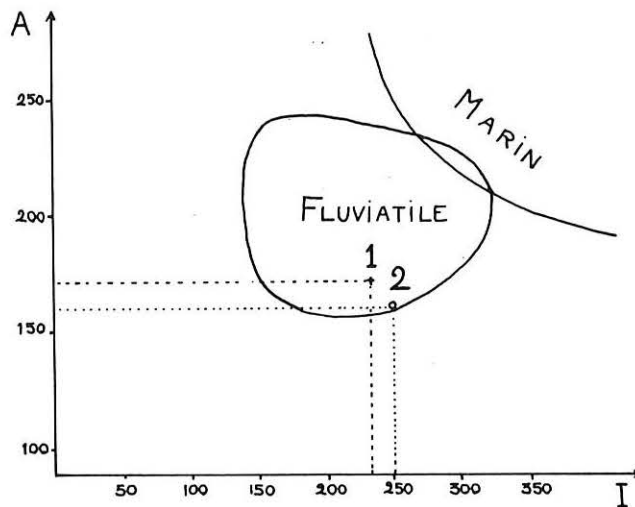


Fig. 60 — Morphométrie des galets : résultats et représentations graphiques.
Pebble shape parameters.

- "Grès supérieurs" : Les conclusions sont similaires. Néanmoins, la proportion moins forte de galets très aplatis (2 %) suggérerait un cours d'eau moins matelassé, ce qui nous paraît assez paradoxal.

4 - INDICE DE DISSYMETRIE

"Grès d'Adigrat" : L'indice confirme l'usure et le mode de transport fluviatiles.

5 - REPRESENTATION GRAPHIQUE INDICE D'EMOUSSE/INDICE D'APLATISSEMENT

L'origine fluviatile des galets est manifeste.

6 - CONCLUSION

Vu le nombre limité d'échantillons, elle ne peut être qu'indicative. L'étude morphométrique des galets confirme la similitude existant entre le "Faciès Adigrat" et le "Faciès Grès supérieurs". LES GALETS ONT ETE TRANSPORTES PAR DES COURS D'EAU A CHENAUX DIVAGANTS. La région d'origine est éloignée ; compte tenu des mesures faites dans les grès encaissants, on doit la chercher quelque part au Nord-Ouest pour les galets du "Faciès Adigrat", à l'emplacement du Rift actuel, ou du Yémen avant la dérive de l'Arabie.

GRANULOMETRIE DES GRES

1 - RESULTATS

Voir tableaux et graphiques ci-après.

- Dimensions en millimètres : courbes de fréquences simples et cumulées ;
- Dimensions en unité ϕ : courbes de probabilités.

2 - INTERPRETATION

2.1 FACIES PRE-ADIGRAT

21.1 BASSIN DU NIL BLEU (échantillons NL 3a, NL 3b, PN 4, NL 2a)

Les grains sont bien classés. Les paramètres de classement sont ceux des dépôts des fleuves ou de plages. L'asymétrie, légèrement négative, est celle d'un milieu peu turbulent. Le triage est variable ; les courbes de fréquences simples sont à tendance unimodale ou bimodale.

Ces grès présentent les caractères des *dépôts fluviatiles et deltaïques*.

Remarque :

- Ces grès ont subi une forte évolution diagénétique : le nourrissage des grains affecte leur taille et a donc une influence sur les paramètres de classement.
- Les transformations pédogénétiques ont corrodé les grains de certains grès. L'analyse granulométrique perd son sens. Nous avons exclu de notre étude de tels échantillons.

22.2 CHERCHER

Les courbes sont réparties en deux groupes ; ceci est dû aux méthodes de comptage en lames minces et aux groupements des résultats. (Le Laboratoire de Pétrographie minière ne semble pas tenir compte de la matrice et a utilisé des classes uniformes de 50 μ). Nous n'avons donc pas représenté les courbes SOK 1A et SO K3 qui sont construites avec un nombre insuffisant de points.

CHERCHER	échantillon	Médiane			classement (SORTING)				triage (MATURITY) 1 mauvais ↓ 5 bon
		Q ₁ (μ)	Q ₂ (μ)	Q ₃ (μ)	So	Qdφ	He	As	
GRÈS SUPÉRIEURS	² GAL3	120	170	225	1,37	0,40	0,40	0,93	2
	¹ SK5 ^D	67	190	305	2,13	1,10	0,75	0,56	2
	² SK5 ^D	50	220	360	2,68	1,45	0,75	0,37	2
	¹ GAL2	150	215	255	1,30	0,40	0,26	0,85	4
	¹ GAL1	177	260	345	1,40	0,45	0,35	0,90	3
GRÈS D'ADIGRAT	¹ UJ1 ^A	?	100	145	?	?	0,55	<1	3
	² UJ1 ^B	?	375	900	?	?	1,30	<1	1
	¹ UJ1 ^C	?	76	148	?	?	0,90	<1	3
	¹ UJ3	85	195	380	2,11	1,05		0,84	2
	¹ SK3	305	500	700	1,51	0,58	0,52	0,65	4
PRÉ- ADIGRAT	² ŠOK3	62	90	150	1,55	0,65	0,45	1,15	—
	² ŠOK2	210	360	540	1,60	0,68	0,60	0,87	3
	² ŠOK1 ^B	195	290	390	1,41	0,50	0,40	0,90	2
	² ŠOK1 ^A	40	65	105	1,62	0,70	0,70	1	—
	² UJ5	18	67	95	2,51	1,20	0,50	0,38	3
	² UJ6 ^A	?	35	70	?	?	0,80	?	2

1 tamisage

2 lame mince

BASSIN DU NIL	échantillon	Médiane			classement (SORTING)				triage (MATURITY) 1 mauvais ↓ 5 bon
		Q ₁ (μ)	Q ₂ (μ)	Q ₃ (μ)	So	Qdφ	He	As	
GRÈS SUPÉRIEURS ET AMBO	² NL10	?	76	115	?	?	0,59	?	3
	² NBA	75	110	170	1,50	0,60	0,45	1,05	3
	² AMB ₄	365	525	775	2,12	0,55	0,45	1,02	3
STRATES ABBAÏ	² NL5	200	330	440	1,55	0,60	0,45	0,81	4
GRÈS D'ADIGRAT	² NB3	120	190	280	1,52	0,60	0,50	0,90	2
	² NL40	225	380	470	1,55	0,55	0,40	0,70	4
PRÉ-ADIGRAT	² NL2 ^A	~20	165	235	?	?	0,55	?	4
	² PN4	115	170	275	1,54	0,65	0,55	1,10	2
	¹ NL3 ^a	185	290	380	1,43	0,52	0,45	0,83	3
	¹ NL3 ^a	130	240	380	1,71	0,75	0,60	0,85	2
	¹ NL3 ^b	155	215	270	1,31	0,42	0,38	0,90	3

1 tamisage

2 lame mince

Fig. 61 – Granulométrie des grès : résultats en unités métriques.
Grain-size distribution of sandstones in μ.

FORMATION	SAMPLE	Md ϕ	M ϕ	$\sigma\phi$	$\alpha\phi$	QD ϕ	SKQ ϕ
PRE-ADIGRAT	NL3	1.80	2.02	0.78	0.28	0.52	0.11
	NL3b	2.25	2.34	0.67	0.13	0.42	0.03
	UJ5	3.95	-	-	-	1.20	0.70
	UJ6	4.85	-	-	-	-	-
ADIGRAT	SK3	1.00	1.21	1.39	0.15	0.58	0.10
	UJ1b	1.40	-	-	-	-	-
	UJ3	2.40	2.90	1.62	0.31	1.05	0.11
	NL40	1.40	-	-	-	0.55	0.22
	UJ1a	3.40	-	-	-	-	-
	UJ1c	3.70	-	-	-	-	-
ABBAI	NL5	1.65	-	-	-	0.60	0.11
UPPER SANDSTONE	GAL2	2.28	2.44	0.81	0.20	0.40	0.08
	SK5d	2.35	-	-	-	1.10	0.45
	NL10	3.78	-	-	-	-	-
AMBO SDST.	AMB4	0.78	1.00	0.66	0.33	0.55	0.14

Fig. 62 – Granulométrie des grès : résultats en unités ϕ .
Grain-size distribution of sandstones in ϕ units.

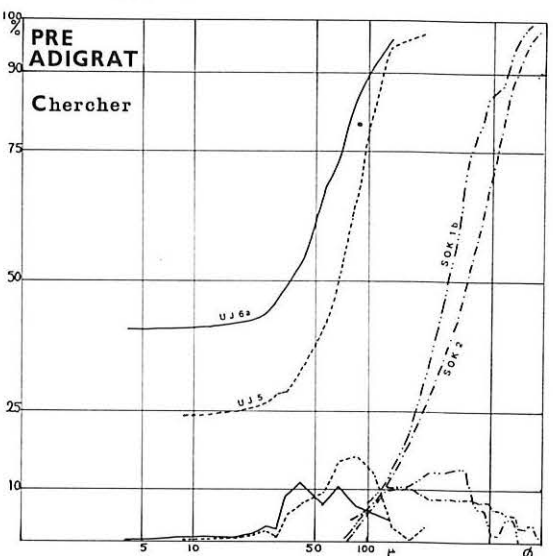
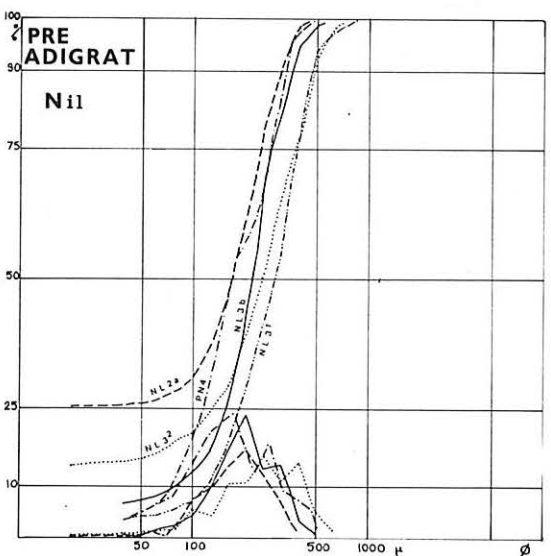
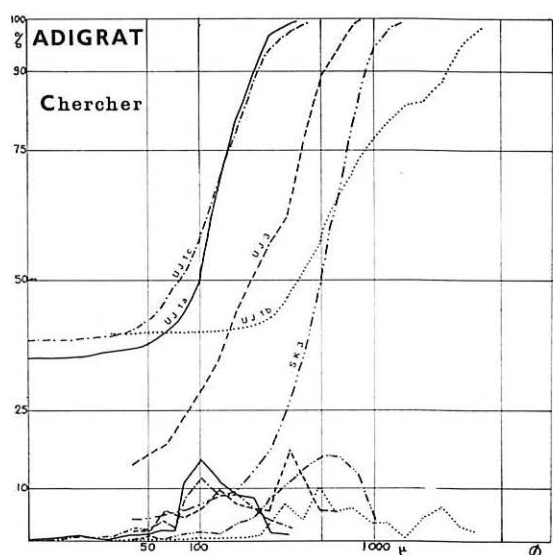
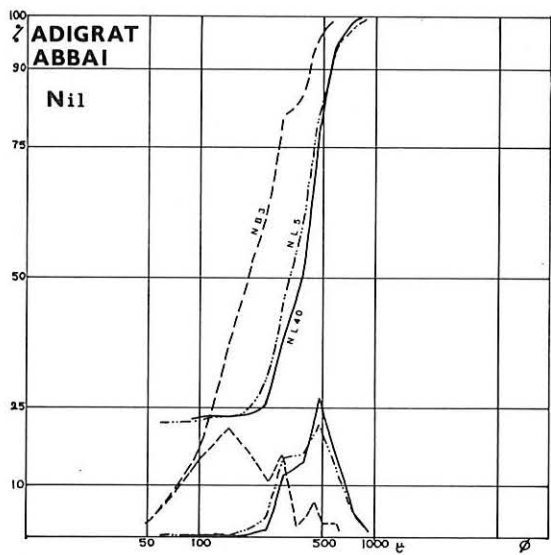
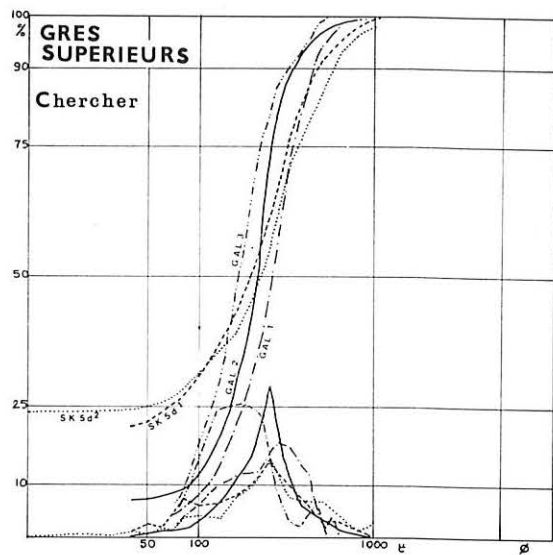
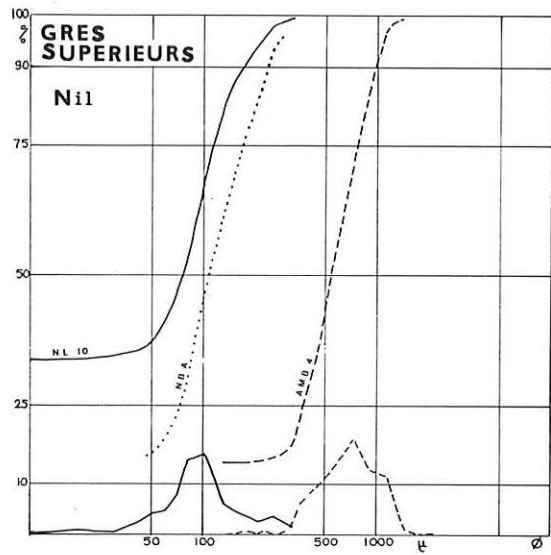


Fig. 63 – Granulométrie des grès : courbes cumulatives.
Cumulative-distribution curves of sandstones.

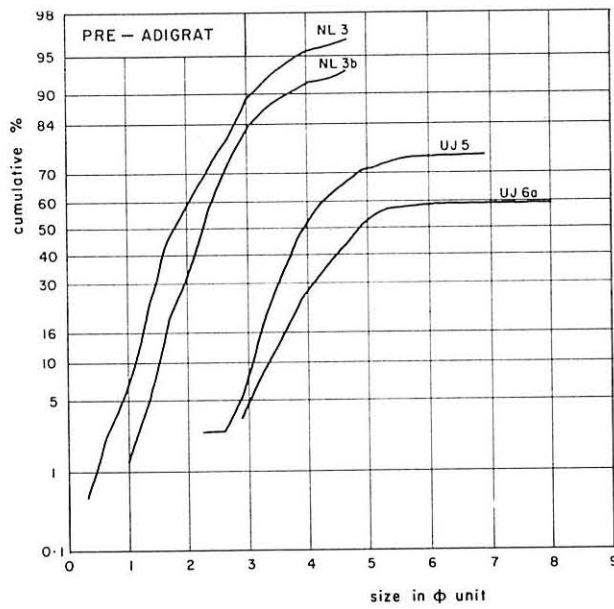
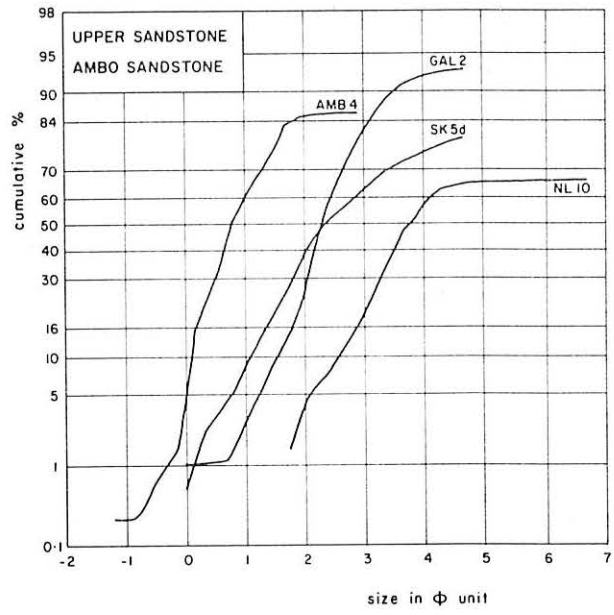
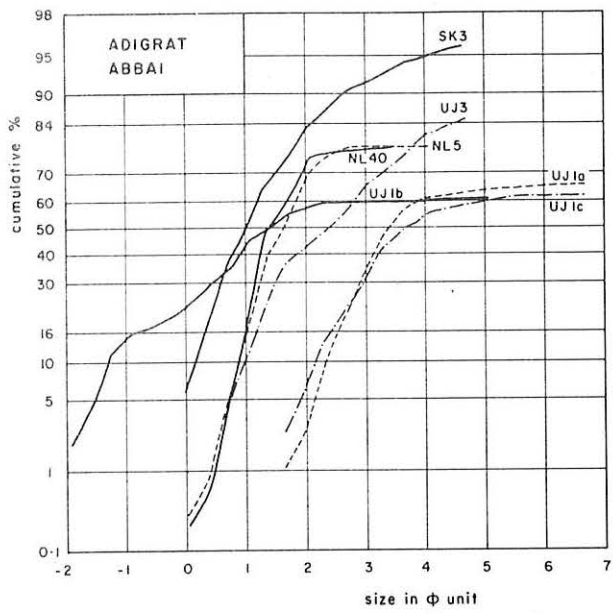


Fig. 64 – Granulométrie des grès : courbes de probabilité.
Log-probability grain-size distribution curves of sandstones.

Dans les niveaux inférieurs (UJ 5 et UJ 6a), le classement est moyen, le triage mauvais ; l'asymétrie, fortement négative, est celle d'un milieu turbulent.

Ces grès sont des sédiments fluviatiles de forte énergie.

Les couches supérieures (SOK 1 à 3) présentent un meilleur classement et une asymétrie voisine de 1. Ce sont plutôt *des sédiments deltaïques lacustres ou marins.*

2.2 "GRES D'ADIGRAT"

22.1 BASSIN DU NIL BLEU (niveaux supérieurs : NB 3, NL 40)

Grès bien classés, avec un déficit entre 300 et 400 μ . Le triage est variable. L'asymétrie indique un milieu turbulent. Ces grès représentent probablement *des dépôts de plages.*

Remarque : L'échantillon NL 5 (Strates de l'Abbai) a les mêmes caractères de classement avec en particulier le même déficit de tailles, compris entre 300 et 400 μ , que NL 40 (même source d'apports?).

22.2 CHERCHER

Les échantillons proviennent des parties inférieure et moyenne de la formation. Le grès UJ 1b est un *dépôt de glaci continental* (mauvais classement, mauvais triage, turbulence). UJ 1c et UJ 3 sont des *Grès fluviatiles*, UJ 1a et SK 3 sont des *Grès deltaïques* (bien classés, bien triés, milieu turbulent).

Le dépôt des couches inférieures et moyennes des Grès d'Adigrat de Chercher s'est fait dans *des milieux continentaux variés.*

2.3 "GRES SUPERIEURS"

23.1 BASSIN DU NIL BLEU (niveaux inférieurs : NL 10, NB A et Grès d'Ambo AMB 4)

Ce sont des grès de plage.

23.2 CHERCHER

Les niveaux inférieurs montrent nettement les caractères de *grès de plage* (GAL 1, GAL 2) : le classement et le triage sont bons.

Les niveaux supérieurs ont les caractères des *dépôts deltaïques* (GAL 3) et *continentaux* (SK 5d).

EN RESUME, L'ETUDE GRANULOMETRIQUE MONTRE
QUE, DANS LE BASSIN MOYEN DU NIL BLEU COMME DANS LE CHERCHER,

- LE FACIES PRE-ADIGRAT EST FORME DE SEDI-
MENTS FLUVIATILES ET DELTAIQUES,

- LE FACIES "GRES D'ADIGRAT" EST CONTINENTAL,
MAIS MONTRE DES INFLUENCES MARINES AU SOMMET,

- LES COUCHES INFERIEURES DES STRATES DE
L'ABBAY (DU BASSIN DU NIL BLEU) SONT LITTORALES,

- LES "GRES SUPERIEURS" SONT LITTORAUX A
LEUR BASE, MAIS CONTINENTAUX DANS LEUR PARTIE SUPERIEURE.

ETUDE PETROGRAPHIQUE

Remarque : Les lames minces correspondent à des échantillons placés de bas en haut dans la série stratigraphique.

1 - FACIES PRE-ADIGRAT

1.1 PONT DU NIL

11.1 LAME NL 3a

(Planche hors texte n° IX)

Grès gris-clair micacé assez friable ; peu de ciment.

Grains : anguleux, plus ou moins jointifs, diamètre fréquent : 0,5 mm.

- Quartz : nourrissage des grains qui sont engrenés par endroits ; légère corrosion ; certains contiennent quelques baguettes d'apathite.
- Feldspaths : 10 % ; beaucoup sont altérés en minéraux des argiles, mais certains sont presque intacts. Albite et microcline fréquents.
- Muscovite : les lamelles sont écartées à leur extrémité (dégradation).
- Epidote.
- Chlorite : rare ; un grenat et un zircon dans la lame.

Ciment : vermicules gris de kaolinite, paillettes colorées néoformées d'illite, micrograins de quartz, par endroits limonite et calcite épigénétiques.

Grès ayant subi une diagénèse avancée. L'apparition de la calcite est vraisemblablement due à l'altération actuelle.

11.2 LAME NL 2a

(Planche hors texte n° X)

Grès fin carbonaté, gris-verdâtre à jaunâtre.

Grains : anguleux, non jointifs, diamètre inférieur à 0,3 mm.

- Quartz : corrodé à contours anguleux.
- Feldspaths : 10 % ; certains sont frais, d'autres en voie de disparition ; microcline fréquent.
- Muscovite : non dégradée.
- Biotite chloritisée et biotite.
- Grains pluricristallins très altérés de roches volcaniques : plagioclases en baguettes et minéraux ferromagnésiens dégradés non identifiables.

- Quartzite : rares fragments.
- Un zircon (90 microns).

Ciment : assez abondant ; fait principalement de calcite cryptocristalline et de minéraux des argiles non identifiés en lame mince.

Le développement épigénétique de la calcite peut être due à l'altération actuelle ou à une pédogénèse ancienne : les conditions de gisement ne permettent pas de trancher.

11.3 LAME NL 1a

(Planche hors texte n° XI)

Grès carbonaté jaunâtre, fait d'une alternance de travées sinueuses de quelques millimètres d'épaisseur :

- des travées sombres, riches en petits grains et minéraux opaques,
- des travées claires, calcitiques, à cavité et fantômes de cristaux.

a) Travées sombres

Grains : anguleux, à rentrants, d'une taille comprise entre 80 et 400 microns, espacés dans un ciment abondant.

- Quartz : anguleux, finement indentés (corrosion).
- Feldspaths : altérés, se "diluants" dans le ciment.
- Olivine : altérée (iddingsite?).
- Augite : altérée (probablement titanifère).
- Hématite.
- Chlorite : rare.
- Grains polycristallins de grande taille (400 μ .) composés de microlithes de feldspaths et d'augite (roche volcanique basique : basalte?).

Ciment : à base de calcite avec des paillettes d'illite.

b) Travées claires

Grains : rares ; quartz fortement corrodés, grains polycristallins altérés et fragmentés. Fantômes de cristaux faits de vermicules avec au centre des cristaux de calcite et parfois des petits fragments de roches volcaniques.

Cavités irrégulières, de quelques millimètres, bordées de couches de calcite superposées.

Ciment : microsparitique, cristaux de calcite et vermicules gris (kaolinite?) ; quelques amas constitués de fines lamelles concentriques, à teintes de polarisation vives et fausse croix noire (substitution de l'aragonite par la calcite?).

Cet échantillon est un fragment de bloc inclus dans un grès. La calcitisation du ciment et la corrosion des grains sont des phénomènes anciens qui résultent d'une pédogénèse sensu lato précédant le dépôt du bloc. L'ion calcium pourrait être fourni par l'altération des apathites fréquentes dans les quartz.

Similaire aux travées claires de NL 1a : grains de 0,3 mm maximum, peu nombreux (10 % environ) ; nombreux fantômes de grains ; nombreux trous digités de quelques millimètres (20 %).

Grains :

- Quartz : anguleux, finement dentelés par la corrosion ; certains montrent des traces de nourrissage préalable.
- Grains polycristallins de roches volcaniques à plagioclases, pyroxène altéré, biotite.
- Pyroxène (?) altéré.
- Fantômes de grains faits de vermicules brunâtres (calcite et minéraux des argiles) avec parfois au centre un reste de roche volcanique dont les baguettes de plagioclases sont corrodées et dissociées.
- Feldspaths : rares et altérés (microcline).

Ciment : abondant ; calcite bien cristallisée et calcite cryptocristalline. Les cavités sont tapissées d'une couche de cristaux de calcite. Structures filamenteuses similaires à des filaments d'algues.

Comme NL 1a, la corrosion des grains et le développement du ciment calcitique sont interprétés comme le résultat d'une pédogénèse ancienne.

Fragment de croûte ferrugineuse appliquée sur un grès fin.

a) Croûte ferrugineuse : Opaque en lumière transmise, elle révèle une structure ligneuse en lumière réfléchie : ce sont des sections transversales de trachéïdes de 30 microns de diamètre, pouvant être référées au genre compréhensif *Dadoxylon*.

b) Grès fin

Grains : taille moyenne apparente : 50 microns.

- Quartz : emboîtés, à contours anguleux avec rentrants ("grès en mosaïque"), montrant un nourrissage en silice.
- Feldspaths : 10 %, altérés, transformés en plages spongieuses jaunâtres en L.P. (paillettes d'illite) qui se "diluent" dans le ciment.
- Micas : quelques muscovites détritiques ouvertes en éventail.
- Apathite : en bâtonnets dans les quartz.
- Tourmaline.

Ciment : argilo-siliceux, formé d'amas de phyllites colorées en L.P. (illite), de vermicules de kaolinite grisâtres et de petits quartz (inférieurs à 10 μ) ; paillettes d'illite dans des amas de kaolinite montrant la transformation réciproque de ces minéraux.

La diagénèse a été importante dans ce grès (cf NL 3a).

Grès fin gris, friable.

Grains : taille fréquente 150 μ , anguleux.

- Quartz
- Feldspaths : 5 %, peu altérés (mâcle de l'albite),
- Micas : détritiques nombreux interstratifiés (muscovite "ouverte", biotite chloritisée).

Ciment : assez abondant, argileux et légèrement carbonaté (kaolinite et illite).

CONCLUSION

Le Faciès Pré-Adigrat du Pont du Nil est formé de grès riches en feldspaths, micas et fragments pluricristallins. Sa mise en place s'est faite sous climat peu agressif. L'abondance du ciment suggère un dépôt en milieu continental. Les grains sont apparemment bien calibrés, comme à la suite d'un transport aquatique. CES GRES ONT LES CARACTERES D'ALLUVIONS FLUVIATILES DEPOSEES SOUS CLIMAT FRAIS.

Le nourrissage des grains de quartz et le développement de minéraux argileux dans le ciment sont les signes d'une DIAGENESE AVANCEE.

Enfin, certains niveaux montrent les indices d'une PEDOGENESE ANCIENNE (corrosion des grains, développement de calcite dans le ciment).

1.2 CHERCHER (SOKA)

Grès gris fin, rythmé, assez friable.

Grains : anguleux, taille comprise entre 50 et 200 μ .

- Quartz : à contours géométriques simples et extinction roulante.
- Feldspaths : 10 % au moins, peu altérés.
- Micas : nombreux, muscovite et biotite.
- Minéraux lourds : très rares (zircon)

Ciment : abondant, argilo-siliceux.

L'ensemble des grains semble avoir subi une altération faible (transport bref, enfouissement rapide, climat peu agressif?) avant leur dépôt en milieu de type fluviatile.

Grès gris bien lité, constitué par un empilement de lamines alternativement plus grossières et plus fines.

a) Lamines grossières

Grains : anguleux, taille maximale 0,7 mm

- Quartz.
- Feldspaths abondants (15 %) peu ou pas altérés (mâcle de l'albite, de l'orthose, du microcline).
- Micas détritiques flexueux (muscovite).
- Tourmaline.

Ciment : argilo-siliceux (microcristaux de quartz) légèrement carbonaté.

b) Lamines fines

Grains : anguleux, bien calibrés (50 à 100 μ)

- Quartz : non roulés.
- Feldspaths : 5 à 7 %, peu ou pas altérés.
- Phyllites.

Ciment : abondant, argilo-siliceux avec concentrations ferrugineuses par plages.

Ce grès à feldspaths faiblement altérés a été déposé en milieu continental après transport court et sous climat peu agressif. Le développement épigénique de la calcite et de la limonite peut être dû à l'altération superficielle actuelle.

12.3 LAME SOK 2

Grès gris moyen, légèrement lité.

Grains : de 2 tailles, gros grains de 1 mm plutôt arrondis et petits grains de 50 à 500 μ plus anguleux.

- Quartz : extinction roulante fréquente.
- Feldspaths : nombreux (20 %), non altérés, beaucoup de microcline.
- Micas : peu.
- Tourmaline : rare.

Ciment : argilo-siliceux avec plages de calcite, sidérose et limonite.

Comme pour l'échantillon SOK 1, la faible altération des grains est compatible avec une mise en place sous un climat peu agressif, frais à froid. Les concentrations ferrugineuses et calciteuses sont récentes (altération actuelle).

12.4 LAME UJ 5

Grès silteux gris laminé : lamines de petits grains d'oxyde de fer, quartz et feldspaths alternant avec des lamines de grains plus gros de quartz et feldspaths.

Grains : taille variant de 10 à 100 μ environ.

- Quartz : anguleux.
- Feldspaths : 10 à 15 %, peu ou pas altérés.
- Biotite et biotite chloritisée en fines lamelles orientées selon le litage.
- Oligiste.
- Zircon.

Ciment : argilo-siliceux abondant.

12.5 LAME UJ 6a

Grès silteux.

Grains : anguleux.

- Quartz.
- Feldspaths abondants (10 %).
- Micas : 5 %, biotite chloritisée en fines lamelles flexueuses orientées
- Pyroxène.
- Zircon.

Ciment : abondant, argilo-siliceux ; fines lamelles d'illite néoformée entre les grains.

12.6 LAME UJ 6

Grès silteux laminé ; la lamination est soulignée par les minéraux opaques (oligiste?).

Grains : très petits, généralement inférieurs à 50 μ .

- Quartz.
- Feldspaths : difficiles à caractériser.
- Pyroxènes abondants (5 %), altérés superficiellement.
- Produits d'altération des pyroxènes.
- Biotite.
- Oligiste (?).

Ciment : abondant, argilo-siliceux.

Les lames UJ 5, UJ 6 et UJ 6a ont un ensemble de caractères communs :

- *Grains anguleux,*
- *Faible altération des minéraux labiles (biotite, pyroxènes),*
- *Forte proportion de feldspaths,*
- *Abondant ciment argilo-siliceux avec indices de néoformation d'illite.*

Ces grès représentent des dépôts rapides, dans un milieu fluviatile (ou lacustre), après un transport faible, sous un climat peu agressif (froid?).

CONCLUSION

LE FACIES PRE-ADIGRAT DU CHERCHER (STRATES D'UAJU) COMPREND DES SEDIMENTS DEPOSES EN MILIEU FLUVIATILE (OU LACUSTRE) SOUS CLIMAT PEU AGRESSIF. LEUR DIAGENESE EST COMPARATIVEMENT MOINS AVANCEE QUE DANS LE BASSIN DU NIL BLEU.

2 - FACIES ADIGRAT

2.1 PONT DU NIL

21.1 ECHANTILLON NL 30 (base de la falaise)

Shale ; observation à la loupe binoculaire de la fraction supérieure à 80 μ .

- Quartz : grains généralement anguleux, luisants, à surface finement piquetée. Quelques gros grains arrondis, dépolis, avec traces de nourrissage. Quelques petits grains arrondis luisants.
- Tourmaline.

21.2 LAME NB 3 (niveaux supérieurs de la falaise)

Grès moyen rougeâtre, légèrement lité.

Grains : anguleux ou arrondis, rangés suivant leur allongement.

- Quartz : parfois à extinction roulante.
- Feldspaths : rares, peu altérés.
- Micas : quelques muscovites.
- Quartzite.
- Tourmaline.
- Goethite et sidérose : quelques grains.

Ciment : presque inexistant ; film de limonite enveloppant les grains et plages de calcite de néogénèse.

21.3 LAME NL 40 (niveaux supérieurs de la falaise)

Grès moyen à grossier rougeâtre, fortement induré (allure de quartzite), mais dont la superficie altérée est friable, jaune et carbonatée ; lame taillée dans la partie friable.

Grains : anguleux ou arrondis, taille fréquente 0,40 mm, enveloppés par un film de limonite.

- Quartz : traces de corrosion sur les grains entourés d'auréoles ondulées de calcite.
- Feldspaths : rares, peu altérés.
- Micas : néant.
- Quartzite : (ou quartz de filon) en grain polycristallins.

Ciment : goethite très abondante par endroits au point de constituer tout le ciment. Calcite micritique par plages. Amas gris en forme d'éventail provenant probablement de l'évolution des micas (kaolinite?).

(Planche hors texte n° XII)

Lame taillée dans la partie indurée de l'échantillon précédent.

- Quartz : grains jointifs ou cimentés par un peu de limonite et d'argile.
- Feldspaths : très rares.
- Gros graviers de quartz de filon (ou quartzite).

CONCLUSION

Les niveaux supérieurs des "Grès d'Adigrat" du Pont du Nil sont constitués de grès contenant peu ou pas de micas, peu de feldspaths, quelques quartzites. Leurs grains sont de plusieurs provenances. La matrice est peu abondante, à base d'argile et d'oxyde de fer, mais l'altération actuelle provoque le développement d'un ciment carbonaté ferrugineux. CE SONT DES SEDIMENTS FLUVIATILES DEPOSES EN MILIEU LITTORAL SOUS CLIMAT AGRESSIF, AYANT SUBI UNE CERTAINE DIAGENESE (NOURRISSAGE DES QUARTZ), PUIS UNE ALTERATION SUPERFICIELLE.

2.2 MASSIF DU CHERCHER

22.1 SOKA : Base et milieu de la formation

(Planches hors texte n° XII-XIII)

Lame UJ 1a : Grès fin, rougeâtre, laminé.

Grains : anguleux, taille fréquente 100 μ .

- Quartz : avec nombreux minéraux inclus (apatite, tourmaline),
- Feldspaths : 5 à 7 %, légèrement altérés.
- Quartzite et microquartzite : rares.
- Micas : muscovite et quelques biotites chloritisées.
- Tourmaline : quelques baguettes

Ciment : amas diffus de goethite et de kaolinite.

Lame UJ 1c : Grès fin rouge, laminé.

Grains : anguleux.

- Quartz,
- Feldspaths : 5 % maximum.
- Micas : rares lamelles de muscovite et de biotite chloritisée.

Ciment : formé de goethite et de petits cristaux de quartz, avec de fines pailettes d'illite et des amas de kaolinite.

Lame UJ 1b : Grès grossier, rouge-brun à dragées de quartz jaune rouille et zones décolorées jaunes.

Grains : anguleux (jusqu'à 1 mm), en 2 catégories de taille.

- Quartz et quelques quartzites, corrodés par le ciment carbonaté.
 - Feldspaths : très rares (microcline).
- Petits Gastéropodes.

Ciment : microsparitique abondant, constitué d'une mosaïque de cristaux sans forme particulière parsemée de rhomboédres de dolomite ; présence de kaolinite à l'analyse R-X.

Les grès UJ 1a, UJ 1b, UJ 1c sont des dépôts continentaux sous climat chaud. La corrosion des grains et la cristallisation de la dolomite indiquent une pédogénèse ancienne.

Lame UJ 4 : Croûte carbonatée sur un grès ; se présente comme un grès fin jaunâtre ; en lumière polarisée, curieux aspect de mosaïque produit par la juxtaposition de plages de 1 à 2 mm s'éteignant alternativement (ce phénomène paraît dû à l'orientation semblable des cristaux de calcite d'une même plage).

Grains : petite taille (60 μ)

- Quartz.
- Feldspaths : rares, corrodés par la calcite.
- Micas : quelques lamelles de muscovite et de biotite chloritisée.
- Minéraux opaques : (goethite?).
- Rutile : un dans la lame.

Ciment : abondant ; calcite microsparitique parcourue de filonnets sparitiques avec quelques paillettes d'illite dans des amas vermiculaires de kaolinite qui correspondent probablement à l'emplacement de feldspaths altérés.

La formation de cette croûte calcaire ancienne est expliquée par une phase d'altération aérienne avec période de forte évaporation produisant la cristallisation carbonatée, la corrosion et la fragmentation des grains (phénomène comparable à la formation actuelle des "calcreteés" en climat tropical sec).

22.2 CARSA : Couches situées à quelques dizaines de mètres au-dessous des "Calcaires d'Antalo"

Lame CAR 1 : Grès fin, rythmé ; alternance de lits fins à grains de 50 μ environ et de lits à grains plus gros (200 μ) mélangés aux grains précédents.

Grains : plutôt arrondis, jointifs.

- Quartz.
- Tourmaline.
- Feldspaths et micas absents.

Ciment : presque inexistant.

Lame CAR 2 : Grès grossier à la limite du microconglomérat.

Grains : anguleux, répartis en deux catégories de taille

a) Gros grains (1 à 10 mm)

- Quartzite surtout : cristaux de quartz engrenés avec quelques paillettes de muscovite et de biotite chloritisée.
- Microquartzite : riche en minéraux opaques.
- Quartz.

b) Petits grains (200 μ), aspect fraîchement cassé.

- Quartz.
- Quartzite : quelques-unes (une avec zircon).
- Feldspaths et micas absents.

Ciment : limonitique, en faible quantité, concentré autour des grains, avec quelques amas gris de kaolinite et quelques paillettes d'illite.

L'absence de micas et de feldspaths et la faible quantité de ciment suggèrent une altération sous un climat agressif et un dépôt en milieu littoral.

CONCLUSION

DANS LE CHERCHER, LES COUCHES INFÉRIEURES DES "GRES D'ADIGRAT" ONT ÉTÉ DÉPOSÉES EN MILIEU CONTINENTAL TANDIS QUE LE SOMMET A SUBI DES INFLUENCES MARINES. LE CLIMAT ÉTAIT AGRESSIF, DE TYPE TROPICAL.

3 - STRATES DE L'ABBAI

PONT DU NIL

30.1 LAME NL 5 (banc gréseux dans unité 6)

Grès moyen rouge, rythmé, assez friable.

Grains : bien arrondis, taille fréquente 400 μ , recouverts d'un film de limonite.

- Quartz : certains grains avec des traces de corrosion.
- Quartzite : rare.
- Pyroxène : rare.

Ciment : faible quantité (les grains sont contigus) argilo-ferrugineux (goéthite?) avec quelques paillettes d'illite.

Ces caractères sont ceux d'un grès de plage.

30.2 LAME AB 2

(Planche hors texte n° XIV)

Dolomiticrite à "oolithes" et filonnets sparitiques. Le nucleus des "oolithes" (ou plutôt "coated grains") est constitué d'un grain de quartz anguleux de 0,3 mm environ.

L'intercalation de bancs dolomitiques syngénétiques est fréquent dans les séries évaporitiques. La présence de grains de quartz et d'oolithes fait penser à un milieu calme à peu agité proche des côtes.

Dolosparite à débris coquilliers (Lamellibranches, quelques petits Gastéropodes) ; quelques grains de quartz corrodés, de la limonite, un zircon.

CONCLUSION

LES STRATES DE L'ABBAI CONTIENNENT DES NIVEAUX DEPOSES EN MILIEU LITTORAL.

4 - CALCAIRES D'ANTALO

SOKA

(Planche hors texte n° XIV)

40.1 LAME UJ 2b (base de la formation calcaire, couche de passage Adigrat - Antalo)

Calcaire gréseux dolomitique avec amas épars de cristaux de calcite.

Au microscope, c'est une micrite à pellets avec rhomboédres de dolomite, rares grains de quartz corrodés et amas sparitiques octogonaux (pseudomorphoses de sel?).

Dépôt de milieu confiné de flaque sursalée.

40.2 LAMES SK 4a et SK 4c (sommet de la formation calcaire, couches de passage aux "Grès supérieurs")

SK 4a : micrite à rhomboédres de dolomite.

SK 4c : micrite à rares grains de quartz corrodés.

Milieu confiné.

CONCLUSION

ALORS QUE LA MAJEURE PARTIE DE LA FORMATION CALCAIRE A ETE DEPOSEE EN MER PEU PROFONDE (MILIEU RECIFAL), LA BASE ET LE SOMMET MONTRENT LES CARACTERES DES MILIEUX CONFINES ACCOMPAGNANT LES FLUCTUATIONS MARINES.

5 - FACIES "GRES SUPERIEURS"

5.1 BASSIN DU NIL BLEU

51.1 PONT DU NIL (quelques mètres au-dessus du faciès calcaire)

Lame NBA : Grès fin, régulier, homogène sans litage apparent.

Grains : 100 à 200 μ .

- Quartz : peu anguleux, à contours géométriques simples et extinction franche.
- Feldspaths : abondants, 7 à 9 %, peu ou pas altérés (orthose, albite, microcline).
- Micas : néant.
- Minéraux lourds : quelques zircons et tourmalines.

Ciment : presque absent, un film de limonite enveloppant par plage les grains de quartz ; quelques amas de goethite et de sidérose.

Lame NL 10 : Grès fin jaune.

Grains : de 100 μ environ.

- Quartz : corrodés ; avec des contours anguleux à rentrants.
- Feldspaths : 7 à 10 %.
- Micas : rares paillettes détritiques de muscovite.
- Fragments coquilliers (aragonite).

Ciment : abondant, calcite cryptocristalline (micritique), kaolinite en plages correspondant à l'emplacement des grains altérés, goethite.

CONCLUSION

CES DEUX GRÈS REPRESENTENT LA CONSOLIDATION DE SABLES DE PLAGES ; le second a subi une forte altération superficielle.

51.2 AMBO (colline de Sankale)

(Planche hors texte n° XV)

Lame AMB 0 ("Grès d'Ambo") : Grès grossier à la limite du microconglomérat, apparemment non lité.

Grains : de 2 mm à 50 μ .

- Quartz : contours irréguliers, parfois corrodés et déchiquetés
- Feldspaths : rares.
- Micas : absents.
- Quartzite : grains polycristallins de grande taille.

Ciment : siliceux à fragments de quartz anguleux.

Lame AMB 3 ("Grès d'Ambo") : Grès grossier non lité, à la limite du microconglomérat.

Grains : taille fréquente 0,35 mm, avec quelques gros grains de 2 mm.

- Quartz : contours anguleux à rentrants ; certains grains ont été nourris et sont plus arrondis.
- Feldspaths : rares.
- Muscovite : rare.
- Oxydes de fer opaques.
- Tourmaline.
- Apathite dans les quartz.
- Grains altérés en kaolinite.

Ciment : peu abondant, limonite, kaolinite et petits quartz anguleux (20 à 30 μ).

CONCLUSION

LES GRES AMB 0 ET AMB 3 ONT LES CARACTERES DES DEPOTS DE GLACIS CONTINENTAL. CEPENDANT LA FAIBLE QUANTITE DE MATRICE CHEZ LE SECOND SUGGERE PLUTOT UNE SEDIMENTATION EN MILIEU LITTORAL (LIGNE DE RIVAGE AU PIED DU GLACIS?).

5.2 MASSIF DU CHERCHER

52.1 SOKA (Planche hors texte n° XV)

Lame SK 5a : Brèche à éléments de "Calcaires d'Antalo".

- Eléments calcaires : micritiques avec quelques concentrations sparitiques épaisses.
- Ciment sparitique à rhomboèdres de dolomite chargée en fer (ankérite), goethite et rares quartz.

Brèche littorale (écroulement de falaise?).

Lame SK 5d : (Couche gréseuse au contact du basalte). Grès moyen, lité, jaune à rouge, contenant deux catégories de grains : des gros grains arrondis (400 μ environ) dans un fond de petits grains anguleux fraîchement cassés.

Grains :

- Quartz : quelques apathites.
- Feldspaths : 5 %, certains très altérés.
- Quartzite : rare.

Ciment : argilo-ferrugineux, localement abondant (goethite).

La fracturation des grains peut être due à la cuisson du grès par les basaltes sus-jacents.

52.2 HIRNA

Lame GAL 1 : (Niveau à quelques mètres au-dessus du faciès calcaire). Grès fin sans litage apparent.

Grains : gros grains de 0,5 mm disséminés dans un fond de 0,3 à 0,15 mm.

- Quartz : anguleux, souvent à extinction roulante.
- Feldspaths : rares.
- Micas : absents.
- Tourmaline : quelques cristaux.

Ciment : pratiquement absent.

Lame GAL 2 : Grès moyen, friable, sans litage apparent.

anguleux. Grains : gros grains arrondis dans un fond de petits grains

- Quartz : dominant. (Taille maximale 1 mm).
- Feldspaths, micas et minéraux lourds : rares.

Ciment : pratiquement absent.

Littoraux. Les grès GAL 1 et GAL 2 présentent les caractères de grès

Lame GAL 3 : Grès fin lité jaunâtre (niveau à bois silicifiés).

Grains : taille très variable (50 à 500 μ).

- Quartz : anguleux, à contours géométriques à peine arrondis et extinction roulante fréquente.
- Feldspaths : rares.
- Micas : quelques petites paillettes de muscovite orientées selon le litage.

Ciment : argilo-siliceux peu abondant.

Ces caractères suggèrent un milieu continental ou deltaïque.

Les grès d'Hirma montrent le passage d'un milieu de dépôt marin (GAL 1) à un milieu de dépôt continental (GAL 3).

52.3

REGION D'ASBA TAFARI

(Planche hors texte n° XV)

A cause de l'abondance des failles et de la dispersion des affleurements, la position stratigraphique respective des échantillons ne peut pas être définie.

Lame D la : Grès moyen rougeâtre.

anguleux. Grains : gros grains arrondis dans un fond de petits grains

- Quartz.
- Feldspaths : rares et altérés.
- Micas : absents.

Ciment : petits quartz et hydroxydes de fer.

Lame ZK 1 : Grès moyen à grossier, vineux et bariolé.

de grains anguleux (0,5 mm). Grains : quelques gros grains arrondis (4 mm) dans un fond

- Quartz : certains à extinction roulante.
- Quartzite : quelques grains de grande taille.
- Feldspaths rares (microcline).
- Amphibole : un cristal vert.
- Micas : néant.

Ciment : argilo-ferrugineux abondant.

Lame XDD : Grès moyen rouge sombre.

Grains : gros grains arrondis (0,6 mm) de quartzite et de quartz dans un fond de grains anguleux (0,15 mm).

- Quartz : certains à extinction roulante.
- Feldspaths : rares et altérés.
- Micas : néant.
- Minéraux lourds : quelques petits rutilés et zircons.

Ciment : argilo-ferrugineux abondant.

Les grès D 1a, ZK 1, XDD, collectés en des points différents, sont fort semblables et ont les caractères des dépôts continentaux. Les deux catégories de taille des grains indiquent une double provenance, l'une proche et l'autre plus lointaine.

CONCLUSION

LES GRES SUPERIEURS DU CHERCHER SONT EN MAJORITE DES SEDIMENTS CONTINENTAUX DEPOSES SOUS CLIMAT CHAUD. LES NIVEAUX INFERIEURS SONT LITTORAUX : ILS CONSTITUENT LA TRANSITION ENTRE LE FACIES MARIN DES CALCAIRES SOUS-JACENTS ET LE FACIES GRESEUX CONTINENTAL.

Les tableaux suivants regroupent les principaux caractères pétrographiques des lames minces observées.

FACIÈS	N° LAME	GRAINS Δ: Anguleux O: Arrondis	NATURE DES GRAINS					MATRICE Fe: limonite Kaolinite Illite Ca: Carbonate Quartz	
			Quartz	Feldsp.	Micas	Olivine Pyroxène Amphib.	Quartzit		Vulcanit
GRÈS SUPÉRIEURS	XDD	Δ O	+	(+)	-	-	+	-	Fe (K)
	ZK1	Δ O	+	(+)	-	-	+	-	Fe (K)
	D1a	Δ O	+	(+)	-	-	-	-	Fe Q
	GAL3	Δ	+	(+)	(+)	-	-	-	Fe K
	SK5d	Δ O	+	+	-	-	(+)	-	Fe K
	GAL2	Δ O	+	(+)	(+)	-	-	-	—
	GAL1	Δ	+	(+)	-	-	-	-	—
ADIGRAT	UJ4	Δ	+	(+)	+	-	-	-	Ca K
	UJ1a	Δ	+	+	+	-	(+)	-	Fe K
	UJ1b	Δ	+	(+)	-	-	+	-	Ca K
	UJ1c	Δ	+	+	(+)	-	-	-	Fe Q K I
	CAR1	O	+	-	-	-	-	-	—
	CAR2	Δ	+	-	-	-	+	-	Fe K I
PRE-ADIGRAT	SOK3	Δ	+	+	+	-	-	-	Q I (K?)
	SOK2	Δ O	+	+	(+)	-	-	-	Q I (K?) Ca Fe
	SOK1	Δ	+	+	+	-	-	-	Q I (K?)
	UJ5	Δ	+	+	+	-	-	-	Q I
	UJ6a	Δ	+	+	+	+	-	-	Q I
	UJ6	Δ	+	+	+	+	-	-	Q I

FACIÈS	N° LAME	GRAINS Δ: Anguleux O: Arrondis	NATURE DES GRAINS					MATRICE Fe: limonite Kaolinite Illite Ca: Carbonate Quartz	
			Quartz	Feldsp.	Micas	Olivine Pyroxène Amphib.	Quartzit		Vulcanit
GRÈS SUPÉRIEURS ET AMBO	AMB3	Δ	+	(+)	(+)	-	-	-	Fe K Q
	AMB0	Δ	+	(+)	-	-	+	-	Q
	NL10	Δ	+	+	(+)	-	-	-	Ca Fe K
	NBA	Δ	+	+	-	-	-	-	Fe
ABBAI	NL5	O	+	-	-	(+)	(+)	-	Fe K
ADIGRAT	NB3	Δ O	+	(+)	(+)	-	+	-	Fe Ca
	NL40	Δ O	+	(+)	-	-	+	-	Fe Ca K
PRÉ-ADIGRAT	PN4	Δ	+	+	+	-	-	-	K I Ca
	NL1d	Δ	+	+	(+)	-	-	-	K I Q
	NL1b	Δ	+	(+)	-	+	-	+	Ca I
	NL1a	Δ	+	+	(+)	+	-	+	Ca I K
	NL2a	Δ	+	+	+	+	(+)	+	Ca I K
	NL3a	Δ	+	+	+	-	-	-	K I Q Ca

+ present (>5%)
 (+) rare
 - absent

Fig. 65 – Pétrographie des grès : tableaux récapitulatifs.
 Thin section petrography of sandstones.

EVALUATION SEMI-QUANTITATIVE DES MINERAUX DES ARGILES

BASSIN DU NIL BLEU

Echantillons	Minéraux %		Chlorite	Kaolinite	Remarques
	Illite	Minéraux gonflants			
<u>Grès supérieurs</u>					
NL 10b Shale	20	70		10	
NL 10a Grès	15	55		30	
<u>Strates de l'Abbai</u>					
NL 8 Shale		tr		95	
NL 6c Shale	95	tr		5	
NL 6d Shale	98	tr		2	
NL 5 Grès	tr			95	
<u>Grès d'Adigrat</u>					
NL 40 Grès				95	
NL 30a Silt		tr		95	
NL 30b		tr		95	
<u>Faciès Pré-Adigrat</u>					
NL 1b Paléosol	25	70		5	Interstratifié I-M-C
NL 1c Paléosol	tr	95		tr	
NL 2a Grès	40	— 40 —		20	Corrensite-traces de pédogénèse
PN 3 Grès	15	— 35 —		50	Interstratifié irrégulier C-M
PN 2 Grès	25	— 50 —		25	Corrensite-trace de pédogénèse
PN 1 Grès	10	— 50 —		40	Interstratifié irrégulier C-M
NL 3a Grès	30	— 20 —		50	Interstratifié irrégulier C-M
NL 3b Grès	20	— 35 —		45) Kaolinite et dickite

MINERAUX DES ARGILES

1 - PRESENTATION DES RESULTATS

Les minéraux des argiles contenus dans les différentes formations sédimentaires sont évalués semi-quantitativement selon la méthode de A.H. WEIR et coll. (1975). Les résultats sont rassemblés dans les Tableaux XXVII et XXVIII.

Nous avons choisi l'Indice d'aigu de WEAVER plutôt que l'Indice de cristallinité de B. KUBLER, plus précis cependant : l'Indice d'aigu est un rapport indépendant de la vitesse de défilement du papier et proportionnel directement à l'état de cristallinité. Les valeurs supérieures à 6 environ indiquent une diagénèse avancée, celles supérieures à 12 environ un début de métamorphisme. L'anchimétamorphisme de B. KUBLER se situe entre ces deux valeurs. (Tableau XXIX)

2 - INTERPRETATIONS

2.1 BASSIN MOYEN DU NIL BLEU

21.1 FACIES PRE-ADIGRAT

Tous les échantillons de grès contiennent de la chlorite sous forme d'interstratifié avec la montmorillonite.

L'illite est bien cristallisée*. La kaolinite est bien cristallisée également ; elle est en grande partie issue de la transformation diagénétique des feldspaths, des micas ou des illites, sous l'action de solutions acides circulant dans ces grès pendant ou après le dépôt du Faciès rouge d'Adigrat (il s'agirait d'une sorte de contamination des Grès Pré-Adigrat par ceux d'Adigrat). Une évolution comparable a été observée par A. VATAN dans les grès sahariens.

* Note : La valeur élevée de l'Indice d'aigu n'est pas due à l'abondance des micas détritiques dans les grès : en lame mince, le grès NL 2a est riche en micas et cependant l'Indice d'aigu de son illite est plus faible que chez les autres grès).

TABLEAU XXVIII

EVALUATION SEMI-QUANTITATIVE DES MINÉRAUX DES ARGILES

CHERCHER

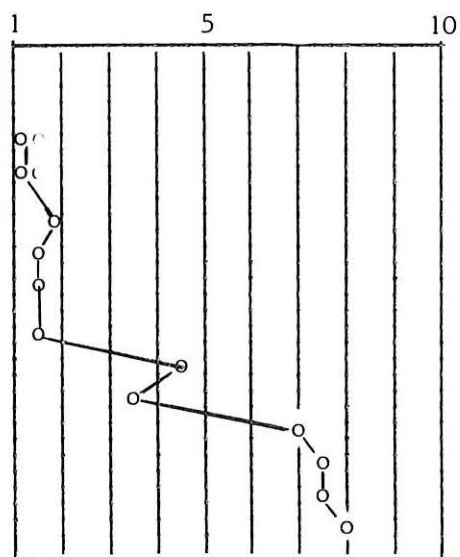
Minéraux %	Illite	Minéraux gonflants	Chlorite	Kaolinite	Remarques
Echantillons					
<u>Grès supérieurs</u>					
SK 5d Grès	2	tr		95	
SK 5a Brèche	60	35		5	Interstratifié I-M
<u>Antalo</u>					
SK 4b Calcaire	tr			tr	Goethite abondante
SK 2b Calcaire gréseux	35	40	tr	25	Interstratifié I-M
<u>Adigrat</u>					
UJ 1a Grès	2	tr		95	
UJ 1b Grès	2	tr		95	
<u>Pré-Adigrat</u>					
DE 1 Grès				95	
UJ 5 Grès	x		x	x	Non évaluables sur le tracé
UJ 6a Grès	40	20	10	5	Interstratifié C-M-V

TABLEAU XXIX

INDICE D'AIGU DE L'ILLITE (SHARPNESS RATIO DE WEAVER)

BASSIN DU NIL BLEU

Echantillons	Indice d'aigu
<u>Grès</u> (NL 10 b	1,2
<u>supérieurs</u> (NL 10 a	1,2
<u>Strates</u> (NL 6a	1,8
<u>de</u> (NL 6c	1,5
<u>l'Abbai</u> (NL 6d	1,5
(NL 1b*	1,6
(NL 2a*	4,3
(PN 2 *	3,6
<u>Pré-</u> <u>Adigrat</u> (PN 1	7
(PN 3	7,5
(NL 3a	7,5
(NL 3b	8



* Grès ayant subi une pédogénèse ancienne plus ou moins importante.

→
Diagénèse

Les diffractogrammes RX de poudre mettent en évidence également de la dickite dans le grès NL 3b.

Ces grès ont donc subi une forte évolution diagénétique.

Les échantillons montrant les indices d'une pédogénèse ancienne sont riches en montmorillonite, interstratifiée ou non avec l'illite et la chlorite. Le ciment des échantillons PN 2 et NL 2a contient de la corrensite associée à la calcite. La corrensite est généralement considérée comme l'indicateur du degré de transformation diagénétique d'un sédiment. Mais elle se forme également, en même temps que la calcite, dans certains milieux confinés : sol, chenaux de delta ... (B. KUBLER, 1973 ; W.R. ALMON et coll., 1976).

21.2 FACIES "GRES D'ADIGRAT"

La kaolinite est abondante dans toute la formation, accompagnée de traces de minéraux gonflants. Elle est en partie diagénétique, en partie détritique. Un climat hydrolysant sévissait aussi bien sur la province d'origine des matériaux que sur celle de leur dépôt. Des particules de kaolinite se sont déposées en même temps que les grains ; ensuite, la percolation des solutions acides dans la roche a provoqué le développement de cristaux de kaolinite au dépens des feldspaths, micas et illites.

21.3 STRATES DE L'ABBAI

L'illite dégradée est abondante dans les deux échantillons prélevés au milieu de cette formation marine. En revanche, la kaolinite prédomine largement à la base et au sommet. Son pic, large, est celui d'un minéral détritique. Un climat hydrolysant régnait sur la province d'origine des matériaux ; le milieu du dépôt était proche des lignes de rivages.

21.4 BASE DES "GRES SUPERIEURS"

La montmorillonite est abondante : elle peut indiquer un milieu confiné (flaque de delta, sol) s'établissant au retrait de la mer (fin de la sédimentation calcaire). La kaolinite est mieux représentée dans les grès ; il est possible qu'une partie soit néoformée par percolation de solution acide (le pic de la kaolinite dans les grès est plus aigu que dans les shales).

2.2 CHERCHER

22.1 FACIES PRE-ADIGRAT

Ces grès sont caractérisés par l'interstratifié chlorite - montmorillonite - vermiculite non rencontré dans les autres niveaux. L'indice de cristallinité de l'illite est faible (1,5), de type sédimentaire. La présence de l'interstratifié paraît donc plus liée à une pédogénèse ancienne qu'à une diagénèse avancée. La kaolinite apparaît au sommet de la formation : elle peut être en partie détritique et en partie diagénétique.

La kaolinite détritique indiquerait un réchauffement climatique au cours du dépôt des niveaux supérieurs ; la kaolinite diagénétique résulterait d'une "contamination" par les "Grès d'Adigrat" sus-jacents.

22.2 "GRES D'ADIGRAT" et "GRES SUPERIEURS"

Ces grès sont très riches en kaolinite, certainement en partie néoformée. Il n'y a pas de différence fondamentale entre des deux faciès formés dans des conditions similaires et ayant subi une diagénèse comparable à celle des grès du Bassin du Nil Bleu.

22.3 FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"

Le calcaire gréseux à la base, la brèche calcaire au sommet (intercalée dans le faciès gréseux supérieur), sont des milieux plus confinés, donc moins riches en kaolinite, mais favorables à la montmorillonite. Le calcaire SK 4b contient très peu d'argile : il a été formé dans des eaux claires favorables à la vie des coraux.

3 - CONCLUSION

3.1 "LES GRES PRE-ADIGRAT" sont caractérisés par la présence de chlorite sous forme d'interstratifiés. Ce minéral provient de l'érosion des roches cristallines et métamorphiques. Il n'existe pourtant pas dans les "Grès d'Adigrat" dont les matériaux ont la même origine. ON EN DEDUIT QUE LE CLIMAT A CETTE EPOQUE ETAIT MOINS AGRESSIF QUE CELUI CONTEMPORAIN DU DEPOT DES "GRES D'ADIGRAT". LES INDICES D'UN RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE SONT DECELABLES au sommet de la formation. Dans le Bassin du Nil Bleu, les grès montrent des traces locales de PEDOGENESE ANCIENNE et les indices généralisés d'une DIAGENESE AVANCEE.

3.2 "LES GRES D'ADIGRAT" ET "LES GRES SUPERIEURS" sont très riches en kaolinite détritique et diagénétique. UN CLIMAT HYDROLYSANT règnait au moment du dépôt. La percolation ultérieure des solutions acides dans les grès a produit leur ENRICHISSEMENT EN KAOLINITE par transformation de certains minéraux des grains et de la matrice.

3.3 LES SHALES DES STRATES DE L'ABBAI contiennent une quantité plus ou moins importante de kaolinite : elles ont été DEPOSEES PRES DU RIVAGE SOUS CLIMAT HYDROLYSANT.

3.4 LES BANCS CALCAIRES FRANCS DU FACIES D'ANTALO ont été déposés en EAUX CLAIRES pauvres en particules argileuses, sous des conditions climatiques similaires à celles des "Grès d'Adigrat".

LES DONNEES DU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

1 - OBSERVATIONS

Elles sont rassemblées à la fin du volume sous forme de photographies accompagnées de leur commentaire.

Planches hors texte n° XVI à XX

2 - CONCLUSIONS

Les observations faites au SEM confirment dans l'ensemble les indications fournies par les autres méthodes et énoncées dans les chapitres précédents.

2.1 FACIES PRE-ADIGRAT

L'évolution diagénétique des grès NL 3, PN 1 et PN 3 est importante. La plupart des grains a subi un nourrissage siliceux au point que leur forme primitive est totalement méconnaissable. Les grains revêtent des formes géométriques et tendent à être jointifs; la matrice est alors rassemblée en amas englobés par les cristaux de quartz néoformés. Des microsilicifications ont pu se former par la suite dans les dépressions. Le phénomène de recristallisation affecte également les minéraux des argiles (dickite). Cependant, dans un même échantillon, certains grains de quartz apparaissent peu nourris; leur forme est anguleuse.

Les horizons affectés de pédogénèse ancienne possèdent des grains de quartz peu nourris où les marques de choc, produites lors du transport, sont encore décelables malgré la pellicule d'amorphisation et les figures de dissolution accompagnant la pédogénèse.

Les grains des niveaux supérieurs des "Strates d'Uaju" (Chercher) ont été transportés en milieu de haute énergie puis usés et amorphisés en milieu deltaïque. Leur évolution diagénétique ultérieure est comparative-ment faible.

LES GRAINS DU FACIES PRE-ADIGRAT ONT ETE TRANSPORTES EN MILIEU DE TYPE TORRENTIEL PUIS IMMOBILISES EN MILIEU TERRESTRE OU AQUATIQUE. LEUR EVOLUTION DIAGENETIQUE A ETE IMPORTANTE DANS LE BASSIN DU NIL BLEU.

2.2. FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Les grès du Pont du Nil (échantillon NL 40) ont été transportés en milieu fluviatile puis déposés en milieu marin: les grains ont été cassés puis usés et amorphisés; certains ont été repris et cassés dans un milieu de haute énergie. Les fréquents indices d'exondation suggèrent un étage intertidal. Quelques grains enfin ont subi un nourrissage siliceux sous forme de petits cristaux hérissant leur surface. Les espaces intergranulaires sont garnis d'aiguilles de calcite probablement épigénétiques. Les grains eux-mêmes sont recouverts d'oxydes de fer.

Dans le Chercher, le grès UJ 1b contient des grains de quartz choqués et cassés, puis amorphisés et localement fortement corrodés (immobilisation en milieu terrestre): ces caractères sont compatibles avec le milieu de dépôt d'un glaciaire continental suggéré par l'étude granulométrique.

CES GRES REPRESENTENT DES ALLUVIONS FLUVIATILES OU TORRENTIELLES DEPOSEES EN MILIEU CONTINENTAL OU LITTORAL.

2.3. FACIES "STRATES DE L'ABBAI"

Les grains des niveaux gréseux de l'unité (6) ont été transportés en milieu fluviatile de haute énergie, puis usés et déposés en milieu littoral avec fréquentes exondations (étage intertidal). Certains ont été affectés d'un léger nourrissage siliceux diagénétique.

CES GRES SONT DONC DES FORMATIONS LITTORALES.

2.4 FACIES "GRES SUPERIEURS"

L'échantillon observé provient de la base de la formation gréseuse. L'histoire des grains est comparable à celles des formations précédentes (Grès d'Adigrat et Strates de l'Abbaï): grains transportés par les cours d'eau, déposés d'abord en milieu terrestre puis repris, usés et déposés en milieu littoral. Cependant il n'y a pas de traces d'exondations (microsilicifications, bactéries...).

CE GRES A ETE DEPOSE DANS L'ETAGE INFRATIDAL.

3 REMARQUES

a) - Pour l'étude de la surface des grains de quartz (*Exoscopie* de L. LE RIBAUT) il est indispensable d'observer plusieurs grains prélevés au hasard dans l'échantillon. La sélection des seuls gros grains conduit à ne voir que les traces des phénomènes mécaniques. Celle des petits grains entraînent l'exagération des altérations chimiques. D'autre part, il est rare que, dans les échantillons étudiés ici, les grains aient tous la même histoire: leur origine, leur mode de transport, leur évolution diagénétique peuvent être différents.

Il faut donc se garder de généraliser à l'ensemble de la roche, voire à l'ensemble de la formation, les résultats acquis sur un ou deux grains de taille et de forme voisine prélevés dans un même secteur. A titre d'exemple, on note que l'évolution diagénétique des Grès d'Adigrat du Pont du Nil est fort variable selon les grains observés (comparer le grain E de la planche XVIII et le grain ~~A~~ de la planche XIX prélevés dans un même fragment de roche.)

b) - Les artefacts survenant pendant la préparation des échantillons sont nombreux. Il n'est pas certain que le décapage à l'acide bouillant ne produise aucune figure d'altération. Les poussières et autres corps étrangers de petite taille sont attirés électriquement par la surface du grain: le film d'or les fixe alors définitivement. Enfin, il ne faut pas oublier la façon dont le fragment a été détaché de la roche à l'affleurement: l'impact du marteau crée une onde de choc qui se propage et affecte même les grains situés au centre du fragment.

c) - Il apparaît fort instructif de joindre à l'étude de la surface des grains de quartz isolés et décapés chimiquement celle de grains quelconques et de fragments plurigranulaires non décapés. On peut alors observer la disposition relative des grains et du ciment, les caractères des grains autres que le quartz, ceux de la matrice et du ciment.

d) - Enfin, les résultats fournis par ces observations doivent être rapprochés de ceux obtenus par les autres méthodes d'analyses sédimentologiques. Par eux-mêmes, ils ne peuvent donner qu'une vue incomplète de la mise en place et de l'évolution du sédiment. En particulier, l'utilisation conjointe du microscope à lumière nous paraît indispensable.

BILAN DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1 FACIES PRE-ADIGRAT

Les grès gris du faciès Pré-Adigrat ont les caractères des SEDIMENTS FLUVIATILES, DELTAÏQUES OU LACUSTRES déposés sous CLIMAT FRAIS OU FROID. Les indices d'un réchauffement climatique sont fréquents au sommet de la formation. Dans le Bassin du Nil, les grès gris ont subi une diagénèse avancée.

2 FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Ces grès rouges sont des dépôts EN MAJEURE PARTIE CONTINENTAUX accumulés sous un CLIMAT HYDROLYSANT CHAUD dans des environnements variés (rivières, deltas, pentes de glacis). Les traces de pédogénèse ancienne sont nombreuses. Les influences marines sont importantes au sommet (grès de delta marin, grès de plage).

3 FACIES "STRATES DE L'ABBAT"

Ces couches à gypse se sont déposées en MILIEU MARIN PEU PROFOND et peu éloigné des lignes de rivage sous climat hydrolysant.

4 FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"

La plus grande partie de la formation est faite de faciès lithologiques caractéristiques des milieux récifaux. Les indices de confinement sont fréquents à l'installation et à la fin de la sédimentation calcaire (transgression et régression).

5 FACIES "GRES SUPERIEURS"

Ce sont des GRES CONTINENTAUX comportant des NIVEAUX LITTORAUX A LA BASE, qui assurent la transition supérieure des Calcaires d'Antalo. Dans le Chercher, les matériaux sont issus de plusieurs sources d'apport. La zone de contact avec le basalte de la Série des Trappes présente des signes de cuisson, signes qui montrent que les premières coulées ont été émises en milieu terrestre.

Les "Grès d'Ambo" présentent des caractères voisins: ils sont deltaïques à la base et continentaux au sommet.

ADDENDUM

ETUDE DES MINERAUX LOURDS

RESULTATS PRELIMINAIRES

Cette étude préliminaire a été aimablement effectuée, à l'Institut Dolomieu de Grenoble, par J. GIRAULT sur quelques échantillons prélevés dans les diverses formations gréseuses du Bassin du Nil Bleu et du Massif du Chercher.

Les fractions 40-80 microns ont seules été examinées. Dans chaque échantillon, un ou plusieurs minéraux n'ont pu être identifiés et des déterminations restent à préciser. Enfin, bien souvent, la séparation des minéraux a été défectueuse. Une étude plus complète reste donc à faire.

1 - OBSERVATIONS

1.1 Les principaux minéraux isolés et identifiés apparaissent dans le tableau ci-dessous qui ne porte pas d'indication quantitative.

- (a)- Le cortège des minéraux lourds n'est pas fondamentalement différent dans le Bassin du Nil et dans le Chercher: tourmaline, zircon, rutile et grenat sont à peu près constants.
- (b)- Au pont du Nil, l'apatite ne figure que dans les grès "pré-Adigrat" alors que l'actinote manque dans ce même faciès.
- (c)- Dans le Chercher, la magnétite manque en partie dans les "Grès d'Adigrat" et dans les "Grès supérieurs"; la diffractométrie R.X. montre que le fer est sous forme de goethite.

1.2 L'état d'usure des minéraux a également été observé.

- (a)- Dans le Bassin du Nil, la tourmaline est généralement usée; il y a quelques cristaux automorphes dans la formation "pré-Adigrat". Zircon et rutile sont usés, sauf dans les "Grès supérieurs" où ils apparaissent peu roulés.
- (b)- Dans le Chercher, il y a mélange de cristaux automorphes et de grains arrondis. A Hirna (SK 5d), les "Grès supérieurs" contiennent de la tourmaline anguleuse.

2 - CONCLUSIONS

2.1 Les roches d'origine sont essentiellement des roches plutoniques acides (granites) et pneumatolytiques (pegmatites).

2.2 Dans le Bassin du Nil, les grès "pré-Adigrat" proviennent de roches différentes de celles des autres faciès; par conséquence, les "Grès d'Adigrat" ne représentent pas le remaniement des grès "pré-Adigrat". De même, les "Grès supérieurs" ne sont pas le remaniement des "Grès d'Adigrat".

2.3 Dans le Chercher, les matériaux de chaque formation n'ont pas une origine unique. Les "Grès supérieurs" ne représentent pas non plus le remaniement des grès sous-jacents.

BASSIN DU NIL BLEU		tourmaline	zircon	rutile	grenat	magnétite	apatite	actinote	biotite
Grès supérieurs	NL 10	+	+	+	+	+		+	+
Grès d'Adigrat	NL 40	+	+	+		+		+	
Grès pré-Adigrat	NL 3b	+	+	+	+	+	+		
	NL 3	+	+	+	?	+	+		
MASSIF DU CHERCHER									
Grès supérieurs	SK 5d	+	+	+	+		+		+
	GAL 2	+	+	+	?		+	+	
Grès d'Adigrat	UJ 3	+	+	+	?		+		
	SK 3		+			+	+		+
Grès pré-Adigrat	SOK 2		+	+	+	?	+		+
	UJ 6	+	+		+	+	+	+	

QUATRIEME PARTIE

ETUDE PALEOBOTANIQUE
=====

ETUDE PALEOBOTANIQUE

Nous nous contenterons ici de récapituler les espèces végétales collectées et déterminées dans les formations gréseuses et volcaniques. Les diagnoses correspondantes ont paru ou vont paraître dans les publications suivantes:

- BEAUCHAMP J. et LEMOIGNE Y. (1972) - Les paléoflores tertiaires de Debré Libanos (Ethiopie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 93, p. 17-32, 5 pl.
- BEAUCHAMP J. et LEMOIGNE Y. (1972) - Paléoflores tertiaires de la région de Welkitë (Ethiopie, province du Shoa). *Bull. Soc. Géol. Fr.*; Paris, 14, p. 336-346, pl. 12-16.
- LEMOIGNE Y., BEAUCHAMP J., SAMUEL E. (1974) - Etude paléobotanique des dépôts volcaniques d'âge tertiaire des bordures Est et Ouest du système des rifts éthiopiens. *Géobios*, Lyon, n° 7, fasc. 3, p. 267-288, pl. 41-45.
- LEMOIGNE Y. et BEAUCHAMP J. (1978) - Flores tertiaires de la haute vallée de l'Omo (Ethiopie). *Palaeontographica*, Stuttgart, (sous presse)

1 RECAPITULATIF DES ESPECES VEGETALES COLLECTEES

1.1 FACIES PRE-ADIGRAT

PONT DU NIL BLEU

- Cordaites*(?) empreinte
- Sigillaria* (?) "
- Dadoxylon* sp. bois hématisé
- spores ptéridophytiques (?)
- cuticules de type gymnospermien

âge Carbonifère supérieur
 -Permien

SOKA

- Lepidodendron* sp. spores

âge Carbonifère

1.2 FACIES GRES D'ADIGRAT

PONT DU NIL BLEU

-*Dadoxylon* sp. bois silicifié âge: Permien -Trias

CARSA (KM 483)

-*Dadoxylon amboensis* LEMOIGNE (=Y.L.) bois silicifié
-*Dadoxylon mugherensis* LEMOIGNE & BEAUCHAMP (=Y.L. & J.B.)
âge Jurassique moyen

ROUTE D'HARAR (KM 515)

-*Dadoxylon amboensis* Y.L.
-*Brachyphyllum* sp. empreintes
-*Pagiophyllum* sp. "
âge Jurassique moyen

1.3 FACIES GRES SUPERIEURS

AMBO - GUDER

-*Dadoxylon amboensis* Y.L. bois silicifié
-*Dadoxylon mugherensis* Y.L. & J.B.
âge Jurassique supérieur-
Crétacé

MUGHER

-*Dadoxylon amboensis* Y.L.
-*Dadoxylon mugherensis* Y.L. & J.B.
âge Jurassique sup.-Crétacé

KULUBI (KM 461)

-*Dadoxylon amboensis* Y.L.
-*Dadoxylon mugherensis* Y.L. & J.B.
âge Jurassique sup.-Crétacé

HIRNA (KM 361)

-*Bombacoxylon galetti* Y.L. & J.B.
- = *Sterculioxylon galetti* (Y.L. & J.B.) MÄDEL & MÜLLER STOLL
-*Celastrinoxylon celastroides* (SCHENK) KRÄUSEL
-*Dicotyloxylon* sp.
-*Evodioxylon oweni* (CARRUTHERS) CHIARUGI
= *Terminalioxylon intermedium* (KRÄUSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL
-*Dombeyoxylon oweni* (CARRUTHERS) KRÄUSEL
= *Sterculioxylon triplochitonoides* (KRÄUSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL
-*Hibiscoxylon niloticum* KRÄUSEL
-*Myristicoxylon* sp.
-*Nicolia aegyptiaca* UNGER
-*Sapotoxylon* sp.
âge Crétacé sup. - Eocène

1.4 SERIE DES TRAPPES

DEBRE LIBANOS

GISEMENTS DL 1 & DL 3

bois silicifiés

- Dicotyloxyton* sp. KRÄUSEL 1939
- Evodioxyton primigenium* (SCHENK) KRÄUSEL
 - =*Terminalioxyton intermedium* (KRÄUSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL
- Ficoxyton* sp. KRÄUSEL 1939
- Hibiscoxyton niloticum* KRÄUSEL
- Terminalioxyton dachelense* KRÄUSEL
- Sapindoxyton* sp.

âge Senonien sup. - Eocène

GISEMENTS DL 2, DL 5, DL 6

- Dombeyoxyton aegyptiacum* SCHENK
 - =*Dombeyoxyton oweni* (CARRUTHERS) KRÄUSEL
 - =*Sterculioxyton triplochitonoides* (KRÄUSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL
- Guttiferoxyton fareghense* KRÄUSEL
- Evodioxyton geinitzi* (SCHENK) KRÄUSEL
 - =*Terminalioxyton intermedium* (KRÄUSEL) MÄDEL & MÜLLER STOLL
- Evodioxyton oweni* (CARRUTHERS) CHIARUGI
 - =*Terminalioxyton intermedium* (CHIARUGI) MÄDEL & MÜLLER STOLL

âge Oligocène

empreintes foliaires

- Acrostichum palaeoaureum* PETRESCU
- Stenochlaena praepalustre* PETRESCU
- Stenochlaena ethiopica* PETRESCU
- Caesalpinia cf wilcoxiana* BERRY
- Ficus arcinervis* (ROSSM.) HEER

âge Oligocène

GISEMENT DL 4

bois silicifiés

- Sterculioxyton aegyptiacum* CHIARUGI

âge Eocène inf.- Miocène inf.

PONT DU NIL BLEU

- Guttiférées
- Méliacées
- Euphorbiacées
- Ebénacées (?) (déterminations en cours)
- Sapindacées
- Sapotacées
- Léguminosées
- Borraginacées

âge anté-Miocène (?)

1.5 IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES ET SHIELD GROUP

DEBRE LIBANOS

bois silicifiés

- Combretoxylon* sp.
- Dipterocarpoxyton scebelianum* CHIARUGI

âge Plio-Pléistocène

DEBRE SINA

- Afzelioxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.
- Dicotyloxylon* sp.
- Entandrophragmoxyton* sp.
- Euphorbioxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
- Ficoxyton cretaceum* SCHENK
- =*Cynometroxylon schlagintweitii* MÜLLER STOLL & MÄDEL
- Sapotoxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
- Syndoroxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.

âge Miocène

MUSH VALLEY

- Dialioxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.
- Terminalioxylon* sp.
- empreintes foliaires
- Anonophyllum lakahanpalii* Y.L.; J.B. & E. SAMUEL
- Anonophyllum prakashii* Y.L., J.B. & E.S.
- Anonophyllum* sp.
- Brideliophyllum* sp.
- Dicotylophyllum* sp. cf *Terminaliophyllum*
- Dicotylophyllum* sp. 1; sp. 2; sp. 3 Y.L., J.B. & E.S.
- Leguminophyllum surangei* Y.L., J.B. & E.S.
- Nymphaeophyllum* sp.

âge Miocène - Pliocène

MOLALE

bois silicifiés

- Leguminoxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.
- =*Dialiumoxyton aethiopicum* (nov. comb.
- Leguminoxylon welkitii* Y.L. & J.B.
- =*Afzelioxylon welkitii* nov. comb.

âge Miocène

ADDIS ABEBA

- structures de type Flacourtiacées

WONDO

- Ficoxyton blankerhorni* KRÄUSEL
- Dicotyloxylon* sp. 2 Y.L., J.B. & E.S.

WELKITE

- Afzelioxylon welkitii* (Y.L. & J.B. 1972) nov. comb.
 - Brachystegioxylon welkitii* (Y.L. & J.B. 1972) nov. comb.
 - Dialiumoxylon aethiopicum* (Y.L. & J.B.) 1972) nov. comb.
 - Millettioxylon embergeri* Y.L. & J.B.
 - Craibioxylon welkitii* (Y.L. & J.B. 1972) nov. comb.
 - Combretoxylon* sp.
 - Guttiferoxylon abyssinicum* Y.L. & J.B.
 - Guttiferoxylon amphimasoides* Y.L. & J.B.
 - Euphorbioxylon cleistanthoides* Y.L. & J.B.
 - Laurinoxylon ocoteoides* Y.L. & J.B.
 - Podocarpoxyton welkitii* Y.L. & J.B.
 - Phragmites oeningensis* AL. BRAUN empreintes foliaires
 - Typha latissima* " "
 - Cyathea abyssinica* " "
- âge Miocène (inférieur ?)

PONT SUR L'OMO GISEMENTS OMO 1 ET OMO 2

- Baphioxylon abyssinicum* Y.L. & J.B.
 - Cynometroxylon schlagintweitii* MÜLLER STOLL & MÄDEL
 - Peltophoroxylon embergeri* Y.L. & J.B.
 - Callophylloxyton garcinioides* Y.L. & J.B.
 - Mammeoxylon lanneoides* Y.L. & J.B.
 - Sapotoxylon lecomtedoxioides* Y.L. & J.B.
 - Dipterocarpoxyton monotoides* Y.L. & J.B.
 - Parinarioxylon itersonii* PFEIFFER & VAN HEURN 1928
 - Vitecoxyton aethiopicum* Y.L. & J.B.
 - Anacardioxylon sorindeioides* Y.L. & J.B.
 - Glutoxyton symphonioides* (BANCROFT) KRÄUSEL nov. comb.
 - Trichilioxyton louisii* Y.L. & J.B.
 - Paratrachilioxyton grambastii* Y.L. & J.B.
 - Combretoxylon desrotourei* Y.L. & J.B.
 - Terminalioxylon khuneri* Y.L. & J.B.
 - Palmoxylon aethiopicum* Y.L. & J.B.
 - Combretoxylon* sp. 2
- âge Miocène (inférieur ?)

BULBULLA

- Brachystegioxylon premicrophyllum* LAKHANPAL & PRAKASH 1970
 - Mimosoxylon krameri* Y.L. & J.B.
 - Myrianthophyllum chaloneri* Y.L. & J.B.
 - Barringtonioxylon allamblackioides* Y.L. & J.B.
 - Canarioxyton* sp.
 - Euphorbioxyton uapacooides* Y.L. & J.B.
- âge Miocène (inférieur ?)

PONT SUR L'OMO GISEMENT OMO 3

- Guareoxylon cedratoides* Y.L. & J.B.
 - Rubioxylon vincenti* BOUREAU & KOENINGER
 - Terminalioxylon* sp.
- âge Plio-Quaternaire

- Mimosoxylon calpocalixoides* Y.L. & J.B.
- Bombacoxylon grambastii* Y.L. & J.B.
- Coloxylon deschampsii* Y.L. & J.B.
- Leeoxylon* sp.

âge Plio-Quaternaire

2 AFFINITES DES PALEOFLORES

2.1 FLORES DES GRES D'ADIGRAT ET DES GRES SUPERIEURS

En général, ces flores sont constituées de Gymnospermes; elles sont bien comparables à celles décrites en Europe au Mésozoïque. Les bois et les empreintes appartiennent exclusivement à des Coniférales; il est néanmoins possible que les représentants des autres groupes, Cycadales et Bennettiales en particulier, n'aient pas été conservés ou collectés.

En revanche, dans les Grès supérieurs d'Hirna, la flore est bien différente: elle est constituée exclusivement d'Angiospermes. On retrouve le même changement floristique brutal, substitution des Gymnospermes par les Angiospermes, dans les autres régions du globe à la fin du Crétacé.

2.2. FLORES DES VULCANITES COENOZOIQUES

Ce sont des flores d'Angiospermes présentant beaucoup d'affinités avec celles des autres régions d'Afrique (Egypte, Zaïre); leurs affinités avec les flores tertiaires d'Inde sont moins marquées.

Les Ptéridophytes sont associées aux Angiospermes dans les biotopes humides (Debre Libanos, Welkite). Les Gymnospermes sont pratiquement absents (une espèce de *Podocarpus* à Welkite).

D'un gisement à l'autre, ces flores sont rarement identiques; ces différences sont d'ordre chronologique ou d'ordre écologique, sans qu'il soit toutefois possible de trancher.

Toutes ces flores, en fait, procèdent d'un même fond ancestral dont l'extension géographique s'est réalisée de façon relativement brusque au cours du Crétacé à l'occasion de grandes perturbations qui ont remis en cause les climax établis. Les différences d'ordre spécifique, plus rarement d'ordre générique, relèvent du phénomène de spéciation qui doit être considéré comme l'expression de variantes d'adaptations aux conditions écologiques locales.

3 MODES DE PRESERVATION DES BOIS SILICIFIES

De nombreuses observations, tant sur le terrain qu'en laboratoire, ont été faites sur une dizaine d'échantillons de bois silicifiés collectés dans diverses formations. Les techniques employées ont été les suivantes: observations au microscope optique polarisant, au microscope électronique à balayage, diffractométrie R.X., fluorescence R.X., analyse géochimique. D'autres analyses sont en cours. Nous ne donnerons ici que quelques résultats préliminaires.

-1- Les arbres observés ont été silicifiés *après transport*.

-2- On rencontre deux types de silicification:

a) *la quartzification* : elle affecte les bois enfouis dans un milieu oxydant terrestre où circulent des eaux chargées de silice dissoute: chenaux des Grès d'Adigrat, des Grès supérieurs, niveaux pyroclastiques grossiers des vulcanites tertiaires.

b) *l'opalisation* : les bois opalisés ont été enfouis dans un milieu aquatique réducteur très riche en silice: dépôts de cendres acides fines en milieu lacustre.

Dans les deux cas, le climat tropical est favorable à la mobilisation de la silice.

-3- La conservation des structures ligneuses n'est pas due à une "substitution" de la matière organique par la silice, mais plutôt à une *imprégnation*: il subsiste toujours des traces au moins de matières organique.

Plusieurs cas sont possibles:

a) quartzification

- la matière organique des contenus cellulaires et des membranes disparaît presque complètement (décomposition précédant la silicification ?); les contours cellulaires sont alors délimités par des traces noirâtres à base de matières organique et d'oxyde de fer (hématite) *inclus* dans les cristaux de quartz jointifs.
- les contenus cellulaires disparaissent mais la lignine (et une partie même de la cellulose) des membranes persistent à *l'extérieur* des cristaux de quartz.

b) opalisation

La totalité du bois est imprégnée de silice peu ou pas cristallisée ("*Opal-CT*" de O.W. FLÖRKE et coll.) et d'autres corps (en particulier des sels de fer). Ce cas est le plus favorable à la préservation des structures cellulaires.

CINQUIEME PARTIE

SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

FACIES PRE-ADIGRAT

En certains points du territoire éthiopien, le Socle métamorphisé n'est pas directement recouvert par les bancs gréseux sub-horizontaux du faciès des Grès d'Adigrat. Certains auteurs ont fait mention de lambeaux, parfois de gisements étendus, de sédiments détritiques peu ou pas métamorphisés, généralement plissés et recouverts en discordance par le Faciès Pré-Adigrat, dont l'attribution stratigraphique est douteuse. Nous avons nous-même rencontré ce type de sédiments dans le massif du Chercher et le Bassin moyen du Nil Bleu.

Il serait bon de tenter une synthèse récapitulative qui permettrait de tirer au clair l'âge et les conditions de dépôt de ces couches antérieures au faciès "Grès d'Adigrat", c'est-à-dire à priori anté-triasiques.

Après avoir fait le point des connaissances actuelles relatives au Socle métamorphique, nous passerons en revue les principaux gisements des dépôts sous-jacents au Faciès d'Adigrat mentionnés dans la littérature géologique éthiopienne, puis nous chercherons des sédiments comparables dans les autres pays de l'Afrique de l'Est et de l'Arabie. Les conclusions de cette étude nous amèneront à considérer les conditions paléo-ambientales régnant en Ethiopie à la fin du Paléozoïque.

1 - QUELQUES DONNEES RELATIVES AU SOCLE ANCIEN ("BASEMENT COMPLEX")

Le Socle éthiopien est constitué de roches métamorphisées et plutoniques en majeure partie d'âge précambrien. Les mesures d'âge radiométrique fournissent des valeurs fréquemment comprises entre - 750 et - 400 millions d'années (A.S. RODGERS et coll., 1965 ; C.F. GILBOY, 1971). Dans l'introduction de sa "Géologie de l'Ethiopie" rééditée en 1971, P.A. MOHR reconnaît deux phases principales dans l'évolution du Socle :

- Une phase importante de plissement et de métamorphisme à la fin du Précambrien (Lipalien ou Riphéen)
- Une phase légère d'épimétamorphisme au Cambro-Ordovicien avec intrusions granitiques.

V. KAZMIN (1971) distribue les roches précambriennes en trois groupes principaux :

- Complexe supérieur
- Complexe moyen
- Complexe inférieur.

La carte géologique de l'Ethiopie dressée par cet auteur et publiée en 1973 suit la même classification ; néanmoins, le complexe moyen apparaît d'étendue réduite et seulement présent dans le Sud de l'Ethiopie.

Dans une mise au point récente, V. KAZMIN et G. KOCHMASOV (1976) ne distinguent plus dans le Socle que deux groupes de terrains, séparés par une discordance :

- Le complexe inférieur pré-riphéen,
- Le complexe supérieur riphéen.

Le complexe précambrien inférieur serait antérieur à - 1000 millions d'années. Il est composé de roches vertes recouvertes en discordance par des roches volcaniques et des schistes tufogènes.

Le complexe précambrien supérieur, dont l'âge avoisine - 600 millions d'années, montre la conservation du caractère sédimentaire des roches d'origine.

Les intrusions plutoniques sont fréquentes dans le complexe supérieur. Leur âge radiométrique mesuré par la méthode du Potassium/Argon varie entre - 650 et - 450 millions d'années ("granitoïdes post-tectoniques"). Dans l'Ouest et le Sud du pays, ces intrusions sont d'un âge plus récent (- 330 à - 280 millions d'années). Certains des granites et diorites intrusifs ont donc été mis en place à la fin du Paléozoïque et confirment l'existence DE MOUVEMENTS TECTONIQUES CARBONIFERES.

2 - LOCALISATION ET CARACTERES DES SEDIMENTS ANTE-ADIGRAT D'ETHIOPIE

2.1 ASPECT HISTORIQUE

On a longtemps admis qu'il y avait un hiatus entre le Socle métamorphique, précambrien et paléozoïque ancien et le dépôt du faciès gréseux d'Adigrat que l'on plaçait au début du Mésozoïque. Cette absence de sédiments était expliquée par l'intense phase érosive du Paléozoïque qui avait abouti à la "pénéplation" parfaite du Socle.

Néanmoins, dès le début du siècle, quelques dépôts peu ou pas métamorphisés, mais d'aspect ancien par leur mode de gisement, furent reconnus ; ils furent attribués à l'Algonkien et au Permien (G. DAINELLI, 1943). Ce sont des conglomérats dans le Nord de l'Erythrée, des grès et schistes dans le Chercher et le Wollega.

Récemment, la découverte de lambeaux de sédiments détritiques anciens rapprochés du Faciès Karroo dans le Bassin du Nil Bleu (P.A. MOHR, 1963) et surtout l'attribution aux glaciations paléozoïques de terrains jusqu'alors rangés dans le faciès "Grès d'Adigrat" au Nord du Tigre (Y. ARKIN et coll., 1971), ont remis à l'ordre du jour la question de la sédimentation paléozoïque.

2.2 BASSIN MOYEN DU NIL BLEU

Au Pont du Nil, les couches sous-jacentes aux grès rouges se présentent comme des grès moyens à fins, de teinte grise, qui contiennent des fragments de roches volcaniques et d'abondants feldspaths. Leur ciment renferme en particulier l'interstratifié chlorite-montmorillonite, éventuellement des grandes plaques de dickite et de l'illite bien cristallisée. Ces grès ont subi UNE DIAGENESE AVANCEE (anchimétamorphisme).

Leur chenalisation est sporadique et variable ; la direction générale d'écoulement est plutôt vers l'Est. Les traces d'exondation fréquentes se traduisent en particulier par la présence de paléosols. Ces grès sont interprétés comme des sédiments fluviaux et deltaïques déposés sur une surface plane, en climat frais ou froid. Au sommet, les indices de climat plus chaud deviennent fréquents. La paléoflore mal conservée qu'ils contiennent est de type carbonifère supérieur - permien inférieur (voir Deuxième Partie, chapitre 1)

Au cours de leur exploration géologique du Bassin du Nil Bleu, D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN ont découvert, à une altitude de 500 mètres environ, des sédiments anciens et antérieurs aux "Grès d'Adigrat". Ces couches sont désignées sous l'appellation de "old dark shaley sandstone" (vieux grès argileux sombres) sur le croquis établi en 1961 et destiné au Département de Water Resource. Elles sont figurées nettement plissées sur le Socle et recoupées comme lui par une surface d'érosion horizontale sur laquelle se sont déposés 650 mètres environ de grès et shales ne portant pas de nomenclature particulière. Au-dessus et en concordance viennent les grès et shales puis les grès massifs du Faciès Adigrat.

Quelques années plus tard, dans son rapport final de synthèse, D.H. JEPSEN (1964) indique l'existence de trois lambeaux de grès et shales gris clair à gris foncé à proximité de la confluence du Guder.

Sur la foi des indications données par D.H. JEPSEN, P.A. MOHR a fourni en 1963 les précisions suivantes : il s'agit de deux lambeaux irréguliers, allongés, affleurant à la confluence du Guder et de celle de la Finchoa plus en aval. Ils représentent le remplissage de paléovallées creusées dans le Socle, d'une profondeur maximale de 400 mètres. La roche est un "mudstone" calcaire finement lité et de teinte grise à bleuâtre. Le plissement des couches, observé dans l'axe des vallées, est interprété plutôt comme le résultat d'un phénomène de tassement. Ces sédiments, postérieurs à la phase de pénéplation du Socle selon l'auteur, sont rapprochés du faciès du Karroo d'Afrique Australe.

On peut se rendre compte d'emblée des différences existant entre le croquis de D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN et le texte de P.A. MOHR. D'un côté, des grès argileux sombres plissés avec le Socle, puis érodés avec lui, de l'autre des marnes postérieures à la phase d'abrasion, sub-horizontales mais affectées de déformations synsédimentaires.

Selon le croquis de D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN, les vieux grès argileux sombres sont recouverts en discordance par des grès et shales puis par des "Grès d'Adigrat". Dans le texte de P.A. MOHR, les marnes ("calcareous mudstones") sont directement sous-jacentes aux "Grès d'Adigrat", sans trace de discordance tectonique.

Figure 66: disposition stratigraphique des "Grès gris" du Bassin du Nil, selon D.H. Jepsen et M.J. Athearn

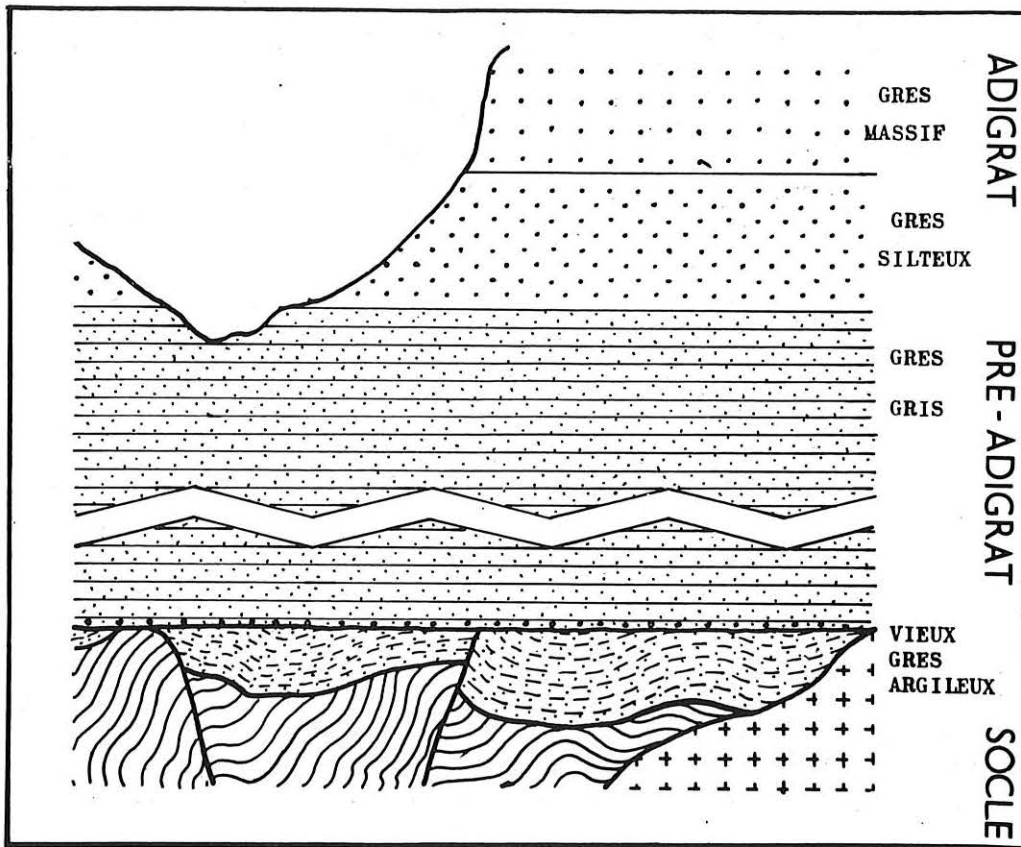


Fig. 66 – Disposition stratigraphique des “grès gris” du Bassin du Nil.
Stratigraphic position of “grey sandstone” in the Blue Nile Basin,
according to D. H. JEPSEN & M. J. ATHEARN.

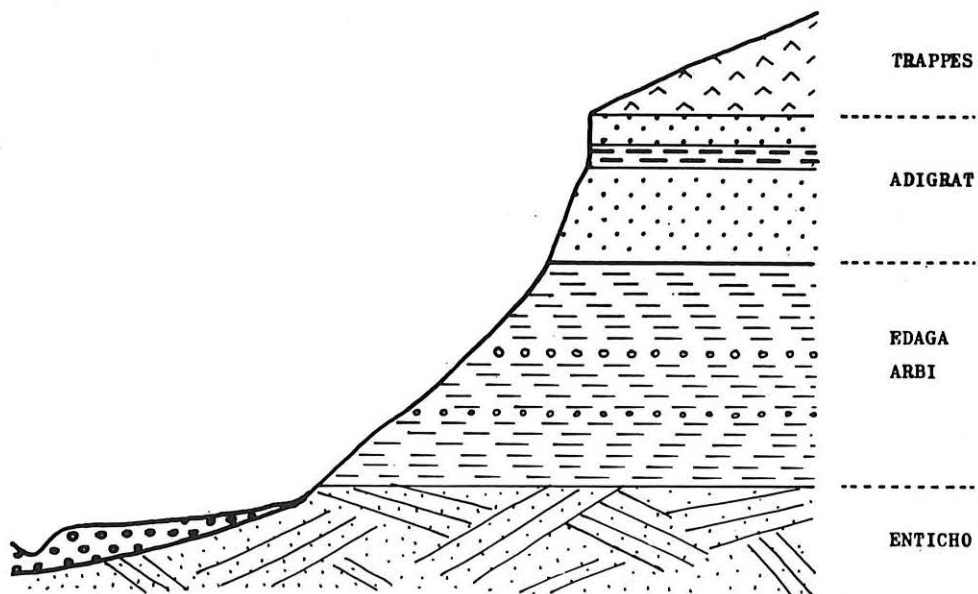


Fig. 67 – Stratigraphie des formations gréseuses du Tigre.
Sandstone formations of Tigré (figure from G. MERLA & E. MINUCCI).

Ces descriptions contradictoires laissent perplexe et l'on se pose à juste titre la question de savoir si P.A. MOHR n'a pas été mal informé par D.H. JEPSEN au point de confondre deux types de sédiments sous-jacents au Faciès d'Adigrat. Il n'est malheureusement pas possible de se rendre actuellement sur les gisements des confluent du Guder et de la Finchoa ; il faudra donc opérer par extrapolation pour retenir l'interprétation la plus valable.

Nous avons observé au Pont du Nil des grès gris recouverts en concordance par le Faciès d'Adigrat : ces terrains correspondent bien aux couches de grès et shales représentées sur le croquis de D.H. JEPSEN et M.J. ATHEARN. Pour que ces derniers aient cru bon d'en distinguer les lambeaux du Guder et de la Finchoa, il faut croire que ceux-ci apparaissaient bien individualisés tant par leur faciès pétrographique que par leur mode de gisement. Nous avons rencontré dans le Chercher des couches plissées dans des creux du Socle (Strates d'Uaju) : les plis observés dans les Vieux Grès Argileux du Nil ne sont donc pas insolites et résultent bien de déformations tectoniques.

Nous retiendrons la disposition stratigraphique figurée sur le croquis de D.H. JEPSEN ; pour plus de commodité, nous emploierons par la suite les termes de "Couches inférieures" du Faciès Pré-Adigrat pour les Vieux Grès Argileux plissés du Guder et de la Finchoa, et "Couches supérieures" pour les Grès Gris sous-jacents au Faciès d'Adigrat et dont le sommet affleure au Pont du Nil.

La chronologie de ces dépôts reste à préciser. Le sommet des Couches supérieures a été daté Carbonifère (supérieur?). L'épaisseur de ces couches est importante (650 m environ), mais la sédimentation des milieux deltaïques est rapide : les Grès Gris peuvent représenter raisonnablement l'ensemble du Carbonifère.

Les terrains métamorphiques sous-jacents aux Couches inférieures sont rangés dans le complexe précambrien inférieur par V. KAZMIN, mais ils sont traversés par des granitoïdes plus récents (lipaliens ou postérieurs).

La discordance des Couches supérieures sur les Couches inférieures implique une phase de plissement (Orogénèse lipalienne, calédonienne ou hercynienne?) suivie d'une phase d'érosion d'une durée inconnue.

En l'absence d'observations de terrain précises, nous proposerons deux hypothèses de travail extrêmes :

a) "Chronologie longue"

- . Sédimentation des Couches inférieures du Pré-Adigrat : Précambrien terminal
- . Plissement : Orogénèse lipalienne
- . Erosion : Cambrien-Dévonien
- . Sédimentation des Couches supérieures : Carbonifère.

b) "Chronologie courte"

- Couches inférieures : Carbonifère inférieur
- Plissement) phases de l'Orogénèse hercynienne
- Erosion
- Couches supérieures : Carbonifère supérieur.

Des hypothèses composites peuvent être formulées (par exemple : érosion cambro-silurienne et dépôt des Couches supérieures dès le Dévonien).

2.3 CHERCHER

Dans la région de Soka, les Strates de Uaju comprennent des grès gris, moyens à fins, parfois grossiers, parfois finement lités jusqu'à prendre une allure varvoïde et contenant des galets et des blocs anguleux de Socle. Leur matrice contient de l'argile, en particulier de la chlorite, mais pas de calcaire. D'après la carte schématique dressée par C. LEBLING et E. NOWACK (1939) ces couches apparaissent disposées dans un large chenal creusé dans le Socle métamorphique et orienté NE-SW.

Les Strates d'Uaju sont interprétées comme des sédiments détritiques de plateformes avec juxtaposition de faciès deltaïques et de faciès franchement fluviaux. Leur microflore est carbonifère. Elles reposent sur les schistes à minéraux des séries de Boje et de Soka d'abord datées du Paléozoïque par C. LEBLING et E. NOWACK, puis du Lipalien par V. KAZMIN, compte tenu des résultats des datations radiométriques effectuées par A.S. RODGERS et coll. dans la région d'Harar.

Les Strates d'Uaju peuvent être localement plissées. Ce sont des plis serrés et de faible amplitude ; cette disposition suggère assez bien un plissement par gravité ; la fracturation du Socle et la surrection de certains blocs a pu provoquer le décollement et l'écoulement local de la couverture sédimentaire d'Uaju. Cependant, l'hypothèse d'un slumping synsédimentaire n'est pas à exclure. En effet, dans l'Ouest de l'Argentine ont été observées des structures de slumping affectant des grès fins, gris et finement varvés, sur plus de 100 mètres d'épaisseur (G.E. BOSSI, communication orale). Ces sédiments sont d'âge carbonifère et représentent des dépôts lacustres sous climat froid.

Lorsqu'elles sont plissées, les couches carbonifères sont recouvertes en nette discordance tectonique par les bancs gréseux sub-horizontaux du Faciès d'Adigrat. Lorsqu'elles sont demeurées non déformées, les couches du sommet assurent la transition au Faciès d'Adigrat. Il apparaît donc qu'une phase d'érosion a pris place à la fin du Carbonifère, nivelant les parties plissées ou remaniant les Couches supérieures restées horizontales. Le point d'aboutissement est une surface aplanie, taillée dans le Socle ou les sédiments carbonifères, sur laquelle se déposent les premiers bancs d'Adigrat. En certains points néanmoins, comme à l'Est du Chercher, ont pu subsister des reliefs résiduels.

2.4 ALPES DANAKILES

Les premières explorations géologiques entreprises par P. VINASSA DE REGNY (1931) ont révélé la présence fréquente de grès sur le Socle ancien. Ce sont généralement des grès blancs quartzeux et les niveaux argileux sont abondants. Au-dessus des strates gréseuses ou argileuses, l'auteur observa également des conglomérats faits d'éléments du Socle, des schistes gris, des shales verdâtres ou noirâtres. Ces niveaux ressemblent fort dans leur description aux formations carbonifères du Tigre (grès d'Enticho, tillite d'Edaga Arbi).

Récemment, R.W. HUTCHINSON et G.G. ENGELS (1970) ont confirmé l'existence de ces grès dits "d'Adigrat" en insistant sur leur forte épaisseur au Nord des Alpes Danakiles. On peut là encore supposer que la base au moins de ces grès qui reposent directement sur le Socle est comparable aux sédiments carbonifères détritiques observés en d'autres régions d'Ethiopie.

2.5 TIGRE ET SUD DE L'ERYTHREE

25.1 En Erythrée, G. DAINELLI et O. MARINELLI (1912) observèrent sur les roches métamorphiques et au contact des grès "une espèce de brèche à gros éléments de roches cristallines". Dans la province du Tigre, dès 1843, M. VIGNAUD avait observé un conglomérat de même position stratigraphique. Plus tard, G. MERLA et E. MINUCCI (1938) décrivent à la base des "Grès inférieurs" ou "Grès d'Adigrat" un "banc gréseux inférieur" fait de grès blancs à litage entrecroisé et un conglomérat d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur et dont les blocs atteignent un mètre cube ; ces blocs sont des fragments de Socle : schistes, granites, roches vertes. Les intercalations argilo-schisteuses sont fréquentes, leur couleur varie du noir au rouge et au violet. L'une d'elle mesure 150 mètres d'épaisseur et contient des bancs de conglomérats et des blocs granitiques arrondis. "La destruction de la couverture argileuse a disséminé des cailloux et des blocs provenant des lits conglomératiques à la surface du banc gréseux inférieur, où ils se retrouvent communément comme blocs erratiques." (G. MERLA et E. MINUCCI, Page 25-6). Ces blocs erratiques avaient d'ailleurs été déjà observés par W.T. BLANFORD (1870).

Les figures 100 et 101 des auteurs montrent bien ces argiles à blocs qui reposent sur des grès clairs à lentilles conglomératiques et à litage entrecroisé, ou sur un niveau entièrement conglomératique. Cependant, bien qu'ayant qualifié les blocs d'*erratiques*, les deux auteurs ne firent pas le rapprochement qui s'imposait avec les tillites carbonifères d'Afrique du Sud. Il fallut attendre les travaux récents de cartographie géologique effectués sous l'égide du Ministère des Mines pour reconnaître le caractère glaciaire de la base du faciès gréseux dit "d'Adigrat".

25.2 Dans la carte géologique "Makalle" (ND 37-11), Y. ARKIN et coll. furent amenés à distinguer deux faciès glaciaires dans les sédiments anciens appelés "*Edaga Arbi glacials*" et "*Enticho sandstone*".

Edaga Arbi glacials

Ce terme nouveau regroupe les intercalations argileuses ou argilo-schisteuses de G. MERLA et E. MINUCCI.

- L'unité supérieure comprend des silts gris et pourpres finement laminés et intercalés de lits fins de calcaires silteux ; l'épaisseur atteint 150 mètres ;

- L'unité inférieure contient des galets gris à noirs, mal calibrés et des blocs d'un diamètre maximal de 6 mètres, emballés dans une matrice silto-sableuse ; les galets ont les caractères lithologiques du Socle, les blocs sont granitiques.

On retrouve la disposition figurée par G. MERLA et E. MINUCCI sur leur figure 101 à Debre Mariam.

Figure 67: stratigraphie des formations gréseuses du Tigré (inspiré de G. Merla et E. Minucci)

La formation d'Edaga Arbi a les caractères d'une tillite. Elle est située dans la partie centrale d'une vallée glaciaire à fond strié, creusée dans le Socle et orientée vers le SSE. A l'Ouest, elle prend le faciès de silts gris et rouges et de grès fins bien stratifiés avec calcaires gréseux et lentilles de conglomérats polymictiques à la base.

Enticho sandstone

Ces grès sont situés stratigraphiquement sous la tillite précédente, mais il peut y avoir passage latéral de faciès au sommet. L'épaisseur maximale est évaluée à 150 mètres. Ce sont des grès fins jaunes à blancs, bien lités et à litage entrecroisé, avec des structures de slumping. Le ciment est calciteux. Ils contiennent des lentilles de conglomérats polymictiques avec des blocs de 50 centimètres de diamètre. Au Nord-Est de la carte de Makalle, les grès deviennent moyens, blancs, bien classés et à litage entrecroisé. Ils représentent le "banc gréseux inférieur" de G. MERLA et E. MINUCCI.

L'âge de ces deux formations est incertain. Dans la notice explicative de la carte de Makalle, M. BEYTH rapproche ces roches des tillites du Nord de l'Afrique et les date de l'Ordovicien supérieur. Le compte rendu d'activité du Ministère des Mines pour l'année 1970 les compare aux sédiments du Karroo. Enfin, l'article de D.B. DOW et coll. (1971) envisage les deux interprétations et propose un âge compris entre l'Ordovicien et le Carbonifère supérieur.

25.3 Les "Grès d'Enticho" ont été reconnus plus au Nord par C.R. GARLAND au cours des relevés géologiques de la feuille "Dallol-Adigrat" (ND 37-7). Là encore ils correspondent au banc gréseux inférieur des "Grès d'Adigrat" sur la carte de G. MERLA et E. MINUCCI.

Ces grès contiennent des niveaux de grès à kaolin, des lits ferrugineux et des traces de pistes d'organismes. Le litage est entrecroisé. L'auteur les considère d'origine fluvio-glaciaire et leur attribue un âge

permo-carbonifère compte tenu de la faible discordance les séparant du Faciès d'Adigrat. Ainsi, la sédimentation gréseuse a été pratiquement continue des "Grès d'Enticho" à ceux "d'Adigrat" et la discordance entre ces deux formations peut passer inaperçue (voir par exemple la figure 100 de G. MERLA et E. MINUCCI).

25.4 En direction de la Mer Rouge, R.W. HUTCHINSON et G.G. ENGELS ont pu mesurer une épaisseur croissante de grès sus-jacents au Socle qu'ils ont rangés globalement dans le Faciès d'Adigrat. Il est probable en fait que la base de cette puissante formation détritique (1775 mètres au bord de la Mer Rouge) appartienne aux "Grès d'Enticho".

2.6 NORD DE L'ERYTHREE

De prime abord, la région s'étendant au Nord d'Asmara apparaît constituée uniquement de roches métamorphiques ou plutoniques anciennes. Cependant, dès le début du siècle, quelques auteurs ont observé des sédiments détritiques anciens reposant en discordance sur le Socle métamorphique.

P. VERRI (1909) décrit au Nord d'Asmara des petits affleurements de conglomérats en couches horizontales sur des sommets à plus de 2000 mètres d'altitude. Les éléments quartzeux pour la plupart sont bien liés par un ciment siliceux. La possibilité d'un dépôt récent est exclue. Ces conglomérats ne montrent pas de traces de métamorphisme et sont franchement discordants sur le substratum, contrairement à d'autres dont les strates redressées paraissent incluses dans la série métamorphique.

A. BIBOLINI (1921) ultérieurement, sans avoir eu connaissance semble-t-il des travaux précédents, signale dans la même région (Nafka, à 200 km au Nord d'Asmara) des conglomérats recouvrant le Socle mais plissés et ayant subi un certain dynamo-métamorphisme.

La carte géologique de G. DAINELLI ne figure pas ces divers conglomérats, du fait probablement de leur faible étendue.

Récemment, V. KAZMIN (1971) a décrit une "*Shiraro formation*" à 100 kilomètres à l'Est d'Aksum, faite de grès et de conglomérats et discordante sur le Socle. L'âge est estimé Eocambrien, puis Lipalien sur la carte géologique de l'Ethiopie publiée plus tard (1973). Cette même carte, qui se réfère à celle de G. DAINELLI pour la région considérée, ne porte pas non plus les conglomérats signalés par P. VERRI et A. BIBOLINI ; en revanche, elle situe près de la ville d'Adigrat une "*Matheos formation*" faite en particulier de calcaires à stromatolithes et datée lipalienne.

Le manque de données précises rend difficile l'évaluation de l'âge de ces formations détritiques. Si l'on s'en tient aux conditions de gisement, les conglomérats plissés de P. VERRI et A. BIBOLINI sont anciens, comme la "*Shiraro formation*" de V. KAZMIN. Les conglomérats horizontaux de P. VERRI sont plus récents ; ils peuvent être rapprochés de la tillite d'Edaga Arbi du Tigre, voire de faciès détritiques postérieurs. Il y aurait donc au Nord de l'Erythrée des dépôts précambriens (Lipaliens) peu métamorphisés et des sédiments détritiques d'âge carbonifère ou plus récents.

2.7 OGADEN

Les forages faits dans le Bassin de l'Ogaden ont montré l'existence d'un Faciès Adigrat épais. Les puits "Galadi 1" et "Gumboro" révélèrent ainsi respectivement 350 mètres et 480 mètres de grès (D.N. JELENC, 1966) ; on peut se demander à juste titre si la base de la formation ne comprend pas de sédiments comparables au Faciès Pré-Adigrat du Nil Bleu ou aux Strates d'Uaju du Harar.

Récemment, C.R. GARLAND (1972) a indiqué qu'un sondage a traversé sous les "Grès d'Adigrat" 400 mètres de shales sombres puis 300 mètres de dolomite, grauwacke et roches détritiques rapprochées des dépôts carbonifères des régions côtières du Kenya et de la Tanzanie, mais comparables également à la superposition Tillite d'Edaga Arbi/Grès d'Enticho du Tigre.

2.8 WOLLEGA

En 1931, L. MUHLEN signala dans la région de Lekemпти des arkoses, conglomérats et schistes à empreintes de plantes reposant sur le Socle qu'il baptisa "*Strates de Wama*" et attribua au Karroo.

Dans une publication ultérieure (1936), cet auteur n'utilisa plus le terme qu'il avait lui-même proposé et dissocia les divers affleurements de faciès lithologiques pourtant très voisins et de modes de gisement comparables. Un affleurement à empreintes foliaires est daté du "Tertiaire ancien" et doit correspondre en fait à une intercalation sédimentaire dans la série volcanique des Trappes. Les niveaux conglomératiques horizontaux représentent probablement un faciès des "Grès d'Adigrat". En revanche, le dernier des affleurements, situé dans la vallée du ruisseau Kolati, à une trentaine de kilomètres au Sud de Lekemпти, présente bien les caractères de sédiment paléozoïque.

Les couches de Kolati apparaissent comme le remplissage d'une paléovallée creusée dans le Socle granitique. Elles sont constituées de grès gris, conglomérats et schistes charbonneux horizontaux ou déformés suivant les lieux ; l'auteur parle de plis orientés Nord-Sud. Ces caractères rapprochent ces couches de celles d'Uaju dans le Chercher, d'âge carbonifère.

A la suite de G. DAINELLI (1956), on peut donc éliminer le terme de "*Strates de Wama*" qui groupe des lambeaux d'âge différents. Par contre, on doit retenir celui de "*Couches de Kolati*", couches constituées de sédiments détritiques plissés par endroits et d'âge probable carbonifère.

2.9 EN DE NOMBREUSES REGIONS D'ETHIOPIE, IL EXISTE DONC DES SEDIMENTS DETRITIQUES CONTINENTAUX, SOUS-JACENTS AU FACIES D'ADIGRAT, PARFOIS PEU DISCERNABLES ET DE CE FAIT NON SEPARES DE CE DERNIER, PARFOIS PLISSES. ILS PEUVENT ETRE DISTRIBUES EN DEUX GROUPES :

- SEDIMENTS PRECAMBRIENS OU PALEOZOIQUES ANCIENS, TOUJOURS PLISSES, PARFOIS LEGEREMENT METAMORPHISES

- SEDIMENTS CARBONIFERES (OU PERMIENS?) PLISSÉS OU NON, GLACIAIRES, FLUVIO-GLACIAIRES OU DELTAIQUES.

3 - SEDIMENTS COMPARABLES DANS LES PAYS VOISINS

3.1 SOUDAN ET EGYPTE

Plusieurs faciès gréseux continentaux anciens ont été reconnus dans le Nord-Est et le Centre du Soudan. Leur âge varie du Cambrien au Carbonifère. Le sommet des grès du Jebel Uweinat, à la frontière libyenne et le sommet de la *Formation de Nawa*, dans la province de Kordofan, ont été datés du Carbonifère (A.J. WITHEMAN, 1971).

Très récemment, S.M. EL RABAA (1976) a décrit un ensemble détritique associé à des roches volcaniques qu'il a rattaché au Riphéen en le comparant à la Série d'Hamamat en Egypte.

Dans le Nord de l'Egypte, plusieurs centaines de mètres de grès sont attribués au Paléozoïque ; leur âge se situe entre le Cambrien et le Carbonifère. Le Carbonifère marin est connu (transgression viséenne) et dans le Golfe de Suez, la *Formation d'Ataqa* a fourni des végétaux du même âge. Dans le Sinaï, les grès du Carbonifère inférieur sont recouverts en discordance par le Carbonifère supérieur carbonaté (R. SAID, 1971).

3.2 SOMALIE

Le Socle métamorphique affleure dans le Nord de la Somalie (ex-Somaliland) dans la région de Berbera. Discordante sur le Socle, la *Serie d'Inda Ad* est constituée de grès fins et de conglomérats plissés. Elle a été affectée par un certain dynamométamorphisme. En l'absence de fossiles, son âge est douteux, il est compris entre le Précambrien terminal et le Paléozoïque supérieur. Ses caractères sont ceux de la Série d'Hamamat en Egypte (S.A. HUNT, 1956).

En de nombreux points, le socle est recouvert par le faciès des "Grès d'Adigrat", dont l'épaisseur atteint 200 mètres. Cependant, S.A. HUNT fait judicieusement remarquer : "En Somaliland, le nom (de "Grès d'Adigrat") est utilisé pour des dépôts terrestres non datés situés entre le Socle et les couches jurassiques fossilifères et peut être d'âge quelconque depuis le Paléozoïque jusqu'au Lias.". Cette observation est d'ailleurs applicable à la base de nombreux gisements attribués au Faciès d'Adigrat et en d'autres régions comme par exemple l'Ogaden (voir § 2.7).

Dans le Sud de la Somalie, au Nord-Ouest de Mogadiscio, le Socle est arasé totalement à l'exception d'inselbergs ("Bur") surgissant sporadiquement à quelques centaines de mètres au-dessus de la surface aplanie. La phase d'érosion est estimée Paléozoïque (G. DAINELLI) et semble avoir été prédominante pendant cette période en excluant toute sédimentation importante. Elle peut être consécutive de mouvements verticaux permo-carbonifères.

3.3 ARABIE - YEMEN

Le Socle arabe pré-cambrien a subi une longue période d'émersion pendant laquelle se sont exercés les phénomènes érosifs. Les sédiments paléozoïques marins ont recouvert la surface aplanie, mais ils sont généralement dissimulés par les couches mésozoïques (R. KARPOFF, 1957).

Des gisements sporadiques de roches détritiques reposent sur le Socle dans la région côtière de la Mer Rouge. Ils ont été nommés "*Grès de Wajid*" par G.F. BROWN et R.O. JACKSON (1959) qui ont cartographié la région. Au Yémen, ces grès paraissent sous-jacents à la Série de Kholan, en partie au moins liasique. En Arabie, ils sont recouverts en discordance par les Calcaires de Khuff d'âge permien supérieur (R.W. POWERS et coll., 1966) ; leur épaisseur peut être considérable (950 m). F. GEUKENS (1966) en donne une bonne description. La formation des Grès de Wajid est composée principalement de grès blancs aux grains de quartz bien arrondis avec des lentilles conglomératiques. Apparemment, les Grès de Wajid représentent le dépôt de deltas de rivières provenant du Sud-Est.

G.F. BROWN et R.O. JACKSON ont considéré ces sédiments d'âge permien, voire antérieur. Plus tard, A.M. HELAL (1965) a signalé des blocs erratiques dans ces grès qu'il a interprétés comme des tillites d'âge carbonifère*. Plus à l'Est, des tillites ont également été retrouvées dans l'Hadramaut (cité par D.H. TARLING, 1971). On peut remarquer à ce propos que dans la Série de Kholan, F. GEUKENS a décrit aussi des blocs arrondis de granit et de gneiss, d'un diamètre maximal de un mètre, emballés dans des shales grises-vertes. Ce niveau est situé à la base de la série gréseuse et en contact direct sur le Socle (coupe du Wadi Laah). Ces caractères sont ceux de la tillite d'Edaga Arbi du Tigre. La base de la Série de Kholan pourrait donc comprendre une tillite.

Il est bon de signaler que les rapports stratigraphiques existant entre les Grès de Wajid et la Série de Kholan sont peu clairs de l'aveu même de F. GEUKENS. Ainsi, il est tentant de comparer les grès de Wajid et la tillite présumée de Kholan du Yémen aux grès d'Enticho et la tillite d'Edaga Arbi du Tigre. Dans cette optique, les deux faciès représenteraient les témoins des glaciations carbonifères et permienne.

3.4 KENYA - OUGANDA - TANZANIE

Sur la côte de l'Océan Indien, dans la région de Mombasa, la formation des Grès de Duruma possède à la base des niveaux plus grossiers ("*Taru Grits*") qui ont été interprétés comme une tillite et datés Permo-Carbonifère (W. PULFREY, 1958).

Dans le Nord du Kenya, la puissante formation des *Grès de Mansa Guda* est recouverte en légère discordance par les *Calcaires de Dawa* d'âge jurassique. Ces grès sont d'origine deltaïque et certains

* Note : Cependant, G.F. BROWN en 1970 date ces grès du Cambrien et de l'Ordovicien en invoquant des preuves palynologiques qu'il ne précise pas.

auteurs les estiment triasiques. Il est possible néanmoins qu'ils soient plus anciens compte tenu de la légère discordance du Jurassique sus-jacent et un âge permo-carbonifère conviendrait parfaitement. L'absence de fossiles significatifs ne permet pas de confirmer cette proposition. Les mesures aéromagnétiques ont confirmé la forte épaisseur locale des couches sous-jacentes au Jurassique (3000 m environ) que M.D. BELTRANDI et A. PYRE (1972) attribuent au Paléozoïque.

En Ouganda, des lambeaux de schistes et de grès représentent le prolongement oriental des tillites des Séries de Lukuga recouvrant le haut bassin du fleuve Zaïre. Les Série de Lukuga sont équivalentes aux *Formations de Dwyka et d'Ecça* d'Afrique australe (A.A. MEYERHOFF et C. TEICHERT, 1971 ; J.W. PALLISTER, 1956).

Dans le Sud de la Tanzanie enfin, les sédiments du Karroo sont conservés dans le fossé tectonique de la Ruhuhu en particulier. La base de la série comprend un conglomérat considéré comme l'équivalent de la tillite de Dwyka (W.G. AITKEN et coll., 1956 ; R. FURON, 1968).

3.5 DANS LES PAYS VOISINS DE L'ETHIOPIE (SOMALIE, KENYA, TANZANIE, OUGANDA, SOUDAN, EGYPTTE, ARABIE), LE SOCLE PRECAMBRIEN METAMORPHIQUE EST RECOUVERT EGALEMENT EN CERTAINS ENDROITS PAR DES SEDIMENTS DETRITIQUES CONTINENTAUX ANCIENS. CERTAINS SONT PLISSES, LEGEREMENT METAMORPHISES ET REPRESENTENT LE PRECAMBRIEN ET (OU) LE PALEOZOIQUE. D'AUTRES NON METAMORPHISES, PLISSES OU NON, ONT ETE INTERPRETES COMME DES DEPOTS GLACIAIRES OU FLUVIO-GLACIAIRES CARBONIFERES ET PERMIENS. LES DEPOTS MARINS CARBONIFERES NE SONT BIEN CONNUS QUE DANS LA PARTIE NORD DE L'AFRIQUE.

4 - CONDITIONS DE DEPOT DES SEDIMENTS CARBONIFERES

Nous venons de voir que parmi les sédiments paléozoïques continentaux observés dans les pays voisins de l'Ethiopie, nombreux sont les dépôts considérés par les auteurs comme d'origine glaciaire. En Ethiopie même, des formations détritiques à la base d'Adigrat ont été identifiées comme des tillites. En ne retenant que l'époque Carbonifère, on peut chercher à connaître les rapports existant entre les phénomènes glaciaires et la mise en place des couches du Faciès Pré-Adigrat et d'Uaju, le but final de cette étude étant un essai de reconstitution paléogéographique de l'Ethiopie au Carbonifère.

4.1 DONNEES GENERALES SUR LE GLACIAIRE

Nous ferons largement appel à la mise au point que R. TROMPETTE (1973) a effectuée au cours de son étude des glaciations précambriennes du Sahara occidental.

Le terme de "*glaciaire*" sera utilisé dans son acception la plus large et caractérisera des dépôts ou des phénomènes liés de près ou de loin à la présence de glaciers.

Le terme de "*tillite*" est ambigu et R. TROMPETTE a reconnu au moins trois significations différentes. De nombreux géologues africains l'emploient pour désigner l'ensemble des dépôts d'origine glaciaire. Les spécialistes des questions glaciaires, quant à eux, lui attribuent une signification pétrographique : Une tillite sensu stricto est une roche conglo-mératique composée d'un ciment fin et de blocs transportés et déposés par la glace. Certains auteurs font en plus la distinction entre tillites non remaniés, les seules "*vraies*" tillites, et celles qui ont subi un remanie-ment. Nous préférons utiliser le terme dans son sens étroit : une tillite représentera pour nous une moraine consolidée.

Les dépôts morainiques peuvent être remaniés par les eaux et les éléments les plus fins entraînés sur des centaines de kilomètres par les cours d'eau. Ils sont ensuite déposés en milieu continental ou marin et forment des sédiments fluvio-glaciaires ou glacio-marins. Les produits de remaniement constituent l'*Outwash* des anglo-saxons ou les *dépôts de lavage de moraine* S. BEUF et coll. (1971) et forment les *Sölle* des géomorphologues.

L'identification des dépôts glaciaires est particu-lièrement difficile, surtout lorsqu'il s'agit de dépôts remaniés. Les phé-nomènes "*périglaciaires*", c'est-à-dire liés au climat froid, peuvent donner naissance à des dépôts d'allure tillitique, sans pour cela qu'il y ait eu de glaciers. Les critères de reconnaissance des climats froids anciens et des glaciations ont été énoncés en particulier par R. FLINT (1961) et M. SCHWARZBACH (1963). En guise de conclusion, rappelons cette remarque de R. TROMPETTE : "*S'il est délicat de montrer qu'un dépôt est glaciaire, il est aussi difficile de montrer qu'il n'est pas glaciaire.*"

4,2 LA GLACIATION CARBONIFERE EN AFRIQUE

Des glaciers d'inlansis ont laissé des dépôts impor-tants au Sahara durant le Précambrien terminal puis l'Ordovicien supérieur. Une nouvelle phase de glaciation est connue au Carbonifère en Afrique cen-trale et Australe. Ses dépôts se trouvent à la base de l'ensemble conti-nental du Karroo et constituent la Formation de Dwyka.

Des tillites ont également été décrites au Permo-Carbonifère aussi bien en Inde qu'en Antarctique et en Amérique du Sud et leur répartition est un argument en faveur de l'existence du continent de Gondwana.

Cette glaciation implique des conditions climatiques favorables pendant le Carbonifère. Comme l'ont souligné de nombreux auteurs, *le froid ne suffit pas* à l'établissement d'un glacier : une *humidité* suffi-sante est également nécessaire. R. FLINT insiste également sur la *nécessité d'un relief* qui provoque l'ascension de l'air humide, sa condensation et le déclenchement des précipitations. L'installation d'un glacier est donc fonction du froid, de l'humidité et du relief.

Une fois établi, le glacier modèle son propre climat : il peut persister ensuite en dépit du réchauffement de la zone climatique, pourvu que demeure une humidité convenable (C.E.P. BROOKS, 1949).

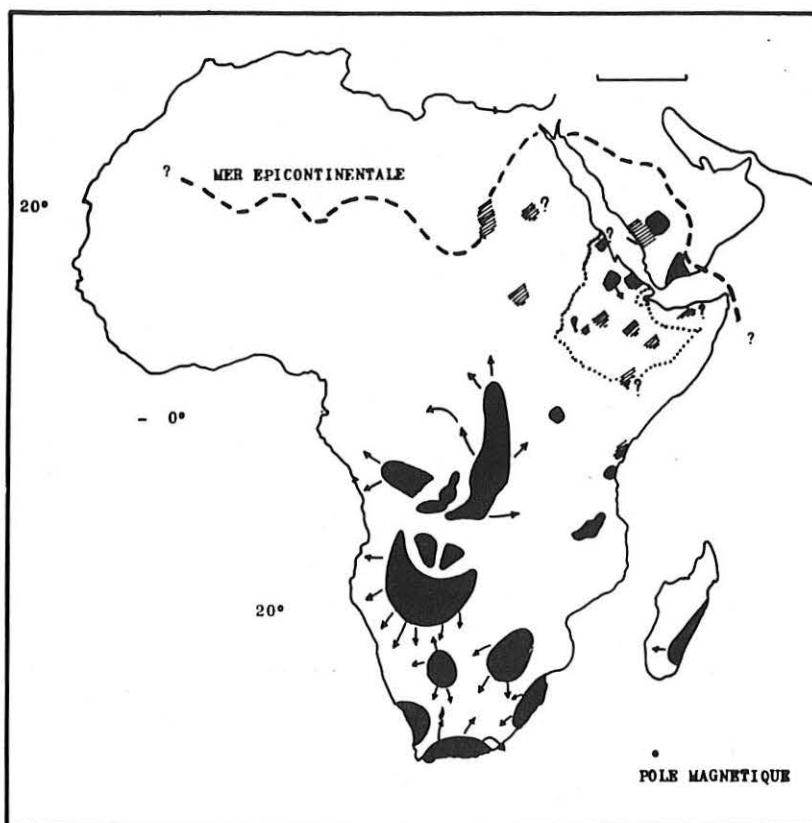


Fig. 68 — Formations glaciaires permo-carbonifères en Afrique.
Permo-carboniferous glacial formations in Africa (sources : cf. texte).

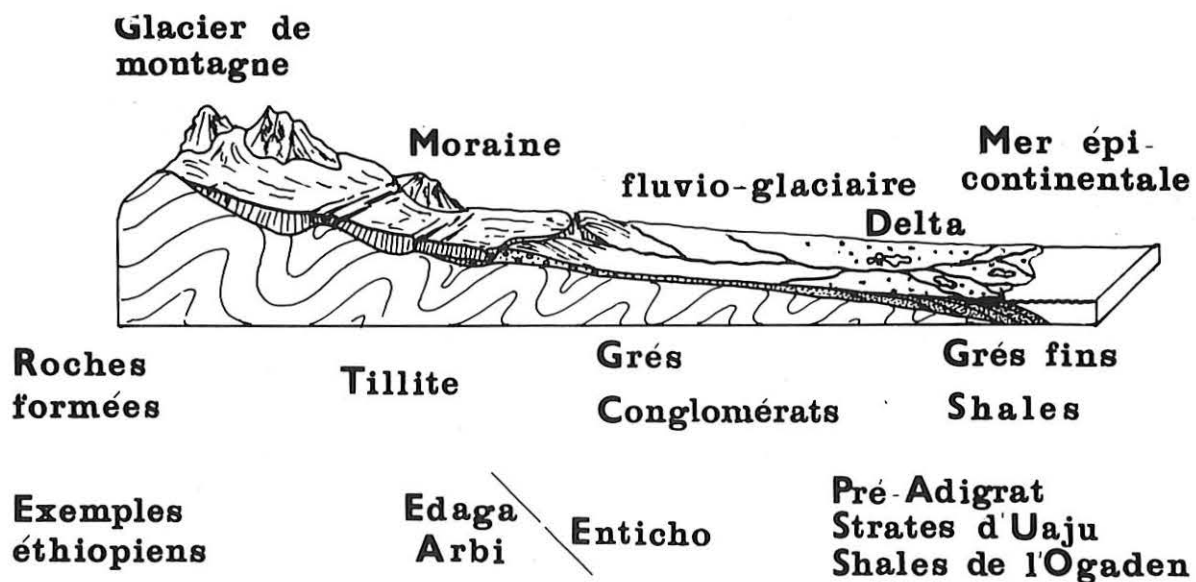


Fig. 69 — Paléogéographie des formations glaciaires d'Ethiopie.
Deposition environment of glacial formations in Ethiopia.

Les données paléomagnétiques ont confirmé l'existence d'un climat froid sur l'Afrique Australe pendant le Carbonifère ; selon M.W. McELHINNY et coll. (1968), le pôle magnétique était au Sud de Madagascar, vers 30°S de latitude actuelle, lors du dépôt de la Formation de Dwyka. Les mesures isotopiques menées sur des tests de Brachiopodes d'Australie y ont également montré le règne d'un climat froid au Carbonifère (L. CAHEN, 1962). Les études paléobotaniques arrivent à la même conclusion : "Les composants de la flore Gondwanienne montrent des limbes développés et ont les caractères de plantes qui devaient croître sous un climat frais et humide." (Y. LEMOIGNE, 1975).

Cependant, d'après E. MEYERHOFF et C. TEICHERT, il n'est pas nécessaire de recourir à la migration du pôle pour expliquer l'extension des glaciers. Le phénomène de refroidissement peut être généralisé à la surface du globe et, dans cette hypothèse, des glaciers de montagne peuvent s'établir partout où l'humidité est suffisante et atteindre la mer même sous l'équateur.

Compte tenu de l'étendue géographique de la tillite de Dwyka, on a généralement parlé d'un immense inlandsis ayant recouvert l'Afrique Australe. Or, cette tillite ne correspond pas automatiquement à l'emplacement de la glace, elle peut représenter également des dépôts remaniés (outwash). E. MEYERHOFF et C. TEICHERT ont retenu plutôt l'existence de plusieurs centres glaciaires localisés dans les régions élevées et qui ont envoyé des langues glaciaires jusqu'aux rivages marins. Il est possible par ailleurs que ces langues de glace aient plus ou moins fusionné dans les zones de piedmont. En Afrique du Centre et du Sud-Ouest, H. MARTIN (1968), et L. CAHEN et J. LEPERSONNE (1958), ont décrit des paléovallées glaciaires ayant la forme de "U" caractéristique. Les influences marines sont fréquentes dans les dépôts glaciaires en Afrique du Sud et des différences de relief de près de 1000 mètres ont pu être mises en évidence sur le Socle supportant la tillite (E.P. PLUMSTEAD, 1964).

L'âge exact de la "glaciation carbonifère" n'apparaît pas clairement. Certains auteurs attribuent au Dévonien les plus anciennes tillites d'Afrique du Sud (E.P. PLUMSTEAD), alors que celles du Zaïre seraient permienues (L. CAHEN et J. LEPERSONNE). Il est certain qu'il y eut plusieurs pulsations glaciaires au Carbonifère, non nécessairement synchrones d'une région à l'autre. Les travaux récents de Y. LEMOIGNE (en cours de publication) sur la paléoflore d'Afrique du Sud démontrent en fait que les cycles glaciaires anciens ont débuté au Carbonifère inférieur et non au Dévonien.

Le sens d'écoulement des glaces, lorsqu'il a pu être déterminé, est variable. Les incursions marines apparaissent aussi provenir de directions multiples. Les reconstitutions paléogéographiques sont rendues donc particulièrement délicates.

Figure 68:- Formations glaciaires permo-carbonifères d'Afrique

4,3 LES PHENOMENES GLACIAIRES EN ETHIOPIE

43.1 TILLITE D'EDAGA ARBI

Nous avons déjà vu qu'il avait fallu attendre ces dernières années pour que des phénomènes glaciaires fussent évoqués en Ethiopie avec la reconnaissance d'une tillite au Tigre. Les conditions paléo-climatiques étaient-elles donc favorables à l'installation de glaciers?

Dans la province du Tigre, comme dans le Bassin moyen du Nil, ont été décrites de profondes vallées tracées dans le Socle et remplies de sédiments carbonifères. Ce creusement implique l'existence d'un paléorelief au cours du Carbonifère. L'orientation et la forme des paléovallées ne sont malheureusement pas connues d'une façon définitive.

La présence de montagnes peut suffire à fournir les conditions thermiques adéquates, même dans l'hypothèse d'une paléolatitudo similaire à celle d'aujourd'hui (des glaciers de montagnes ont existé dans le massif du Simien au Pléistocène). En fait, LES MESURES PALEOMAGNETIQUES SITUENT L'ETHIOPIE A UNE LATITUDE DE 50°S AU CARBONIFERE ET RENFORCENT AINSI L'IDEE D'UN CLIMAT FROID A CETTE EPOQUE.

Il reste à supposer que les précipitations aient été suffisantes pour alimenter les glaciers en neige, c'est-à-dire que les étendues marines aient été suffisamment proches (cf § 4.5) pour envoyer des vents chargés d'humidité.

Les caractères pétrographiques de la tillite d'Edaga Arbi sont ceux d'une moraine consolidée : gros blocs dans un sédiment fin. Le fond strié de la vallée remplie par la tillite confirme le passage du glacier. L'absence d'une nette discordance avec le faciès rouge sus-jacent des Grès d'Adigrat suggère un âge carbonifère. L'EXISTENCE DE GLACIERS DE MONTAGNE AU TIGRE APPARAÎT AINSI VRAISEMBLABLE AU CARBONIFERE.

43.2 MILIEU DE DEPOTS DES AUTRES SEDIMENTS CARBONIFERES

Le corollaire de l'hypothèse de la présence de glaciers en Ethiopie du Nord est le suivant : la mise en place des autres sédiments détritiques continentaux déposés sous climat froid au Carbonifère est liée, de près ou de loin, aux phénomènes glaciaires ; les éléments fins contenus dans les alluvions fluviales, deltaïques et marines proviennent du lessivage des moraines. Ces sédiments sont des dépôts d'"outwash" fluvio-glaciaires ou glacio-marins. Le lessivage de la farine glaciaire par les eaux de fonte a été suivi de la sédimentation des particules moyennes le long des cours d'eau, dans la zone de piedmont et des particules plus fines sur la marge de la mer épicontinentale.

Les dépôts de lessivage des moraines ont été bien étudiés dans l'Ordovicien supérieur du Hoggar (BIJU-DUVAL, 1974). Il y a en particulier des grès au litage oblique irrégulier montrant une direction de paléocourant très variable qui indique un écoulement chenalisé sur une plateforme avec tendance au remblaiement. Il a été possible par endroits de reconstituer des comblements deltaïques où l'on observe des glissements sub-aquatiques provoqués par les surcharges de silt et sable fin. Ces caractères sont présents dans la plupart des formations détritiques carbonifères d'Ethiopie.

Les Grès d'Enticho du Tigre, du fait de leur position géographique par rapport à la tillite et leurs caractères lithologiques, sont vraisemblablement des alluvions fluvio-glaciaires consolidées qui ont rempli les paléovallées. La base du Faciès Pré-Adigrat a pu être mise en place dans les mêmes conditions. Les Strates d'Uaju et les Couches supérieures du Pré-Adigrat ont les caractères de dépôts fluvio-glaciaires deltaïques et les influences marines sont possibles.

Les particules argileuses les plus fines, entraînées le plus loin, ont été déposées en milieu marin : leur consolidation fournit des shales comme celles prélevées par sondage dans l'Ogaden à la base des "Grès d'Adigrat" (sédiment glacio-marin).

43.3 EMPLACEMENT DES GLACIERS DE MONTAGNE ET ORIGINE DES MATERIAUX DETRITIQUES EN ETHIOPIE

Au Tigre et dans le Bassin moyen du Nil Bleu, les paléovallées creusées dans le Socle ont plusieurs centaines de mètres de profondeur. Ces régions étaient donc à une altitude de plusieurs centaines de mètres au moins au-dessus du niveau de base. Le façonnement de ces vallées a été le fait de langues glaciaires, au moins dans le Tigre, et leur remblaiement par des alluvions fluvio-glaciaires témoigne du recul des glaciers à la fin du Carbonifère. Il est néanmoins bon de rappeler que la glaciation a été faite de plusieurs pulsations : dans le Tigre, la vallée glaciaire est remplie d'abord de fluvio-glaciaire puis de tillite, ce qui indique un recul puis une avancée glaciaires.

Le sens général d'écoulement des glaces et des cours d'eau est difficile à connaître. Aussi bien dans le Tigre que dans le Bassin moyen du Nil Bleu, les vallées creusées dans le Socle suivent une direction Nord-Sud qui est celle des grandes structures tectoniques précambriennes. Dans l'Harar, la direction serait plutôt NE-SW. Mais il ne faut pas négliger le fait que les langues glaciaires suivent généralement le tracé de vallées fluviales préexistantes dont les changements de direction sont fréquents dans le cas de déformations du substratum (il suffit de songer au tracé actuel de la Vallée du Nil Bleu).

L'écoulement des cours d'eau sur une plateforme est sujet à de nombreuses divagations et, là encore, la mesure des paléocourants dans les sédiments chenalisés fournit des indications toutes relatives. La même variabilité du sens de l'écoulement se retrouve dans les chenaux des deltas. (Des variations de l'ordre de 180° ne sont pas exceptionnelles dans les deltas actuels.) Dans le Bassin du Nil Bleu, le litage des Couches supérieures du Faciès Pré-Adigrat indique un écoulement général dirigé plutôt vers l'Est, ce qui implique une zone de relief dans l'Ouest du pays. Les données manquent pour les autres régions.

Il n'en reste pas moins qu'à certains moments du Carbonifère, des glaciers de montagne existaient au Tigre et dans l'Ouest du Bassin moyen du Nil Bleu, peut-être aussi dans le Chercher en admettant que la paléovallée remplie par les Strates de Uaju ait subi un modelé glaciaire.

Ces glaciers n'étaient probablement pas les seuls, mais ce sont les seuls qui aient laissé des traces caractéristiques. Dans le Wollega, le paléocours décrit à Kolati est peut-être également une vallée

glaciaire comblée par une tillite ou des produits remaniés. Une recherche systématique dans l'Ouest du pays permettrait vraisemblablement de rencontrer d'autres traces glaciaires anciennes. Supposer que des glaciers de montagne s'étendaient dans tout l'Ouest Ethiopien et au-delà de la frontière soudanaise actuelle n'est pas dénué de fondements. Les indices laissés par ces glaciers restent néanmoins à découvrir.

Il est possible que la source de certains matériaux détritiques fût plus lointaine. Les glaciers du Zaïre s'écoulaient vers le Nord et la distance qui les séparait de l'Ethiopie n'était pas excessive (1300 km environ). Une partie des sables fluvio-glaciaires d'Ethiopie peut provenir de l'érosion de reliefs anciens situés au centre du continent africain.

Enfin, la théorie mobiliste encastre l'Arabie à l'emplacement de l'Afar, soit à proximité du Harar : le Yémen pourrait avoir fourni une partie des matériaux des Strates d'Uaju.

EN CONCLUSION, IL APPARAÎT QU'UNE ZONE D'ALTITUDE ELEVEE S'ETENDAIT DANS L'OUEST ETHIOPIEN. ELLE FUT COUVERTE PAR DES GLACIERS DE MONTAGNE AU MEME TITRE QUE L'AFRIQUE CENTRALE ET AUSTRALE. CES GLACIERS INCISERENT LE SOCLE DE PROFONDES VALLEES ET ACCUMULERENT DES DEPOTS MORAINIQUES. LES MORAINES DES GLACIERS D'ETHIOPIE OU DE REGIONS VOISINES FURENT LESSIVEES ET LEURS CONSTITUANTS FURENT SOIT ACCUMULES LOCALEMENT DANS LES VALLEES FLUVIATILES, SOIT LARGEMENT EPANDUS SUR UNE PLATEFORME CONTINENTALE (ZONE DE PIEDMONT OU BAHADA) PARTIELLEMENT ET SPORADIQUEMENT ENVAHIE PAR LA MER EPICONTINENTALE.

Du moins en certains endroits, les dépôts continentaux carbonifères sont donc dès l'origine bien localisés, ce qui, avec l'érosion ultérieure, explique leur rareté.

Figure 69: Paléogéographie des formations glaciaires d'Ethiopie

4.4 EMLACEMENT DE LA MER CARBONIFERE

La question qui vient à l'esprit est la suivante : la localisation des divers sédiments fluvio-glaciaires deltaïques permet-elle de reconstituer le tracé des rivages de la mer carbonifère?

Les caractères granulométriques des couches supérieures du Pré-Adigrat ou de Uaju sont ceux de sédiments de deltas de plateforme. J. DELFAUD (1974) écrit : "Le delta de plateforme ... se caractérise par un grand étalement de faciès. La zone pro-deltaïque, très développée, est occupée par des sédiments intertidaux, alternant avec des faciès lagunaires, la zone médio-deltaïque, qui ne présente que des pendages faibles de l'ordre de 1 à 2°, est constituée par l'accumulation de cordons lenticulaires. Enfin, la zone supra-deltaïque est totalement continentale (faciès de marécages et de chenaux fluviatiles)."

Ce milieu très vaste de delta de plateforme se rencontrait notamment dans le Wealdien anglais (P. ALLEN, 1959) et actuellement

à l'embouchure du Mississippi. Les grands deltas actuels sont situés non seulement dans la zone équatoriale, mais aussi dans la zone froide (J. DELFAUD). Certains mesurent plusieurs centaines de kilomètres.

A propos de la paléogéographie des grandes plateformes, G. BUSSON (1969) parle d'un "domaine intermédiaire" entre le milieu marin et le milieu continental. Il ajoute : "à la notion si habituelle de notre monde actuel de rivage linéaire, il faut substituer une zone mal définissable dont la largeur peut approcher du millier de kilomètres.". Il ressort donc que la zone deltaïque sur une plateforme n'est pas une ligne mais une bande d'une largeur souvent considérable, "domaine intermédiaire" entre le continent émergé et la mer épicontinentale.

En Ethiopie, les premiers sédiments marins francs sont jurassiques (Faciès Antalo), voire liasiques (Strates de l'Abbai). Auparavant, ce ne sont que des faciès intermédiaires (littoraux, deltaïques). AU CARBONIFERE, IL N'Y A QUE DANS L'EST DE L'OGADEN OU LES DEPOTS POURRAIENT S'ETRE FORMES EN MILIEU MARIN. LE PAYS ETAIT CONSTITUE D'UN MASSIF MONTAGNEUX FLANQUE D'UNE ZONE DE PIEDMONT, VASTE PLATEFORME PARTIELLEMENT RECOUVERTE A L'EST (?) PAR UNE MER EPICONTINENTALE DONT LES LIMITES ETAIENT FLOUES ("DOMAINE INTERMEDIAIRE"). LES PULSATIONS GLACIAIRES ET LES MOUVEMENTS EPIROGENIQUES RENDAIENT LES CONTOURS MARINS ENCORE PLUS FLUCTUANTS ET, SUR CETTE SURFACE, L'AVANCEE DE LANGUES MARINES FUT FREQUENTE.

Les reconstitutions paléogéographiques du Carbonifère situent le domaine marin épicontinental au Nord de l'Afrique (Egypte, Libye) avec, à l'Ouest, un golfe dont le fond atteignit l'Ennedi (Tibesti). A l'Est, la zone côtière traversait l'Arabie pour rejoindre la corne de l'Afrique (G.R. ROSS, 1973). Les rivages actuels du Sud de la Somalie et du Kenya étaient en position intracontinentale. Cette disposition a été conservée dans la théorie mobiliste (D.H. TARLING, 1971). On voit que les transgressions ont pu venir de l'Ouest, du Nord ou de l'Est. La présence d'un relief en Ethiopie occidentale exclut la possibilité d'une transgression Ouest-Est, mais des avancées marines provenant des secteurs Nord et Est apparaissent également probables. Le moins que l'on puisse dire, c'est qu'en l'état actuel des connaissances de terrains, une reconstitution paléogéographique précise de l'Ethiopie au Carbonifère paraît délicate.

5 - LES DEFORMATIONS TECTONIQUES AU CARBONIFERE

5.1 AFRIQUE

L'orogénèse hercynienne est bien évidente seulement en Afrique du Nord, mais elle a été enregistrée par l'ensemble du vieux Socle précambrien (R. FURON, 1968). Elle a débuté dès le Dévonien moyen pour prendre fin au Trias. Outre le plissement de l'Afrique du Nord, elle a

provoqué des transgressions sur le Sahara et une émergence générale au Carbonifère moyen. Des plissements ont eu lieu au Permien à Madagascar. En Afrique du Sud, c'est au Trias que se sont produites des fracturations et des éruptions volcaniques.

Plus près de l'Ethiopie, des mouvements épigéniques carbonifères ont été remarqués en Egypte (R. SAID, 1971) ; en Arabie, le Permien est transgressif (R. KARPOFF, 1957), mais au Yémen, le contact entre le Carbonifère présumé et la Série de Kholan n'a pu être observé (F. GEUKENS, 1966). Les recherches pétrolières en Somalie du Sud, au Kenya et en Tanzanie, ont mis en évidence, par les méthodes aéromagnétiques et sismiques, une tectonique cassante anté-jurassique qui paraît s'être fait sentir dès la fin du Paléozoïque (P.G. PURCELL, 1976). Dans les grabens s'accumulèrent les sédiments continentaux du Faciès Karroo (P.E. KENT et J.T. O'B. PERRY, 1973; R. WALTERS et R.E. LINTON, 1973). Pour élargir ce tour d'horizon, ajoutons qu'en Inde il y a discordance du Permien sur le Carbonifère (K. JACOB, 1952).

5.2 ETHIOPIE

L'Ethiopie n'a pas échappé aux influences de l'Orogénèse hercynienne. A ce propos, P.A. MOHR (1971) écrit fort pertinemment : "Il semble probable qu'au Paléozoïque il y a eu une phase tectonique le long des futures sites de la Mer Rouge, du Golfe d'Aden et du système des Rifts africains."

La découverte de granites intrusifs, datés - 280 millions d'années dans le Sud de l'Ethiopie, confirme l'existence de mouvements carbonifères (V. KAZMIN et G. KOCHEMAZOV, 1976). En de nombreux points du territoire, les bancs d'Adigrat sont discordants sur les terrains antérieurs (discordance Adigrat/Edaga Arbi dans le Tigre, Adigrat/Uaju dans le Chercher). Au Sud d'Harar, une structure tectonique orientée NNW-SSE a été décelée par sondage (R. BLACK, communication orale) ; elle témoignerait de déformations paléozoïques dans l'Ogaden.

LES DEFORMATIONS CARBONIFERES EN ETHIOPIE FURENT APPAREMMENT REDUITES. IL S'AGIT DE MOUVEMENTS DE BASCULE ACCOMPAGNANT LES INTRUSIONS PLUTONIQUES QUI PROVOQUERENT LOCALEMENT DES PLISSEMENTS PAR GRAVITE. A LA SUITE DE P.G. PURCELL, ON PEUT ASSOCIER CES MOUVEMENTS VERTICAUX A LA FORMATION D'UN "PROTO-RIFT" ANNONCIATEUR D'UNE PHASE CASSANTE PLUS IMPORTANTE.

La zone de relief occidental occupée momentanément par les glaciers a probablement été mise en place par des mouvements verticaux dès le début de l'Orogénèse hercynienne ; elle peut correspondre au rajeunissement d'une zone montagneuse plus ancienne d'âge calédonien, ou même antérieur. Nous l'appellerons "*Relief Ethiopico-Soudanais*". CETTE ZONE DE RELIEF SUBSISTERA PENDANT TOUT LE MESOZOIQUE.

SEDIMENTS ANTE-PERMIENS D'ETHIOPIE

TENTATIVE DE STRATIGRAPHIE

	WOLLEGA	ERYTHREE	TIGRE	NIL	CHERCHER	OGADEN
Jurassique	I Faciès		Facies	Faciès	Faciès	Faciès Adigrat/
Trias	Adigrat		Adigrat	Adigrat	Adigrat	Hamanlei inférieur
Permien		? ~~~~~	? ~~~~~		~~~~~ ?	
Carbonifère	?	Tillite d'Edaga Arbi/ Grès d'Enticho		Pré Adigrat	Strates d'Uaju	Grès - Shales sombres (sondage)
Dévonien						
Silurien	Grès et					
Ordovicien	Conglo- mérats de			?		
Cambrien	Kolati					
Lipalien	?	Shiraro formation/ Conglomérats de Nafka			Séries de Soka & Boje	
Précambrien "ancien"						

FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Dans le Bassin du Nil Bleu et le massif du Chercher, nous avons observé, dans la partie inférieure de la série sédimentaire, un ensemble gréseux rouge qu'à la suite des auteurs antérieurs nous avons commodément appelé "Grès d'Adigrat". Il serait bon dans ce chapitre, à partir des études locales, de résumer les principaux caractères de ces grès, puis de chercher des faciès comparables en Ethiopie et dans les pays voisins. Nous serons amenés à nous poser la question de la légitimité de leur appellation. Enfin, la large répartition des faciès détritiques au début du Mésozoïque nous conduira à un essai de reconstitution paléogéographique.

1 - CARACTERES DES "GRES D'ADIGRAT' DANS LE BASSIN DU NIL BLEU ET DU CHERCHER

AU PONT DU NIL, les grès sont siliceux, moyens à grossiers, mais plus silteux à la base. Leur couleur générale est rosée et devient plus rouge en surface. Leur chenalisation est importante et indique au sommet une pente assez forte. L'épaisseur de la formation atteint 300 mètres dans la vallée de la Chamoga. Ce sont des dépôts molassiques continentaux subissant des influences marines vers leur sommet (milieu deltaïque).

DANS LE MASSIF DU CHERCHER, on retrouve dans l'ensemble les mêmes caractères. Un niveau conglomératique est présent dans la partie inférieure. L'épaisseur diminue d'Ouest en Est et, dans la région d'Harar, il n'y a que le sommet de la formation représentée par quelques dizaines de mètres de grès littoraux.

Ces grès reposent soit directement sur le Socle ancien, soit sur des sédiments du Faciès Pré-Adigrat. Au sommet, il y a passage progressif à des faciès marins (Strates de l'Abbai, Calcaires d'Antalo). Leur âge est compris entre le Permo-Trias et le Jurassique moyen.

2 - REPARTITION EN ETHIOPIE

Les sédiments détritiques continentaux et datés principalement du début du Mésozoïque sont fréquents en Ethiopie. Ils ont été étudiés, dans le Nord du pays, précisément sous le nom de "Grès d'Adigrat". Outre dans le Bassin du Nil et le massif du Chercher, ils sont également connus dans les Alpes danakiles et dans le Bassin de l'Ogaden grâce aux explorations de surface et aux sondages des sociétés pétrolières.

Figure 71: "Grès d'Adigrat" et faciès similaires en Afrique Orientale et au Yémen

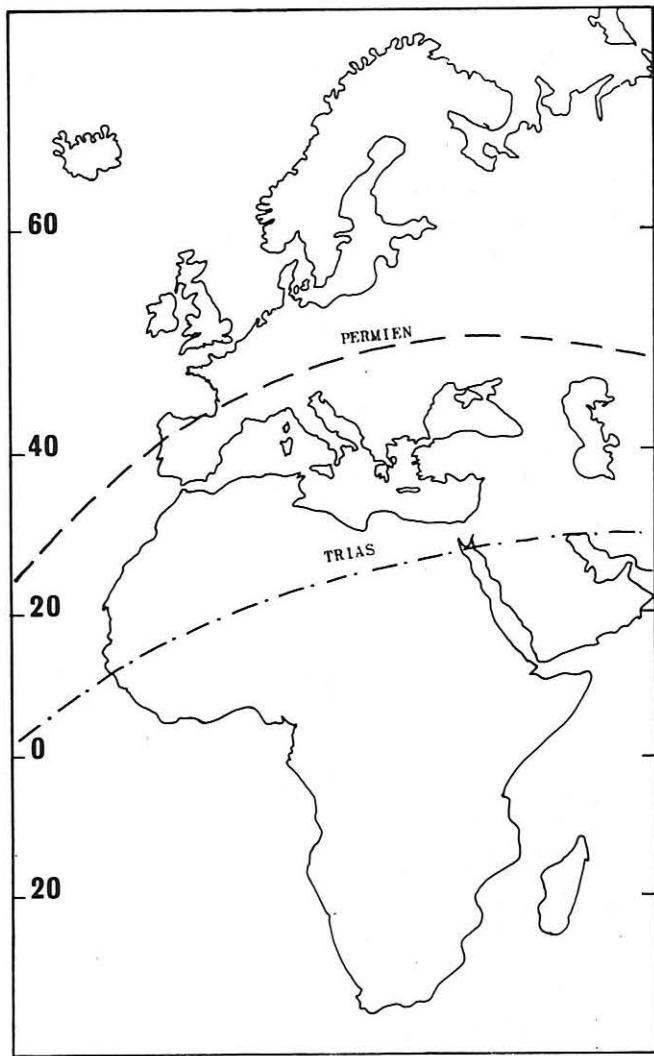


Fig. 70 – Position des paléoéquateurs au Permien et au Trias.
 Permian and Triassic paleo-equators (according to J. FRANCHETEAU). in G PAUTOT & X. LE PICHON.

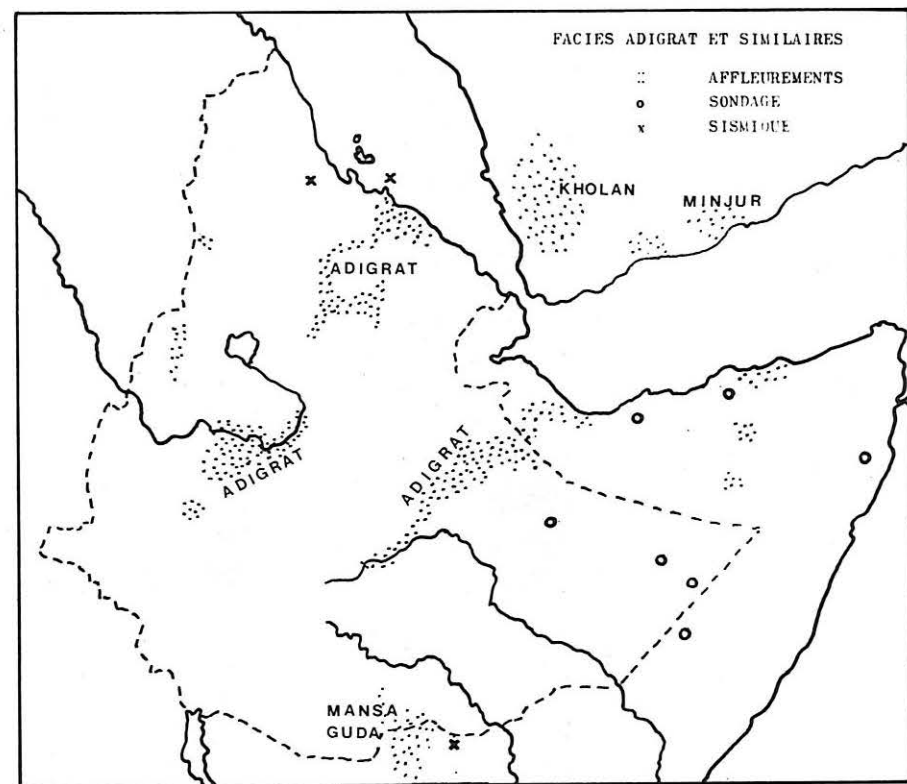


Fig. 71 – Faciès "Grès d'Adigrat" et similaire en Afrique Orientale et au Yémen.
 "Adigrat sandstone" facies and similar ones in East Africa and Yemen.

2.1 TIGRE ET ERYTHREE

Déjà dès 1839 D'ABBADIE avait observé des grès dans le Nord de l'Ethiopie, mais c'est à W.T. BLANFORD (1870) que l'on doit leur description et leur appellation. Cet auteur les observa aussi bien en Erythrée qu'au Tigré, sus-jacents au socle ancien. Il en fixa ainsi les caractères pétrographiques : "Ce grès est généralement blanc ou brunâtre, mais la première couleur domine. Il est parfois brun clair ou violet, ou ... rouge brique : ces couleurs sont cependant limitées à des zones interstratifiées dans la masse de la roche. Celle-ci est généralement très quartzique, souvent feldspathique, moins souvent argileuse. On rencontre souvent des schistes violets ou bleuâtres à la base de la formation, mais le caractère principal est l'aspect massif et le manque de stratification".

Le terme de "Grès d'Adigrat" fut repris par la plupart des auteurs ultérieurs, en particulier par G. DAINELLI et E. MARINELLI (1912). Ces derniers observèrent en Erythrée, à la base de la formation gréseuse, une brèche constituée des éléments du socle, mais pas de niveaux schisteux. Plus tard, C. RATHJENS (1925), estimant que ces grès étaient d'âge différent de ceux du Tigre, proposa l'appellation de "Grès d'Erythrée".

Dans sa synthèse de 1933, G. STEFANINI quant à lui employa le terme de "Grès inférieurs" pour tous les grès reposant sur le Socle.

G. MERLA et E. MINUCCI (1938) appelèrent "Grès d'Adigrat" les grès inférieurs de l'Erythrée et du Tigre en rejetant la distinction faite par C. RATHJENS. Leurs études détaillées menées sur le terrain apportèrent un progrès décisif dans la connaissance des faciès lithologiques et des conditions de gisement de la formation détritique.

Dans sa "Geologia dell'Africa Orientale" (1943), G. DAINELLI insista sur les "légères différences" qui existent entre les "Grès d'Erythrée", étudiés jadis par lui-même, et ceux du Tigre, bien que les caractères communs soient nombreux : différences pétrographiques, les intercalations schisteuses ne sont rencontrées que dans le Tigre ; différences chronologiques, les "grès d'Erythrée" sont plus récents. Sur la carte géologique jointe, un figuré est utilisé pour les grès de la région de Mekele (Tigre) d'une part et un autre pour ceux du haut bassin de la Takaze (estimé plus récents) d'autre part. Une dizaine d'années plus tard, il adopta résolument la distinction "Grès d'Adigrat" - "Grès d'Erythrée" et chercha à en systématiser les différences. Les "GRES D'ADIGRAT" s'étendent dans la province du Tigre, au Sud du massif de Gheralta (Nord de Mekele) ; leur épaisseur peut atteindre 1000 mètres et leur âge est pré-callovien (Lias-Oolithique inférieur). Assez paradoxalement, il est à remarquer que la ville d'Adigrat qui a donné son nom à la formation est sise en dehors de la zone délimitée. Les "GRES D'ERYTHREE" sont situés au Nord de Gheralta. Ils ne sont pas recouverts par des calcaires et ne contiennent pas de niveaux schisteux à la partie inférieure. Ils jalonnent l'extension maximale de la mer mésozoïque et leur âge est celui des "Calcaires d'Antalo", c'est-à-dire Oolithique moyen.

L'origine des dépôts gréseux a donné lieu à des interprétations variées. W.T. BLANFORD les compara aux formations continentales du Mésozoïque indien. G. DAINELLI et E. MARINELLI penchèrent plutôt pour

des dépôts de mer peu profonde, comme on peut en trouver dans les estuaires. E. KRENKEL (1928) exclut formellement un dépôt de transgression marine : "Les Strates d'Adigrat, déposées par le moyen des eaux courantes, sont des masses de matériaux de dénudation, transportées depuis les zones montagneuses ... et déposées sur la basse zone marginale.". Enfin, G. MERLA et E. MINUCCI, après hésitation, reprirent l'idée d'un dépôt de transgression de mer peu profonde, suivis ensuite par G. DAINELLI. Du fait du manque de données nouvelles, P.A. MOHR reprit plus tard les conclusions de G. DAINELLI en les exposant d'une façon plus limpide : les "Grès d'Adigrat" sont des grès littoraux, les "Grès d'Erythrée" représentent le maximum de transgression de la mer mésozoïque.

Les travaux de terrains postérieurs à la dernière guerre comprennent ceux de VAN DOORNINCK (1956) dont le résumé, seul publié, apparaît comme une critique et un complément à ceux de G. MERLA et E. MINUCCI.

En 1969, E. ABBATE et coll. ont publié quelques coupes dans les formations détritiques du Sud-Ouest de Mekele, levées dans la vallée Tsellari, affluent de la Takaze. Ils reprennent l'interprétation de G. DAINELLI (dépôts de transgression d'une mer originaire de l'Est) et proposent un nom nouveau pour des grès représentant selon eux la pointe de la transgression : "Les Grès de la Takaze". Ces mêmes affleurements sont cependant rangés ultérieurement dans le Faciès Adigrat (V. KAZMIN, 1973).

Dans une publication récente, E. ABBATE et Coll. (1974) indiquent une datation paléontologique callovienne des "Grès d'Adigrat" à l'Ouest de Mekele, grâce à un niveau fossilifère situé à 60 mètres en-dessous du sommet de la formation.

Le travail de cartographie entrepris par M. BEYTH, C. GARLAND et coll., tout en fournissant une réponse au bien-fondé de la distinction "Grès d'Adigrat" - "Grès d'Erythrée", a apporté également une source de confusion supplémentaire. Les "Grès d'Erythrée" sont en fait des dépôts glaciaires carbonifères désignés sous le nom de "Grès d'Enticho". Les anciens "Grès d'Adigrat" du Tigré connaissent un destin plus complexe. Les grès clairs à conglomérats constituent les "Grès d'Enticho", les shales de la base, la "Tillite d'Edaga Arbi". Ces deux formations peuvent être superposées ou exister seules. Le sommet garde l'appellation de "Grès d'Adigrat".

Dans la région de Mekele, la formation des "Grès d'Adigrat" a été divisée en quatre unités dont l'épaisseur totale atteint 670 mètres (M. BEYTH, 1972),

De haut en bas :

- (4) Grès jaunes à rouges, fins à moyens, interstratifiés de siltstones versicolores et d'argiles
- (3) Grès blancs, moyens à grossiers, friables, à litage entrecroisé ; montrent des structures de courant de turbidité ; contiennent des lentilles bien ordonnées de silt ferrugineux
- (2) Grès rouges, moyens à grossiers, mal classés, à litage entrecroisé ; contiennent des lits de galets de quartz et des fragments de bois fossiles ferrugineux
- (1) Grès blancs à bruns, fins à moyens, bien classés en rythme de 1 à 15 mètres ; contiennent des galets de quartz et quelques litages entrecroisés.

Sur la carte géologique de V. KAZMIN, la ville d'Adigrat est située sur des sédiments repérés "Pzt", probablement les "Grès d'Enticho". La confusion de nomenclature n'est pas éliminée : les "Grès d'Adigrat" *nouvelle manière* (ou sensu stricto) n'existent pas à Adigrat.

TABLEAU XXX

GRES D'ADIGRAT SENSU LATO DE L'ERYTHREE ET DU TIGRE

AUTEURS	ERYTHREE Région d'Adigrat	TIGRE Région de Mekele Haut bassin de la Takaze
W. T. BLANFORD, 1871	Grès d'Adigrat	
G. DAINELLI & O. MARINELLI, 1912 C. RATHJENS, 1925	Grès d'Erythrée	Grès d'Adigrat
G. STEFANINI, 1933	Grès inférieurs	
G. MERLA & E. MINUCCI, 1938	Grès d'Adigrat	
G. DAINELLI (carte, 1943)	Faciès arenacé de trans- gression (avancée extrême)	Faciès arénacé de transgression
G. DAINELLI, 1956	Grès d'Erythrée	Grès d'Adigrat
P. A. MOHR (carte, 1963)	Grès d'Adigrat	Grès d'Adigrat
E. ABBATE et coll., 1969	(Non étudié)	Grès d'Adigrat/ Grès de la Takaze
Y. ARKIN, M. BEYTH, C. GARLAND & coll., (carte, 1971)	(Non étudié)	Grès d'Adigrat s.s. Tillite d'Edaga Arbi/ Grès d'Enticho
V. KAZMIN (carte, 1973)	- Grès d'Adigrat s.s. - "Pzt" (grès, shales, dépôts glaciaires Pa- léozoïque supérieur - Trias?)	- Grès d'Adigrat s.s. - "Pzt"

2.2 HORST DANAKIL

Nous avons vu au chapitre précédent que les grès variés, shales et conglomérats sus-jacents au Socle, qui ont été décrits par P. VINASSA DE REGNY (1931), correspondaient à la superposition du faciès "Grès d'Adigrat" sur les sédiments paléozoïques (Carbonifère), comme c'est le cas dans le Tigré, le Harar, la Somalie...

Au Nord du Horst Danakil, R.W. HUTCHINSON et G.G. ENGELS (1970) ont observé une augmentation progressive de l'épaisseur de la série détritique depuis le Plateau Ethiopien (Tigre) jusqu'aux rivages de la Mer Rouge : au Ras Adabba (ou Adadda selon les cartes), le Quaternaire recouvre 1775 mètres de grès.

Le Horst Danakil se poursuit plus au Nord encore, dans la Mer Rouge, mais il est recouvert par la puissante masse des évaporites pléistocènes. La séparation du Horst Danakil du Plateau Ethiopien au cours de la dérive de la plaque arabe a été admise par de nombreux auteurs (voir en particulier D.G. ROBERTS, 1970) ; cependant, le mouvement semble avoir été exagéré si l'on en croit les observations de terrain faites par R.W. HUTCHINSON et G.G. ENGELS (1972). On a en particulier l'impression d'une continuité dans le dépôt du faciès détritique depuis le Tigre jusqu'aux Alpes Danakiles avec un phénomène de subsidence en direction de la Mer Rouge (cf leur figure 7 page 328). L'étude comparée de la série sédimentaire dans ces différentes régions et, entre autres, celle des paléocourants dans les grès, apporterait sans doute quelques éclaircissements.

2,3 HARAR (CHERCHER ET OGADEN)

23.1 CHERCHER

Dès 1926, H. RECK et O. DIETRICH avaient observé dans le Chercher des grès comparables à ceux d'Adigrat. Les études locales du chapitre 4 ont montré en fait que la disposition stratigraphique, l'origine et l'âge n'étaient pas partout les mêmes. Dans le massif du Chercher, le faciès des Grès d'Adigrat repose sur les Strates d'Uaju carbonifères ; il s'agit de dépôts continentaux de piedmont et deltaïques dont l'âge s'étend du Permien au Jurassique. Dans la région d'Harar, les "Grès d'Adigrat" sous-jacents au faciès calcaire reposent directement sur le Socle ; ils sont littoraux et d'âge jurassique. La permanence d'un relief au Nord-Est du Chercher, à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, explique ces différences.

23.2 OGADEN

Les recherches pétrolières menées par les compagnies AGIP, Sinclair et Elverath ont permis de mieux connaître la structure de ce vaste bassin sédimentaire. Les résultats de leurs investigations ont été résumés par D.N. JELENC (1966). La base de la série sédimentaire est constituée de la superposition suivante,

De haut en bas :

- Calcaires de Gabredarre
- Shales de Warandab
- Formation d'Hamanlei (Hamanlei supérieur calcaire, Hamanlei inférieur détritique)
- Grès d'Adigrat.

Les "Grès d'Adigrat" de l'Ogaden sont le prolongement des "Grès de Mansa Guda" du Kenya ; ils sont de prédominance continentale et leur âge varie du Trias supérieur au Jurassique moyen selon W.O. CLIFT (1956). Leur base peut éventuellement comprendre des sédiments plus anciens (chapitre précédent).

La Formation d'Hamanlei inférieur comprend des grès calcaires alternant avec des calcaires gréseux, friables ou compacts suivant les bancs dont l'épaisseur maximale atteint 5 mètres, avec localement des calcaires détritiques (biomicrite calcaire) et des lentilles pélitiques. Occasionnellement, il y a des niveaux purement gréseux de 8 mètres d'épaisseur comparables au Faciès d'Adigrat. La couleur générale varie du crème au brun-jaune. Le passage au faciès strictement calcaire est progressif au sommet.

La Formation d'Hamanlei supérieur est constituée de calcaires finement cristallins et durs, gris-blanchâtre, en bancs de quelques mètres alternant avec des calcaires marneux. Des cherts apparaissent au sommet. L'ensemble est fossilifère. Son âge est Lias-Dogger à l'Est, mais seulement Dogger à l'Ouest.

Le Jurassique supérieur est représenté par les formations de Warandab (Kimméridgien) et de Gabredarre (Kimméridgien-Portlandien).

L'épaisseur totale de la série sédimentaire augmente en direction du Sud-Est. Celle de la formation d'Hamanlei est démonstrative. Vers Dire Dawa, l'ensemble mesure 200 mètres, dont 50 mètres pour l'Hamanlei inférieur. C'est ce que nous avons encore appelé le faciès "Calcaire d'Antalo".

Le forage de Dajabur en a traversé 410 mètres, dont 165 mètres d'Hamanlei inférieur. Aux puits de Galadi et Gamburo, ce sont plus de 1000 mètres qui ont été rencontrés. Au Sud, C. MIGLIORINI (1948, cité par E. ABBATE et coll. 1974) a reconnu près de 100 mètres de "Grès d'Adigrat" recouverts par 200 mètres d'Hamanlei puis par les autres termes de la série sédimentaire. Si les rapports existant entre le Faciès d'Adigrat et l'Hamanlei inférieur peuvent paraître complexes, c'est en fait à cause de l'interférence de deux nomenclatures. L'Hamanlei inférieur apparaît partout comme un faciès de transition entre les couches détritiques d'Adigrat et celles calcaires de l'Hamanlei supérieur. Mais ces formations ne sont pas partout synchrones : le Faciès Adigrat de la région de Dire Dawa est contemporain de l'Hamanlei inférieur de l'Est de l'Ogaden.

Les implications paléogéographiques sont évidentes : la série mésozoïque s'est déposée dans un bassin subsident dont l'enfoncement maximal était situé au Sud-Est de l'Ogaden, vers la frontière de la Somalie du Sud. Les marges de ce bassin (région d'Harar, Nord de la Somalie) ont été le siège d'une sédimentation plus faible et plus tardive. Il est possible d'ailleurs que la structure de ce bassin ait été plus complexe. Son prolongement méridional a été mis en évidence à la frontière kenyenne (M.D. BELTRANDI et A. PYRE, 1972).

TABLEAU XXXI

BASE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE EN ETHIOPIE ORIENTALE
ET EN SOMALIE SEPTENTRIONALE

	Nord et Est CHERCHER	W. OGADEN	E. OGADEN	N. SOMALIE
MALM	GRES SUPERIEURS	GABREDARE WARANDAB	GABREDARE WARANDAB	WARANDAB
	ANTALO	HAMANLEI	HAMANLEI	HAMANLEI
ADIGRAT				----- ? -----
DOGGER		ADIGRAT		ADIGRAT
LIAS				----- ? -----
TRIAS			ADIGRAT	
			----- ? -----	
PERMO- CARBONIFERE			GRES ET SHALES (sondage)	

Source : D.N. JELENC, A. AZZAROLI, etc.

2.4 BASSIN DU NIL BLEU

Au Pont du Nil, les "Grès d'Adigrat" sont bien individualisés ; ils reposent sur le Faciès Pré-Adigrat. La même disposition est retrouvée à l'Ouest dans la vallée de la Chamoga (Partie II, chapitre 2) et probablement dans la vallée de la Fingiar (GETANEH ASSEFA, communication orale) bien que la distinction du Faciès Pré-Adigrat ne soit pas faite. Les divers croquis de D.H. JEPSEN montrent les "Grès d'Adigrat" au sens large (c'est-à-dire pouvant comprendre aussi le Faciès Pré-Adigrat) jusque dans les vallées affluentes de la rivière Didessa ; les affleurements du Sud de Lekempti avaient déjà été reconnus par L. MUHLEN (1931) (voir chapitre précédent). La position stratigraphique des grès situés à proximité de la frontière soudanaise demeure incertaine.

3 - NOMENCLATURE ET LOCALITE-TYPE

3.1 Le paragraphe 2 a montré la confusion existant dans la nomenclature. Le nom de "Grès d'Adigrat" a été donné par W.T. BLANFORD à des grès rencontrés le long d'un périple dans le Nord de l'Ethiopie, sans faire référence à une coupe stratigraphique précise. De nos jours, ces grès sont rangés dans deux, voire trois, formations différentes. G. MERLA et E. MINUCCI avaient déjà remarqué que "la région de Adigrat, bien que se prêtant bien à l'étude des Grès inférieurs, n'en possède cependant pas la série la plus caractéristique". Selon ces mêmes auteurs, le massif de Gheralta, compris entre Adigrat et Mekele, est plus instructif. Les coupes détaillées qu'ils ont levées sont faites de la superposition de plusieurs formations détritiques dont les limites sont difficiles à établir après coup. Une tentative de délimitation des faciès a été portée sur le croquis de G. MERLA et E. MINUCCI (Figure 67, page 287, chapitre précédent) pour compliquer encore le problème, nous avons vu que les divers faciès gréseux dits *d'Adigrat* n'étaient pas partout synchrones en Ethiopie.

3.2 Il apparaîtrait donc judicieux DE REVOIR ENTIEREMENT LA NOMENCLATURE. Plusieurs solutions viennent à l'esprit :

- Emploi de noms différents pour les faciès gréseux des régions différentes. Chaque dénomination désignerait les grès d'une région déterminée seulement dont l'âge serait voisin, voire identique. Les objections sont évidentes : il y aurait d'abord profusion de nomenclatures et, d'autre part, l'âge des grès est souvent mal connu.

- Emploi d'un seul nom générique désignant un faciès lithographique diachrone ; mais lequel?

- a) Le terme de "Grès inférieurs", déjà employé précédemment ("lower sandstone", "arenarie inferiore") n'est pas satisfaisant ; ces Grès inférieurs, reposant sur le Socle, peuvent être carbonifères (Pré-Adigrat par exemple). Supposer l'implication "inférieur aux calcaires" ne simplifie rien car les Strates de l'Abbai ont des niveaux gréseux. L'appellation "Grès de base" offre encore plus de critiques.
- b) Proposer une nouvelle dénomination n'apporterait qu'une source de confusion supplémentaire et le terme nouvellement forgé risquerait bien de ne jamais sortir de l'enceinte de cette étude.
- c) Nous nous trouvons donc dans l'obligation de conserver l'appellation de W.T. BLANFORD, ne serait-ce que pour des raisons de précédence historique, mais en l'amendant. Nous emploierons le terme de *Faciès Grès d'Adigrat*, en mettant bien en évidence le diachronisme des dépôts et en gardant en mémoire que la ville d'Adigrat n'a plus qu'un rapport lointain avec ces grès.

3,3 La localité type reste encore à définir. Les affleurements de l'Erythrée sont en majeure partie constitués de grès paléozoïques fluvio-glaciaires. Dans le Tigre, la superposition des différents faciès et l'absence d'étude personnelle de terrain, rendent le choix du lieu difficile. M. BEYTH (1972) n'a pas publié à notre connaissance de coupe stratigraphique précise dans ces grès.

Le massif du Chercher offre une belle série complète à Soka (coupe de Tute), depuis le Faciès d'Uaju jusqu'aux calcaires. Mais les affleurements sont discontinus et la région est un peu à l'écart des grands itinéraires.

La coupe du Pont du Nil offre des conditions d'accessibilité parfaites ; ses affleurements sont frais, étendus, continus (tranchée de route). Le seul inconvénient à nos yeux est qu'il y a passage, au sommet, au faciès local des Strates de l'Abbai et non à celui plus généralisé des Calcaires d'Antalo : le siltstone mêlé de shales de la base des Strates de l'Abbai est un faciès de transition équivalent aux calcaires gréseux de la base des Calcaires d'Antalo en d'autres régions.

Nous proposons ainsi la définition du "*Facies Grès d'Adigrat*" :

- Grès quartzeux à niveaux silteux et conglomératiques, à litage entrecroisé fréquent et couleur générale rosée à rougeâtre ;
- Repose sur le Socle ancien ou les sédiments anté-permiens ; il n'est pas plissé ;
- Dépôt molassique principalement continental, fluvial ou deltaïque, passant progressivement vers le sommet à un faciès marin calcaire ou évaporitique ;
- Son âge est compris entre le Permo-Trias et le Jurassique moyen inclus ;
- Localité-type : Pont du Nil.

4 - FACIES ANALOGUES EN AFRIQUE ORIENTALE ET EN ARABIE

La sédimentation continentale détritique a été importante en Afrique à partir du Permo-Trias. Sa durée a pu couvrir tout le Secondaire. Elle a donné lieu aux "Grès de Nubie" à l'Est, au "Continental Intercalaire" au Sahara. Une partie seulement de ces formations est comparable au Faciès Adigrat. Sur les marges continentales, les influences marines ont été fréquentes.

4.1 ARABIE - YEMEN

La *Série de Kholan* observée au Yémen et datée Trias-Lias (A. CARPENTIER et P. LAMARE, 1930 ; F. GEUKENS, 1966) équivaut, du moins en partie, au faciès des Grès d'Adigrat (sa base est peut-être plus ancienne, voir chapitre précédent). A Aden cependant, Z.R. BEYDOUN et J.E. GREENWOOD (1968) estiment que l'âge triasique de cette même formation est peu vraisemblable. En Arabie, le Permien et le Trias sont représentés par plusieurs

formations présentant au moins localement un faciès gréseux. Un épisode évaporitique est connu au Trias ("Sudair Formation"). Les "Grès de Minjur" du Trias supérieur sont bien comparables aux "Grès d'Adigrat" ; ils sont recouverts par les calcaires jurassiques de la "Marrat Formation" (R.W. POWERS, 1966).

4.2 EGYPTE - SOUDAN

Le dépôt des "Grès de Nubie" continentaux s'étend jusqu'à la transgression cénomaniennne. A proximité de la frontière éthiopienne, les *Grès de Gedaref* ont été comparés aux "Grès d'Adigrat" par A.J. WHITEMAN (1971). En fait, J. CHIALVO (1975) a montré qu'ils représentaient des lambeaux des *Grès de Nubie*.

4.3 SOMALIE

43.1 Dans le Nord de la Somalie on trouve des dépôts détritiques continentaux non datés entre le Socle et le Jurassique et contenant parfois des coulées basaltiques interstratifiées (J.A. HUNT, 1956). Cette formation varie considérablement quant à son âge : en Somalie de l'Ouest, elle est considérée comme largement du Jurassique inférieur (Lias?) et peut-être plus ancienne dans l'Est du pays (A. AZZAROLI et V. FOIS, 1964). En revanche, dans la région de Borama, elle est datée du Dogger par E. ABBATE et coll. (1974).

La variation d'épaisseur des grès dépend des conditions paléogéographiques : une zone émergée orientée WSW-ENE traversait probablement le Nord et le Centre de la Somalie. Les sondages ont montré que l'épaisseur des Grès d'Adigrat augmentait en direction de la côte de l'Océan Indien ; on retrouve là aussi le phénomène de subsidence sur les marges continentales.

43.2 Dans le Sud, des affleurements de grès, marnes, calcaires et évaporites situés dans la vallée du Giuba ont été groupés par G. STEFANINI en une *Série de Lugh*. L'auteur lui-même considéra cette reconstitution comme "artificielle et provisoire" ; il data cette série triasique, ou au moins rhétique, à oolithique inférieur et la mit en parallèle avec les "Grès d'Adigrat". Plus tard, G. TAVANI (1956) reconnut au nom de *Série de Lugh* un sens essentiellement lithologique limité au faciès gypseux qui n'est qu'une variation latérale de faciès de la *Série de Bardera* jurassique. Il semble néanmoins que les faciès marins soient apparus précocement dans la vallée du Giuba (Lias?).

Les mesures aéromagnétiques récentes ont mis en évidence une forte subsidence sur la côte de la Somalie méridionale avec accumulation importante de sédiments anté-jurassiques (M.D. BELTRANDI et A. PYRE, 1972).

Figure 74: coupes géologiques en Afrique Orientale (d'après R.W. Hutchinson & G.G. Engels, A. Azzaroli & V. Fois, M.D. Beltrandi & A. Pyre)

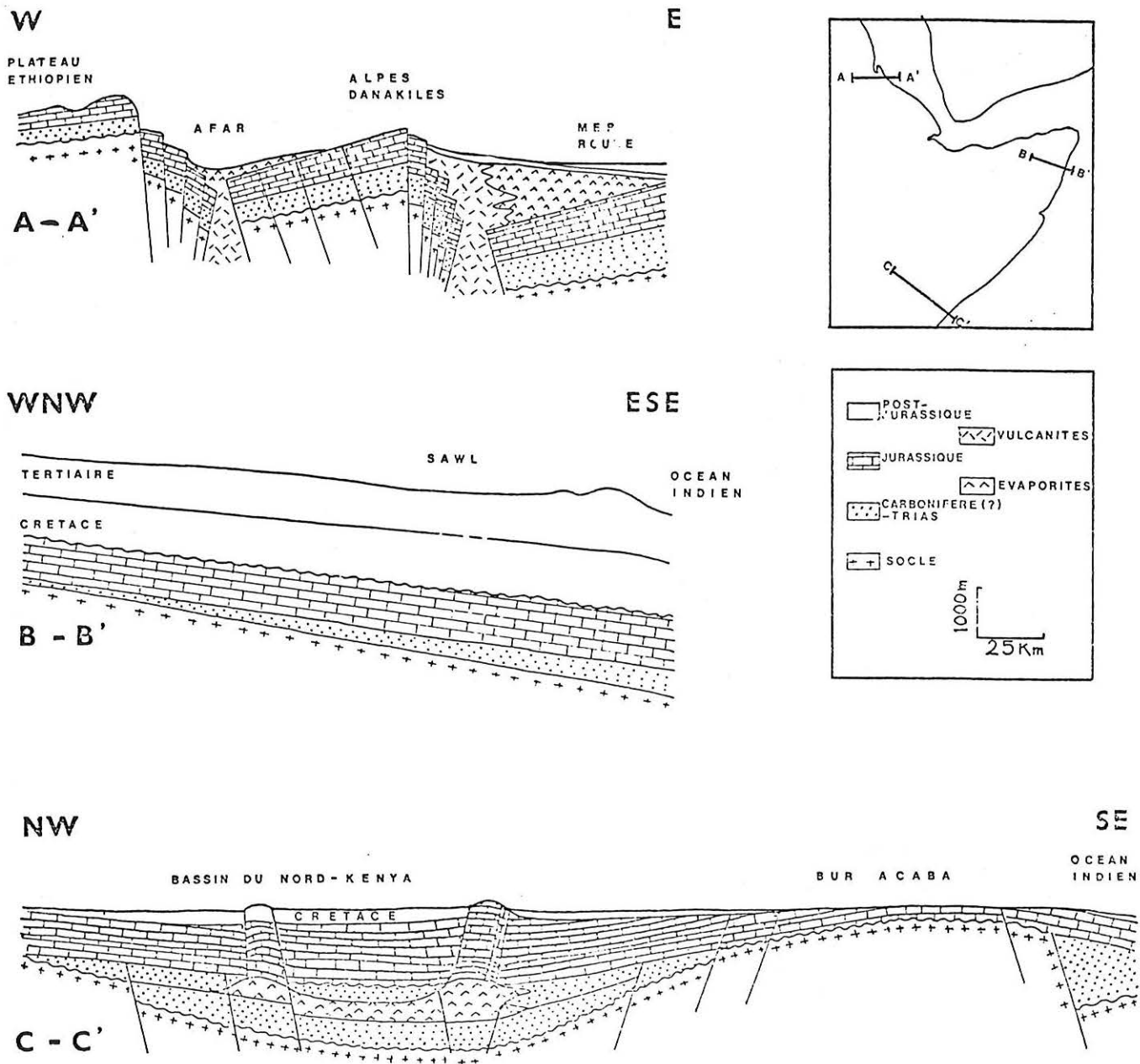


Fig. 72 – Coupes géologiques à travers l’Afrique Orientale.
 Sections through East Africa (according to : R. W. HUTCHINSON & G.G. ENGELS,
 A. AZZAROLI & V. FOIS, M. D. BELTRANDI & A. PYRE, P. G. PURCELL).

4.4 KENYA

44.1 SERIE DE LUBUR

C. ARAMBOURG (1933) a décrit à l'Ouest du lac Rodolphe une série détritique faite de 200 mètres de grès et poudingues, formée d'éléments du Socle, au litage parfois entrecroisé et dépourvue de fossiles. Elle est surmontée par des basaltes miocènes. Son allure de dépôt littoral amena l'auteur à la rapprocher provisoirement des "Grès d'Adigrat". La Série de Lubur marquerait ainsi le maximum d'extension vers le Sud de la transgression mésozoïque (G. DAINELLI, 1956).

Cependant, W. PULFREY (1956) a situé dans les Monts Labur, partie du massif de Turkana, des conglomérats, grès et shales sableuses avec des bois fossilisés nommés *Turkana grits*, retrouvés également à l'Est du lac Rodolphe où leur épaisseur est de 70 mètres. L'âge est incertain : il peut s'agir de sédiments mésozoïques ou plus probablement, selon l'auteur, de dépôts continentaux miocènes. Il est évident que la détermination des bois fossilisés apporterait une réponse. En tout cas, *Série de Lubur* et *Turkana grits* semblent bien désigner les mêmes couches.

44.2 MANSA GUDA

Les Grès de Mansa Guda s'étendent du Nord du Kenya à la frontière sud-éthiopienne et leur épaisseur diminue corrélativement de 600 à 6 mètres seulement. Ce sont des grès grossiers brunâtre-rouge contenant des conglomérats et des niveaux de grès fins. Leur litage est horizontal ou entrecroisé. Ils représentent des alluvions deltaïques déposées au Trias-Lias (W.O. CLIFT, 1956 ; W. PULFREY, 1956).

Les mesures aéromagnétiques ont montré une forte subsidence des sédiments anté-jurassiques avec intercalations évaporitiques.

44.3 GRES DE DURUMA

C'est un complexe détritique épais (4000 m) situé sur la côte kenyane, dans la région de Mombasa. La base comprend une tillite paléozoïque (*Taru grits*, voir chapitre précédent). Son sommet contient notamment *Dadoxylon sclerosum* (Trias?). Les *Grès de Duruma* sont considérés comme des dépôts continentaux molassiques de marge continentale (forte subsidence vérifiée par les mesures sismiques ; P.G. PURCELL, 1976) ; ils sont bien comparables aux "Grès d'Adigrat".

5 - MILIEU DE DEPOT DU FACIES "GRES D'ADIGRAT"

5.1 CONDITIONS DE DEPOT

Les "Grès d'Adigrat" présentent les caractères du faciès molasse, tel que l'ont défini A. BERSIER (1959), R.F. RUTSCH (1970) et J. PERRIAUX (1974) : faciès détritique déposé au voisinage de la mer et constitué par la répétition de séquences rythmées à plusieurs termes :

conglomérats à la base du rythme, puis grès et argiles au sommet (grano-décroissance). Les bancs érodent les sommets des bancs sous-jacents et leur base contient des galets mous de remaniement. Le litage est généralement oblique ou entrecroisé mais horizontal pour les dépôts fins. Une chenalisation très générale explique la faible extension latérale des assises.

Les "Grès d'Adigrat" représentent pour nous l'accumulation des produits de dégradation des reliefs mis en place ou retouchés au Carbonifère. D'ailleurs, ces reliefs ont pu continuer à subir des déformations épirogéniques pendant le Permien, voire le Trias. La destruction des reliefs paléozoïques, constitués de roches granitiques et métamorphiques, a produit une arène qui a été transportée par les eaux courantes pour être accumulée sous forme de sable dans la zone de piedmont (dépôt de glaciaire) ou, bien plus loin, sur la zone littorale d'une mer épicontinentale (dépôt de delta).

La province d'origine des éléments détritiques doit être cherchée d'abord dans la zone des reliefs carbonifères. Les matériaux du Bassin du Nil Bleu, comme ceux du Tigré, viennent très vraisemblablement de la zone frontalière éthiopico-soudanaise. L'origine de ceux du Harar est plus incertaine : elle pourrait être localisée au Nord-Ouest des affleurements actuels, soit à l'emplacement du Rift. Dans le cadre de la théorie d'une dérive ultérieure de la plaque arabe par rapport au Plateau Éthiopien, cette région élevée hypothétique aurait été située sur le prolongement de la pointe Sud-Ouest du Yémen ; cette même région aurait pu être également une source de matériaux pour les "Grès d'Adigrat" des Alpes Danakiles et ceux des Séries de Kholan (voir reconstitution paléogéographique). Même incertitude pour l'origine des éléments des Grès de l'Est-Ogaden et de la Somalie qu'on pourrait placer quelque part à l'Est du Rift actuel (prolongement de la pointe du Yémen?).

La puissance des matériaux détritiques est variable suivant les régions : la sédimentation était faible sur les "pédiments", mais très importante dans les "bahadas". Ce fort remblayage local a été favorisé par un lent phénomène de subsidence particulièrement remarquable dans le Bassin de Mekele au Tigre, sur les côtes de la Mer Rouge et sur celles de l'Océan Indien.

Cependant, il ne faut pas exagérer l'importance et la vitesse de l'érosion des reliefs et de l'enfoncement des bassins. Il est bon de rappeler qu'en certains lieux le dépôt du faciès "Grès d'Adigrat" s'est étendu dans le temps, depuis le Permien jusqu'au Lias, voire jusqu'au début du Dogger, c'est-à-dire pendant une période fort longue. Nous verrons par la suite que les zones de reliefs, qui ont subi l'érosion et fourni les éléments pendant cette période, ont joué le même rôle au Crétacé : CETTE PERSISTANCE DES RELIEFS IMPLIQUE SOIT UN TAUX D'ÉROSION MODÈRE, SOIT UN RAJEUNISSEMENT CONSTANT.

5.2 CLIMAT AU PERMO-TRIAS

La couleur rouge des grandes séries détritiques a été judicieusement interprétée par G. MILLOT, J. PERRIAUX et J. LUCAS (1961) comme le résultat de l'action d'un climat chaud avec une alternance de saisons sèches et de saisons humides. Nous empruntons à ces auteurs la

plupart des considérations qui suivent en les adaptant à notre région : les grès rouges seraient le produit du remaniement d'arène rubéfiée formée sur les reliefs mis en place au Carbonifère pour l'Éthiopie. La couleur rouge des dépôts est donc apportée avec les éléments des grès ; elle s'est produite lors de l'altération du Socle cristallin en pays chaud à saisons alternativement pluvieuses et sèches. "L'humidité amorce les hydrolyses et, au premier chef, celle des silicates ferro-magnésiens qui libèrent le fer tandis que la saison sèche marquée fixe les sesquioxydes de fer."

De nombreux auteurs sont arrivés à des conclusions similaires [F.B. VAN HOUTEN (1961); R.F. SCHMALZ (1968)]. Deux conditions sont nécessaires à la formation des hématites : un climat humide et de préférence chaud pendant lequel le fer peut être libéré des minéraux par altération chimique, un climat sec provoquant la deshydratation des produits d'altération. Cependant, T.R. WALKER soutient que le pigment hématitique des couches rouges anciennes a été formé in situ, après le dépôt, sous un climat chaud et aride.

La végétation qui recouvrait les reliefs et les zones d'épandages du Permo-Trias semble avoir été chétive. En effet, une couverture forestière continue peut être exclue car elle aurait maintenu l'humidité et favorisé une hydrolyse beaucoup plus poussée des silicates. D'autre part, le climat tropical sec favorise peu la forêt : c'est plutôt, de nos jours, un climat de savane et de brousse, comme celui du Rift Éthiopien. Ce climat tropical sec peut évoluer temporairement ou localement vers l'aridité : l'examen des dépôts de glaciés et des alluvions fluviales des zones actuellement désertiques mais jadis soumises à un climat moins aride, se rapprochant du climat tropical sec (Hoggar par exemple), montre l'abondance des blocs polygéniques peu altérés, avec en particulier des feldspaths bien conservés. Certains échantillons de "Grès d'Adigrat" présentent ces caractères. Enfin, on remarque la rareté des traces végétales conservées à cette époque, alors qu'au Crétacé les troncs silicifiés abondent dans des grès du même type. En conclusion, on peut dire que les conditions climatiques d'alors semblaient peu favorables à la végétation.

"Il semble que les reliefs comme les champs d'épandage eux-mêmes devaient être peu peuplés, toujours remaniés, toujours rajeunis et couverts d'une maigre végétation, sauf dans les bas-fonds, tenus à l'humidité permanente." (G. MILLOT et coll., 1961).

Le dosage des isotopes de l'oxygène contenus dans des tests de Brachiopodes ayant vécu dans un même lieu mais en des temps différents a montré une forte élévation de température du Carbonifère au Permien (10° C) (L. CAHEN, 1962). Sur le continent de Gondwana, L. KING (1961) déduit, quant à lui, que le climat de l'Afrique de l'Est était tempéré chaud au Permien.

Les données géophysiques confirment la probabilité d'un climat chaud en Éthiopie pendant le Permien et le Trias. Selon de nombreux auteurs [A.E.M. NAIRN (1961), L.A. FRAKES et J.C. CROWELL (1970), M.W. McELHINNY et coll. (1968)] le pôle magnétique a migré en direction du Pôle Sud actuel pour atteindre la latitude de 70°S au Trias. G. PAUTOT et X. LE PICHON placent le paléo-équateur permien sur le Centre-Sud de la France et le paléo-équateur triasique sur la pointe du Sinaï.

Figure 70: position des paléoéquateurs au Permien et au Trias, d'après G. Pautot & X. Le Pichon

Un calcul approximatif montre que l'Ethiopie centrale était à 44° de latitude Sud au Permien et à 18° de latitude Sud au Trias, c'est-à-dire dans une position géographique qui la placerait actuellement dans la zone tropicale. Assez curieusement, le massif des Vosges était alors à 18° de latitude Nord au Trias, soit dans des conditions climatiques comparables. Il n'est donc pas gratuit de rapprocher la formation des "Grès d'Adigrat" de celle des "Grès vosgiens" et d'invoquer les mêmes mécanismes pour leur origine.

6 - DEFORMATIONS TECTONIQUES

6.1 Les mouvements épirogéniques ont fortement influencé la sédimentation en déterminant une structure de reliefs et de bassins. Un certain nombre d'observations conduit à ce schéma :

a) En certains points du territoire considéré, la forte épaisseur des grès témoigne de phénomènes de subsidence localisée atteignant leur apogée au Jurassique (Tigre) ;

b) En d'autres points, les couches calcaires jurassiques recouvrent presque directement le Socle (Sud et Est de l'Ethiopie). L'absence de dépôt permo-triasique est expliquée soit, de préférence, par une absence de sédimentation, c'est-à-dire par une zone de relief située en cet endroit, soit à la rigueur par une érosion à la fin du Trias consécutive à un soulèvement. Mais dans les deux cas, cette disposition stratigraphique implique une zone de relief ;

c) Dans la région du Nil Bleu, la compétence des courants croît avec le temps, tandis que leur direction se stabilise : l'explication est donnée par un mouvement progressif de surrection de la région Nord occidentale.

Les explorations sismiques et aéromagnétiques faites dans le Sud de la Somalie et le Nord du Kenya ont mis en évidence le même type de disposition structurale, mais commandé par failles. Il s'agit de horsts et de grabens grossièrement orientés NNE-SSW /M.D. BELTRANDI et A. PYRE (1972) et P.G. PURCELL (1976)/. Le même type de structure a été retrouvé sur les côtes kenyanes et tanzaniennes /R. WALTERS et R.E. LINTON (1972) et P.E. KENT et O.B. PERRY (1972)/. Il n'y a pas de sédiments anté-jurassiques sur les horsts. Les grabens sont remplis par d'épais dépôts détritiques et évaporitiques.

Cette disposition en horst et grabens peut être aisément appliquée aux reliefs et bassins éthiopien et Nord-somalien :

a) Les intercalations volcaniques signalées dans les "Grès d'Adigrat" de Somalie sont interprétés comme les témoins de fracturations.

b) Les photos prises par satellite dans la région comprise entre la rivière "Little Angar" et le Nil Bleu (coordonnées 10°20'N-36°30'E) révèlent dans le Socle ancien des linéaments NE-SW dont l'orientation diffère de celle des fractures du Rift. Ces linéaments ne peuvent pas être suivis dans la couverture basaltique ; ils correspondraient à des failles antérieures à celles du Rift.

L'Ethiopie au Permo-Trias avait donc probablement une structure faillée comparable à celle des marges continentales de l'Afrique de l'Ouest ou de l'Amérique du Nord (P.A. RONA, 1970).

6.2 Quelle place prennent ces déformations dans l'évolution tectonique de l'Ethiopie?

62.1 On connaît peu de choses sur l'Orogénèse hercynienne en Ethiopie : la discordance locale du Faciès Adigrat sur les sédiments carbonifères montre l'existence d'une phase de plissement (post)-Carbonifère. La fracturation et les subsidences locales apparaissent comme l'expression tardive de la même Orogénèse. Il semble que ces mouvements n'aient pas modifié fondamentalement le paysage hérité de ceux du Carbonifère (et des phases antérieures) : l'emplacement de la zone d'érosion du Nord-Est (zone éthiopico-soudanaise) varie peu. La direction générale des linéaments permo-triasiques apparaît également peu différente de celle des linéaments du Socle ancien précambrien-ordovicien, préférentiellement Nord-Sud mais, de fait, assez variable (L. PICARD, 1970).

En Afrique, la charpente ancienne précambrienne a fortement influencé les mouvements ultérieurs, en particulier ceux du Permo-Trias ; c'est la conclusion à laquelle sont arrivés de nombreux auteurs : citons P.A. RONA (1970) pour l'Afrique de l'Ouest, K.G. COX (1970) en Afrique du Sud, B.C. KING (1970), R.B. McCONNELL (1974) en Afrique de l'Est, R. FURON (1970) pour les pays de la Mer Rouge, V. KAZMIN et C.R. GARLAND (1973) en Ethiopie. Les déformations se font ainsi toujours dans les mêmes "zones actives".

62.2 Le rapport de ces mouvements permo-triasiques avec la fracturation coénozoïque est également mal déterminé. Peut-on parler de "proto-rift" comme le fait R.B. McCONNELL (1974) dans son étude générale des plateformes continentales? Le Bassin permo-triasique du Nil Bleu occupe à peu près le même emplacement que la partie septentrionale du Rift actuel (Afar) et la direction de sa bordure Nord-Ouest semble en être peu différente. Néanmoins, la superposition des deux structures n'est plus possible au Sud ; d'autre part, le repositionnement de l'Arabie avant l'ouverture de la Mer Rouge exclut toute coïncidence au Nord de l'Afar.

Le problème apparaît plus clair en Somalie où les fractures tertiaires correspondent assez bien avec l'orientation et la limite du Bassin côtier permo-triasique.

62.3 La mise en évidence de fractures anté-jurassiques au Nord-Kenya et en Somalie a conduit P.G. PURCELL (1976) à considérer ces accidents comme annonciateurs de la rupture du continent de Gondwana. Les bassins d'accumulation contrôlés par failles seraient les hémigrabens d'une phase d'effondrement ("Rift stage") précédant la séparation continentale ("Drift stage"). Citant D. FALVEY (1974), le même auteur donne le chiffre de 50 millions d'années au moins pour l'espace de temps s'écoulant entre les deux phases. Dans le cas présent, la fragmentation du continent de Gondwana se placerait au Jurassique.

Nous remarquerons que la reconstitution du même continent demeure encore aléatoire. En particulier, la place dévolue à la péninsule indienne avant sa dérive ne fait pas l'unanimité des auteurs. Certains la placent de long de Madagascar, aux larges des côtes de Tanzanie (A.G. SMITH et A. HALLAM, 1970) ; d'autres la situent plus au Sud, à la latitude du Mozambique (K.G. COX, 1970). Dans la première hypothèse, le Nord de la péninsule indienne aurait été proche au Permo-Trias des côtes de Somalie. Dans la deuxième, la nature de ce qui s'étendait à l'Est de ces mêmes côtes est inconnue.

Le mouvement exact du début de la séparation continentale à l'Est de l'Afrique suscite autant de voix discordantes. P.E. KENT et J.T. O'B. PERRY (1973) estiment que les efforts de distension sont apparus dès le Permien. E.C. KRAUSS (1967), R.S. DIETZ et J.C. HOLDEN (1970) datent cette séparation du Trias. Pour D.H. TARLING (1971), elle se situe au Jurassique moyen. A.G. SMITH et A. HALLAM (1970), comparant les différents arguments, la placent entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur. J.J. VEEVERS et coll. (1971) placent la formation de l'Océan Indien au Crétacé supérieur. Pour W.T.C. SOWERBUTT (1973), la séparation de Madagascar est Crétacé. R. FÖRSTER (1975) enfin admit qu'il a toujours existé un chenal entre Madagascar et les côtes africaines : la séparation de Madagascar n'aurait en fait jamais eu lieu.

7 - RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

Nous venons de voir qu'une grande partie de l'Ethiopie avait subi un remblaiement molassique au Permo-Trias dans les zones de piedmont (glacis continentaux), les bordures côtières (aires deltaïques) et les bassins continentaux subsidents. Nous avons tenté de situer les reliefs, lieux d'érosion d'où provenaient les débris, reliefs qui pouvaient néanmoins connaître les accumulations détritiques relativement ponctuelles et faibles.

Nous allons chercher maintenant à établir la paléogéographie complète de la région éthiopienne en utilisant les données suivantes :

- La répartition actuelle des faciès gréseux attribués au Permo-Trias et rencontrés en affleurements ou par sondages en Ethiopie et dans les pays limitrophes ;

- L'épaisseur, la direction des paléocourants et la composition minéralogique des "Grès d'Adigrat" permo-triasiques d'Ethiopie.

Nous serons amenés à considérer l'ensemble Ethiopie - Somalie - Arabie avant le phénomène d'ouverture de la Mer Rouge dans le cadre de la théorie mobiliste. Pour la position de l'Arabie avant sa dérive, nous employerons le modèle mis au point par D.G. ROBERTS (1970) à la suite des mesures paléomagnétiques de T.D. ALLAN (1970) et des recherches de géologie appliquée de R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS (1970).

Figure 74: structure présumée de l'Afrique Orientale au Permo-trias

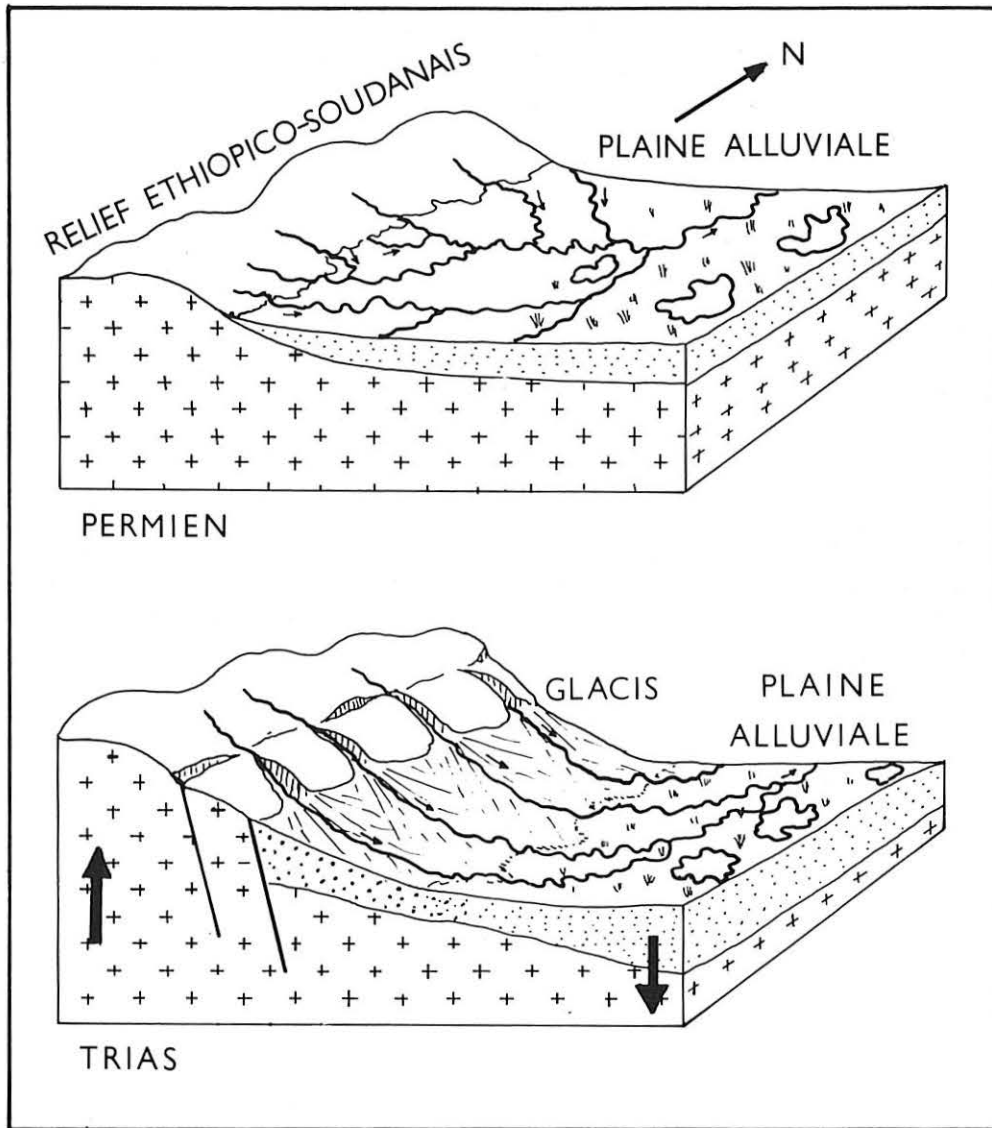


Fig. 73 – Evolution hypothétique du Bassin moyen du Nil Bleu au Permien et au Trias.
Hypothetical depositional model in the Blue Nile area at Permian and Triassic times.

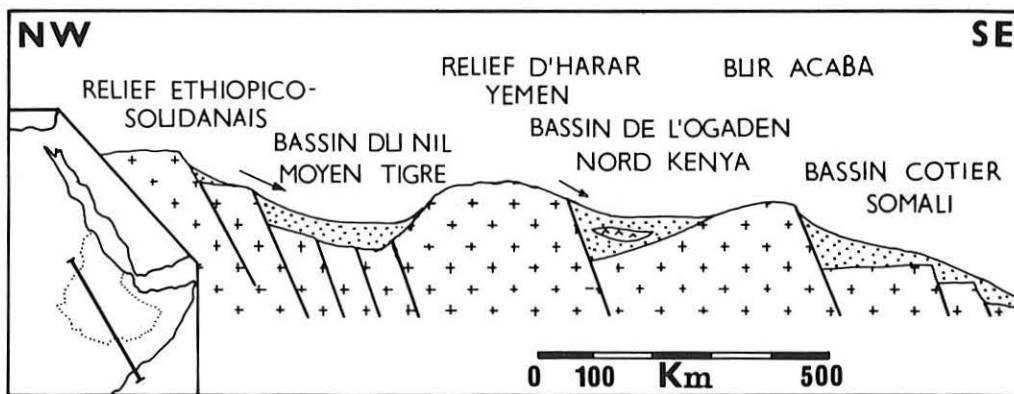


Fig. 74 – Structure présumée de l'Afrique Orientale au Permo-trias.
Hypothetical structure of the Horn of Africa during the Permo-triassic time.

7.1 REPARTITION DES AIRES D'EROSION ET DES AIRES DE SEDIMENTATION

L'étude tectonique précédente a montré que l'Ethiopie ne peut pas être considérée comme une simple zone d'épandage s'étendant depuis le pied d'un relief occidental jusqu'aux rivages de la Tethys. Il n'y avait pas de "glacis éthiopien" simple au Permo-Trias.

La région éthiopienne était faite de reliefs, source des apports, et d'aires d'accumulation. Leur répartition géographique peut être reconstituée à l'aide des affleurements de grès, estimés permo-triasiques, figurés sur les cartes géologiques de G. DAINELLI et V. KAZMIN. Des données plus précises concernant essentiellement l'épaisseur du faciès sont contenues dans la deuxième partie de ce travail (Etudes Locales) pour le Bassin du Nil Bleu et l'Harar, dans la synthèse de D.N. JELENC (1966) pour l'Ogaden, les travaux de A. AZZAROLI et V. FOIS (1964), E. ABBATE et coll. (1974) pour la Somalie, ceux de E. ABBATE et coll. (1968), M. BEYTH (1972), C. GARLAND (1972) pour le Tigré, R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS (1970, 1972) pour l'Erythrée, Z.R. BEYDOUN (1970) pour les côtes d'Aden et de Somalie du Nord, F. GEUKENS (1966) pour le Yémen, R.W. POWERS et coll. (1966), G.F. BROWN (1970) pour l'Arabie, M.D. BELTRANDI et A. PYRE (1972), P.G. PURCELL (1976) pour le Sud de l'Ethiopie et le Kenya.

Les zones de reliefs et de bassins de sédimentation paraissent allongés sensiblement NE-SW. On peut reconnaître l'alternance suivante, du Nord-Ouest au Sud-Est :

- Relief éthiopico-soudanais
- Bassin du Tigre et du Nil Bleu
- Relief du Harar et du Yémen
- Bassin de l'Ogaden et du Nord-Kenya
- Relief du Bur Acaba
- Bassin des côtes somalie et kenyane

Par généralisation de l'hypothèse de P.G. PURCELL, il est possible d'interpréter ces structures comme le résultat d'une fracturation parallèle, grossièrement NE-SW : l'alternance des zones de reliefs et de sédimentation correspondrait à une disposition de horsts et de grabens.

7.2 LES GRANDES UNITES STRUCTURALES PERMO-TRIASIQUES

72.1 LE RELIEF ETHIOPICO-SOUDANAIS

Cette zone de relief, déjà présente au Carbonifère, a fourni les matériaux des "Grès d'Adigrat" du Bassin moyen du Nil Bleu. Elle a très probablement alimenté également le Bassin de Mekele dont les niveaux détritiques de base peuvent être triasiques (c'est le sommet de la formation qui a été daté du Dogger).

Sa limite orientale est toute approximative : elle a été placée à la disparition des affleurements d'Adigrat (à Arjo, dans la région de Lekempti). Un affleurement plus occidental et attribué aux "Grès d'Adigrat" a été cartographié dans le haut bassin de la rivière Dinder, le long de la frontière soudanaise. On ne connaît rien à son sujet : s'agit-il véritablement de "Grès d'Adigrat"? Dans l'affirmative, ces grès sont-ils permo-triasiques? Dans ce dernier cas, ils indiqueraient l'emplacement d'une zone de sédimentation supplémentaire plus à l'Ouest.

Ces reliefs étaient faibles au Permien, à la suite de l'érosion fini-carbonifère : les matériaux arrivant dans le Bassin du Nil Bleu sont généralement fins et transportés par les cours d'eau selon des directions variables. Ils furent probablement rehaussés au Trias, ce qui expliquerait la grossièreté des grès triasiques, la compétence plus forte et la direction plus constante des paléocourants.

72.2 LE BASSIN DU TIGRE ET DU NIL BLEU

Ce bassin, de structure probablement assez complexe, s'étendait depuis la Mer Rouge actuelle jusqu'au-delà de Lekempti. Un phénomène de subsidence plus ou moins accusé et plus ou moins précoce selon les endroits, a fragmenté cette longue zone de sédimentation en une suite de bassins alignés.

Au Nord des Alpes Danakiles (région de Mersa Fatma), l'épaisseur des grès augmente vers le Nord-Est, à l'emplacement de la Mer Rouge, et leur faciès devient plus "profond" (R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS, 1972 et V. KAZMIN, 1975). La Série de Kholan au Yémen s'épaissit également en direction de la Mer Rouge (F. GEUKENS, 1966). Au-delà du Yémen, le bassin se poursuivait en Arabie Saoudite (Grès de Minjur) pour se raccorder au domaine marin épicontinental.

Dans le Tigre, au Sud de Mekele, les "Grès d'Adigrat" s'épaississent graduellement. Les paléocourants sont de provenance Nord-Est (E. ABBATE et coll., 1968). La base de la formation est faite d'un grès fin à moyen, bien classé, qui possède apparemment les caractères d'un dépôt fluviatile long ou deltaïque. On remarque ainsi que les matériaux ne provenaient pas des reliefs immédiatement voisins, mais d'un transport long depuis le Sud-Ouest, c'est-à-dire la région du Nil Bleu.

Dans la région du Nil Bleu enfin, la subsidence était faible au Permien, mais s'accroît au cours du Trias, corrélativement à la surrection du relief éthiopico-soudanais. Il s'établit, au pied du relief disséqué par un réseau non hiérarchisé, un glacis alimenté par des torrents coulant tous vers le Sud-Est. Les matériaux les plus fins étaient entraînés plus loin vers une aire moins déclive puis transportés par les rivières en direction du Nord-Est.

Figure 73: évolution hypothétique du Bassin moyen du Nil Bleu au Permo-trias

Ce grand bassin du Nil Bleu et du Tigre se présentait donc comme une large gouttière assymétrique alimentée exclusivement par son côté occidental qui s'ouvrait largement au Nord-Est sur le domaine marin et dont les contours méridionaux sont inconnus. On peut comparer

l'orientation de son réseau hydrographique à celle du Rift actuel dans sa partie moyenne : les torrents grossièrement parallèles entre eux descendent du Plateau Ethiopien pour épandre leurs débris au pied de l'abrupt. Les matériaux sont en partie repris et transportés par l'Awash qui divague et dépose sa charge solide dans l'Afar.

C'était donc un GLACIS CONTINENTAL AU PIED DU RELIEF ETHIOPICO-SOUDANAIS S'ARTICULANT AVEC UNE PLAINE D'EPANDAGE LEGEREMENT INCLINEE VERS LE NORD-EST ET OUVERTE AUX INFLUENCES MARINES DE LA TETHYS, "domaine intermédiaire" selon G. BUSSON (1969) entre les milieux marin et continental. Il semble difficile de raccorder cette dépression avec le bassin de Lugh-Mandera comme le proposent M.D. BELTRANDI et A. PYRE (1972), de façon à reconstituer un sillon Nord-Sud qui rappelle le sillon trans-érythréen de W.J. ARKELL.

72.3 RELIEFS LAC RODOLPHE - HARAR - SUD YEMEN

L'étude locale a montré qu'à proximité de la ville d'Harar, les "Grès d'Adigrat" sont d'âge jurassique ; cette zone était donc soumise à l'érosion continentale pendant le Permo-Trias.

Dans la région de Berbera, en Somalie du Nord, les "Grès d'Adigrat" sont peu épais. E. ABBATE et coll. (1954) les estiment d'âge bajocien-callovien. La série jurassique peut manquer complètement en certains points. Dans l'Ile de Socotra, le Crétacé est transgressif sur le Socle.

Au Yémen, près de la ville de Taizz, la Série de Kholan disparaît et le Socle est directement recouvert par les calcaires du Jurassique moyen (F. GEUKENS, 1966). En Hadramaout et au Dhofar, la Série de Kholan, quand elle existe, est peu épaisse, probablement marine et d'âge jurassique. Les sédiments jurassiques sont localement absents (Z.R. BEYDOUN, 1966).

Les mêmes dispositions stratigraphiques se retrouvent donc au Harar, en Somalie du Nord et sur les côtes de la péninsule arabique. Le Permo-Trias y est généralement absent. Ces régions étaient occupées par un relief, probablement unique, où sévissait l'érosion continentale.

Dans le Sud-Ouest de l'Ethiopie, entre Arjo et Moyale et à la périphérie du Lac Rodolphe, les affleurements de roches sédimentaires ne sont pas connus. A l'Est de Moyale, les calcaires jurassiques des formations de Dibigia et Ganale Doria recouvrent directement le Socle (V. KAZMIN, 1973). Il en est de même pour les calcaires quartzeux de Matagoi en Somalie du Sud, que G. DAINELLI (1943) estime liasiques. Les mesures géophysiques de M.D. BELTRANDI et A. PYRE (1972) ont confirmé l'amincissement progressif vers l'Ouest des sédiments anté-jurassiques ; à Moyale, les Grès de Mansa Guda sont réduits à quelques mètres ; ils disparaissent au-delà. En outre, les failles anté-jurassiques sont nombreuses. Une zone de reliefs existait donc également dans la région du Lac Rodolphe ; mais, dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas possible de préciser ses relations avec le relief du Harar.

Si le faciès "Grès d'Adigrat" est mince, voire inexistant, à proximité de l'emplacement présumé du relief de l'Harar, il s'épaissit vers le Sud-Est d'après les sondages (A. AZZAROLI et V. FOIS, 1964 ; D.N. JELENC, 1966). Dans le massif du Chercher, la vallée de la Soka se situe en bordure de ce bassin d'accumulation.

En Somalie méridionale, à Lugh, le faciès évaporitique de la "Série de Lugh" repose sur les Grès de Mansa Guda dont les mesures sismiques et aéromagnétiques ont montré l'épaisseur (plus de 2000 m). Il y a là un bassin d'accumulation formé avant le Jurassique par l'effondrement du Socle et qui est vraisemblablement la continuation de celui de l'Ogaden. Au Sud, ce bassin se poursuit par celui de Lamu (près de Mombasa) et celui de la côte tanzanienne. D'épaisses formations évaporitiques y ont été mises en évidence.

Le Socle ancien surgit au milieu des roches sédimentaires dans le Sud de la Somalie, près de Mogadiscio : le relief du Bur Acaba n'a pas été simplement dégagé récemment de la couverture sédimentaire. Comme l'avait pressenti G. DAINELLI, il s'agit bien d'une zone qui fut constamment émergée et soumise à l'érosion continentale pendant tout le Mésozoïque. Les mesures géophysiques ont montré que la crête du Bur Acaba se poursuit sous la couverture jurassique au Nord comme au Sud. Ses flancs sont fortement affectés de failles anté-jurassiques : le relief du Bur Acaba est un horst soulevé au Permo-Trias qui sépare deux zones de sédimentations ("Bur Acaba ridge" de P.G. PURCELL, 1976). Les documents manquent pour connaître son articulation avec le relief du Nord de la Somalie.

Au pied de la bordure faillée du Bur Acaba, les recherches pétrolières ont permis de découvrir un bassin côtier subsident contenant une épaisseur considérable de sédiments paléozoïques (plus de 5000 m) (P.G. PURCELL, 1976) et qui s'étend au Sud jusqu'en Tanzanie. Son extension septentrionale est actuellement inconnue.

Les bassins permo-triasiques que nous avons cherché à délimiter ont été remplis principalement de sédiments détritiques en milieu deltaïque, c'est-à-dire à un niveau proche de celui de la mer. Il n'est pas étonnant alors de trouver, parmi les grès, des niveaux évaporitiques comme dans le bassin du Nord-Kenya et celui de Tanzanie. Les influences marines sont également décelables dans le Nord du Bassin Tigre - Nil Bleu, à l'emplacement des Alpes Danakiles actuelles (V. KAZMIN, 1975).

Le domaine marin proprement dit se situerait au Nord et au Sud de l'Ethiopie. L'Ouest du pays correspond assurément à la bordure du

PERMO-TRIAS

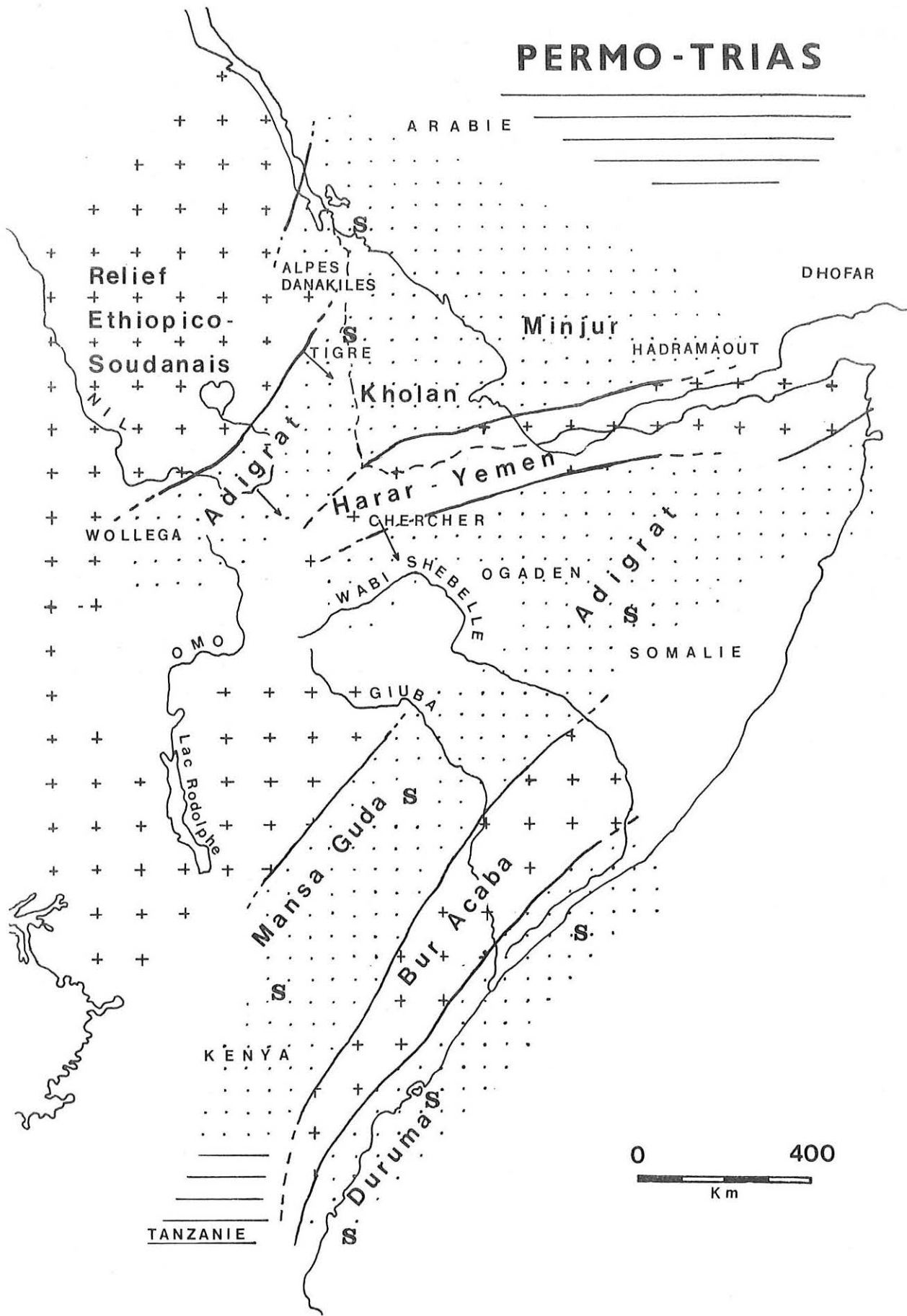


Fig. 75 — Paléogéographie de l'Ethiopie au Permo-trias.
 Paleogeographic reconstruction of Ethiopia at Permo-triassic time.

bouclier africain ; en revanche, on ne sait rien quant à ce qui était au large des côtes de Somalie (cf paragraphe 6),

Si l'on s'en tient aux reconstitutions paléogéographiques rassemblées par A. HALLAM (1973), le domaine marin s.s. occupait le Nord-Est de l'Arabie. Au Sud, les reconstitutions placent la Tanzanie au sein du continent de Gondwana. Il est alors difficile d'expliquer la présence des évaporites permo-triasiques de Tanzanie autrement que par une avancée marine de plus de 1000 kilomètres issue du Nord via l'Ogaden, alors qu'une incursion marine issue du Sud supposerait l'existence d'un domaine marin méridional.

Figure 75: paléogéographie de l'Ethiopie au Permo-trias

Légende des figures 75 à 80



domaine marin
shallow sea



sédimentation détritique
clastics deposition



aires d'érosion continentale
continental source areas



paleocourants



ligne de rivage
seashore



subsidence



evaporites

LIAS SUPERIEUR

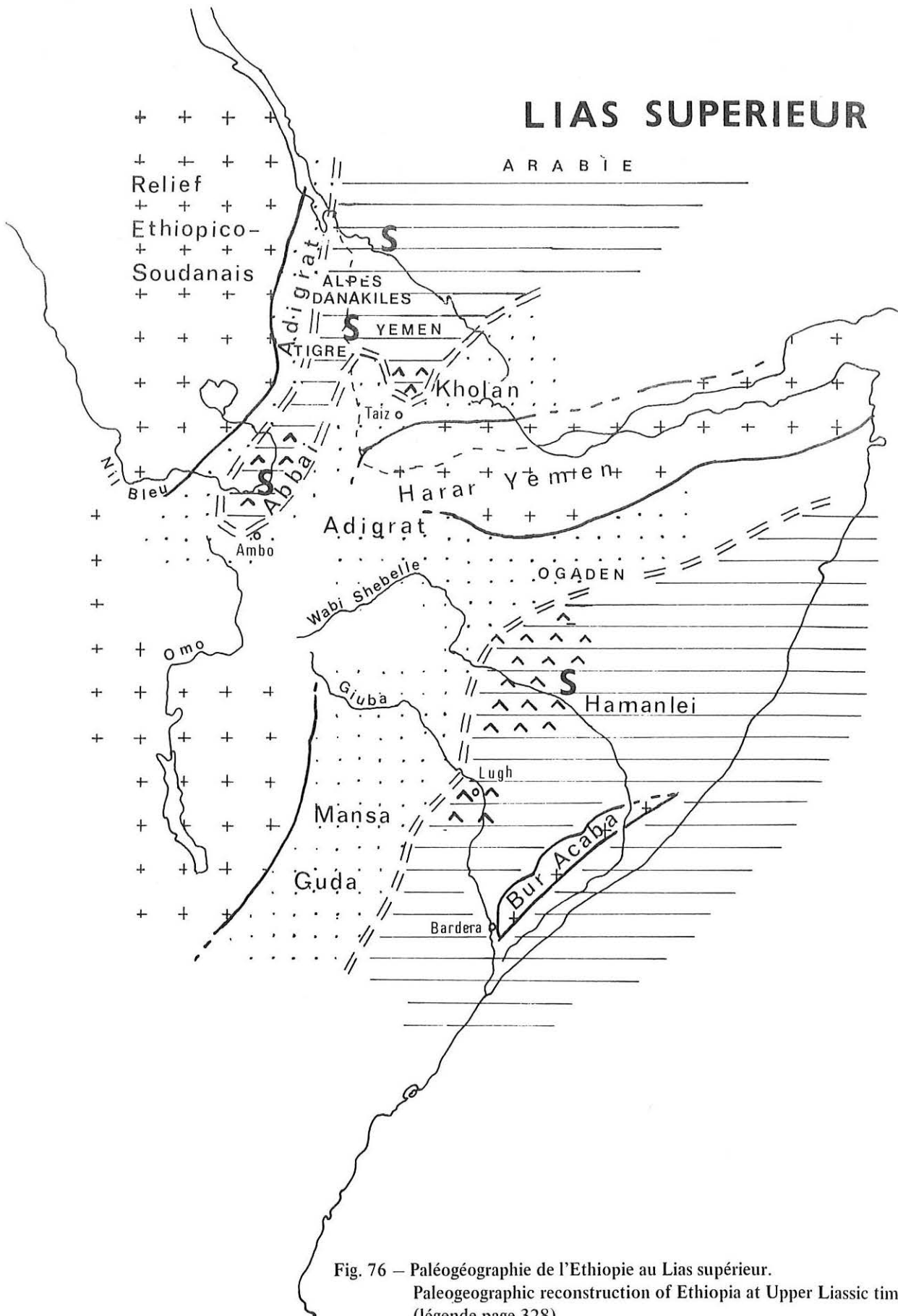


Fig. 76 — Paléogéographie de l'Ethiopie au Lias supérieur.
 Paleogeographic reconstruction of Ethiopia at Upper Liassic time.
 (légende page 328)

CHAPITRE 3

STRATES DE L'ABBAI

Ce faciès a été longuement étudié dans la coupe du Pont du Nil ; nous en rappellerons ici seulement les caractères généraux.

1 - NATURE ET EXTENSION

Le terme de "*Strates de l'Abbai*" a été proposé par E. KRENKEL (1925) pour désigner les couches à gypse comprises entre les couches des "Grès d'Adigrat" et celles des "Calcaires d'Antalo" du Bassin du Nil Bleu (ou Abbai). Ce faciès évaporitique est très localisé. Il est facile de délimiter son extension par l'examen des photos aériennes car le gypse confère au paysage un modelé et une végétation caractéristique. On peut l'observer dans la vallée moyenne du Nil Bleu et les basses vallées de ses tributaires, entre les rivières Ciai en amont (longitude 10°40'N) et Guder en aval.

La suite stratigraphique de ces couches est facilement établie le long de la route de Debre Marcos sur la rive gauche du canyon du Nil Bleu. Ce sont des argiles versicolores contenant du gypse en inflorescences diffuses ou en puissants bancs saccharoïdes. Il y a quelques intercalations de lits dolomitiques, certains contenant des petites coquilles de Lamellibranches. La base est gréseuse, le sommet est marneux ; il y a donc passage progressif de la sédimentation détritique des "Grès d'Adigrat" aux "Couches de l'Abbai", puis aux "Calcaires d'Antalo".

Contrairement aux autres auteurs, nous avons tracé la limite inférieure de ces couches à l'apparition des grès fins et des premières couches argileuses car ces faciès ne sont pas observés quand il y a passage direct du faciès Adigrat au faciès Antalo.

En l'absence de fossiles bien conservés et caractéristiques, l'âge de ces couches est estimé en grande partie liasique.

Des niveaux évaporitiques d'âge voisin sont également connus dans le bassin de l'Ogaden : en Ethiopie, dans la partie inférieure de la Série d'Hamanlei, en Somalie du Sud, à la base de la Série de Bardera. (V. KAZMIN, 1975 ; M.D. BELTRANDI et A. PYRE, 1973).

2 - MILIEU DE FORMATION

L'ambiance du dépôt des couches de l'Abbai a déjà été discutée (Partie II, Chapitre I). Nous avons exclu le milieu marin profond (présence de Lamellibranches, de kaolinite, de grains de quartz dans certains bancs)

Il s'agissait plutôt d'UN FOND DE GOLFE SUBSIDENT, PEU ELOIGNE DES APPORTS DETRITIQUES, SEPARÉ DE LA MER LIBRE PAR UN HAUT FOND. Le climat était chaud et l'évaporation intense, mais l'arrivée sporadique d'eau empêchait le dépôt du sel gemme (ou diluait celui qui était déjà déposé) en réalimentant la saumure. Seuls les argiles et les minéraux peu solubles (gypse, accessoirement dolomite) étaient déposés. Le haut fond disparaît par la suite et corrélativement la sédimentation évaporitique : les couches supérieures sont uniquement marneuses.

3 - RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE : L'AFRIQUE ORIENTALE AU LIAS SUPERIEUR

Figure 76: paléogéographie de l'Ethiopie au Lias Supérieur

Le dépôt des Strates de l'Abbaï est contemporain de la partie supérieure des Grès d'Adigrat en certaines régions ; il ne sera donc pas nécessaire de répéter les arguments développés dans le chapitre précédent.

LA STRUCTURE GENERALE DU PAYS EST HERITEE DU PERMO-TRIAS : ALTERNANCE DE RELIEFS ET DE BASSINS (cf. figure 74, Chapitre précédent).

3.1 LES ZONES DE RELIEF

LE RELIEF ETHIOPICO-SUDANAIS DEMEURE LA SOURCE PRINCIPALE DES MATERIAUX DETRITIQUES ACCUMULES SUR LES BORDURES OCCIDENTALES DES BASSINS DU TIGRE ET DU NIL BLEU. LE RELIEF DU HARAR-YEMEN ISOLE LE BASSIN DU NIL BLEU DE CELUI DE L'OGADEN ET FOURNIT LES MATERIAUX DETRITIQUES AU NORD (YEMEN) ET AU SUD (OGADEN).

3.2 LES BASSINS

LA MER LIBRE QUI SE TROUVE SUR L'ARABIE ENVAHIT LE BASSIN DU TIGRE ET CELUI DU NIL BLEU. La subsidence existe sur les côtes du Yémen (F. GEUKENS), au Nord des Alpes Danakiles actuelles (R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS), et dans le bassin du Tigre (M. BEYTH) MAIS UN HAUT FOND EN ISOLE LE BASSIN DU NIL, SUBSIDENT LUI AUSSI, OU SE DEPOSENT LES COUCHES EVAPORITIQUES DE L'ABBAl. Des lagunes existent également au Yémen, près de la ville de Taizz (F. GEUKENS). LA SEDIMENTATION GRESEUSE SE POURSUIT A PROXIMITE DES LIGNES DE RIVAGE (Grès d'Adigrat du Tigré, Grès d'Ambo, Grès de Kholan).

LA TRANSGRESSION VENANT DU SUD-EST S'ETEND SUR LE KENYA, LE SUD DE LA SOMALIE ET L'OGADEN. Le relief du Bur Acaba est réduit à une mince bande (île ou haut fond) et un milieu plus confiné règne sur les cours moyens des fleuves Giuba et Wabi Shebelle ; il s'y dépose des évaporites (base de la *Série de Bardera* ou *Série de Lugh* de G. STEFANINI). Ailleurs, ce sont des calcaires marins ("*Calcaires de Matagoi*" de G. DAINELLI). PENDANT CE TEMPS, LE DEPOT DES "GRES D'ADIGRAT" AU NORD, DE MANSA GUDA AU SUD, CONTINUE SUR LES MARGES CONTINENTALES.

* Note : Le lieu dit "Matagoi" n'a pas été retrouvé sur les cartes à notre disposition.

FACIES CALCAIRES D'ANTALO

Comme nous l'avons annoncé dans la première partie, l'analyse de ce faciès, déjà fort bien étudié avant nous, a été volontairement exclue de nos études locales. Nous nous sommes donc simplement contenté de le mentionner au cours du levé des coupes stratigraphiques. La synthèse bibliographique de G. DAINELLI montre que l'aspect paléontologique de ces calcaires jurassiques a fait l'objet de publications dès la fin du siècle dernier. Depuis 1943, un certain nombre de travaux intéressants ont été publiés et il nous paraît utile de tenter une mise au point des connaissances actuelles. Après avoir rappelé les caractères principaux des calcaires d'Antalo, nous recenserons les faciès calcaires similaires connus en Ethiopie d'abord, dans les pays voisins ensuite. Comme à l'accoutumée, ce chapitre se terminera par un essai de reconstitution des conditions paléo-ambientales au cours du Jurassique moyen et supérieur.

1 - LOCALITE TYPE ET DEFINITION : LA REGION DU TIGRE

Le terme de "*Calcaires d'Antalo*" a été attribué par W.T. BLANFORD aux calcaires jurassiques du Tigre. Antalo est le nom d'un village situé au Sud de Mekele. Ce terme a été étendu par la suite aux calcaires du Bassin du Nil Bleu, puis à ceux de l'Harar, enfin pratiquement à tous faciès calcaires d'âge jurassique en Ethiopie.

Les fossiles qui y ont été collectés sont nombreux ; on pourra trouver la liste de ceux du Tigre dans l'ouvrage de G. MERLA et E. MINUCCI (1938) ; les Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes sont abondants tandis que les Céphalopodes manquent. E. ABBATE et coll. (1974) ont indiqué la découverte d'une faune callovienne au sommet des Grès d'Adigrat. L'âge des calcaires d'Antalo n'est donc pas antérieur au Callovien. Dès les calcaires eux-mêmes, les fossiles oxfordiens sont communs (E. ABBATE et coll., 1968). Les niveaux supérieurs sont datés du Kimméridgien.

La succession stratigraphique synthétique proposée par G. MERLA est la suivante :

- 4 - Calcaires à lentilles de gypse et *Cyrena*
- 3 - Calcaires oolithiques, lumachelles et coraux
- 2 - Calcaires argileux et marnes
- 1 - Alternance de calcaires et grès.

M. BEYTH (1972) a repris récemment l'étude des calcaires du Tigre et a proposé la succession stratigraphique détaillée reproduite sur le tableau ci-après. On voit que les couches calcaireo-gréseuses de la base assurent la transition du Faciès "Grès d'Adigrat" au faciès calcaire. La formation calcaire principale apparaît essentiellement néritique (milieu de plateforme carbonatée). Les couches supérieures plus marneuses contiennent des passées

évaporitiques, elles ont été séparées des calcaires pour former le groupe des "Shales d'Agula". Ce faciès lagunaire annonce la régression de la fin du Jurassique et l'installation de la sédimentation gréseuse des "Grès supérieurs".

D'une façon générale, la subsidence est importante surtout vers l'Est où les faciès sont épais et plus marneux ; à l'Ouest, l'ensemble est plus gréseux.

TABLEAU XXXII

FACIES CALCAIRES D'ANTALO

Stratigraphie du Bassin de Mekele (Tigre)
D'après M. BEYTH, 1972

Formation	Epaisseur (m)	Faciès pétrographiques
Shales D'Agula	60-250	Sales grises, vertes et noires, marnes et argiles, intercalées de fines lamines de calcaire noir finement cristallin contenant des cristaux de pyrite disséminés, quelques Gastéropodes et Brachiopodes. Quelques lits de Lumachelles jaunes. Près d'Antalo, 200 m de marnes silteuses rouges et verdâtres.
Calcaires d'Antalo	e)	150 2) Calcaires blancs, sub-lithographiques à lithographiques, bien lités, contenant peu de fragments de fossiles. 1) Marnes jaunes intercalées de Lumachelles contenant des lentilles silicifiées.
	d)	200 Généralement deux sous-unités : 2) Bancs durs coquiliers jaunes et calcaires blancs lithographiques intercalés de marnes. Le lit calcaire supérieur contient des algues et des silex. 1) Calcaires blancs, finement cristallins à lithographiques intercalés de marnes jaunes. Calcaires noirs par endroits au sommet.
	c)	90 Marnes jaunes avec quelques lits de Lumachelles bruns à noirs et calcaires gréseux à Brachiopodes.
	b)	150-200 Marnes et calcaires jaunes riches en Brachiopodes et contenant quelques cherts interstratifiés avec un calcaire oolithique finement lité et un grès jaune à rosé à litage entrecroisé.
	a)	100 Calcaires finement cristallins à lithographiques, jaunes blancs, avec grains de quartz, bien stratifiés (bancs de 3 m d'épaisseur maximale). Contiennent des colonies silicifiées de Coraux, des Gastéropodes et des piquants d'Echinodermes.
	750-990	

2 - FACIES CALCAIRES JURASSIQUES DANS LES AUTRES REGIONS D'ETHIOPIE

2.1 BASSIN DU NIL BLEU

Les collectes de fossiles et leur détermination ont été nombreuses ; citons A. AUBRY, H. DOUVILLE, G. FICCARELLI. Là aussi ce sont essentiellement des Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes. Seul A. ZEISS a décrit un fragment d'Ammonite vraie (voir chapitre 1). Les microfossiles et les faciès pétrographiques ont été décrits partiellement par P. CANUTI et C. PIRINI-RADRIZZANI. Mais il faut bien reconnaître qu'aucune analyse pétrographique détaillée et complète n'a été véritablement faite dans les 350 mètres d'épaisseur de ce faciès. La coupe fournie par D.H. JEPSEN n'apporte guère de précision supplémentaire par rapport à celle de A. AUBRY : l'ensemble est formé de calcaires néritiques et de marnes.

Des couches plus épaisses de quelques mètres, marneuses et très fossilifères, représentant le sommet de la formation, affleurent dans le bassin du Mughèr et ont reçu le nom particulier de "*Calcaires de Lagogima*". Ce nom est resté car seules ces couches contenaient des fossiles du Kimméridgien. Les études récentes de P. CANUTI et C. PIRINI-RADRIZZANI ont montré que le Kimméridgien était également représenté dans la coupe du Pont du Nil. Il n'y a plus lieu, dès lors, de conserver cette appellation trop localisée.

Après avoir confronté l'ensemble des déterminations paléontologiques connues jusqu'à ce jour, on peut affirmer que le Callovien, l'Oxfordien et le Kimméridgien ont été reconnus de façon certaine dans les calcaires du Bassin du Nil Bleu. Le Bathonien est probable, mais au sommet le Portlandien est absent. La sédimentation calcaire s'est donc étendue du Bathonien (?) au Kimméridgien, dans un environnement peu différent de celui du Tigre.

2.2 ALPES DANAKILES

Les explorations de P. VINASSA de REGNY avaient mis en évidence dans cette région difficile d'accès des calcaires dont la faune jurassique, contenant quelques espèces connues également dans le Tigre, l'Harar et le Shoa, indiquait un âge s'étendant du Callovien au Kimméridgien. Ce même auteur avait décrit des niveaux arénacés dans ces calcaires, observation qui amena P.A. MOHR (1962) à considérer cette région comme un haut fond plus ou moins émergé pendant le Jurassique. En fait, les travaux récents de R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS (1970) ont montré au contraire une forte subsidence marine dans cette zone où les calcaires atteignent l'épaisseur considérable de 1500 mètres. Ce sont des calcaires clairs, finement lités, propres à un milieu éloigné des côtes. Les couches gréseuses ne doivent être présentes qu'à la base, au contact des "Grès d'Adigrat" (couches de transition).

2.3 PLATEAU D'HARAR (CHERCHER)

Les coupes stratigraphiques faites à Soka comme le long de la route de Dire Dawa ont montré que la formation calcaire débute par des couches calcaires gréseuses assurant la transition avec le faciès gréseux sous-jacent. Les affleurements calcaires sont abondants et bien accessibles,

et le nombre de fossiles collectés depuis la fin du siècle dernier est considérable. Les principaux endroits fossilifères se trouvent aux environs de la ville d'Harar (Fiambiro, Mont Hakim, Mont Ego, Gildessa), de Dire Dawa et plus au Sud dans les vallées de l'Errer et ses affluents (tributaires du Wabi Shebelle).

Les déterminations ont été faites principalement par E. DACQUE, J. COTTREAU, G. DE ANGELIS D'OSSAT, E. BASSE, S. VENZO, D. JABOLI, R. ZUFFARDI-COMERCI, J.W. WELLS, G. SCOTT, E.D. CURRIE, Y. GREITZER. Les principales listes de fossiles et en particulier celles publiées depuis la parution de la synthèse de G. DAINELLI, ont été incluses dans la partie II ("Etudes locales"). L'étude microscopique de ces calcaires a été faite récemment par G. FICCARELLI et coll. (1975).

Les niveaux inférieurs sont faits de calcaires coraliens, lithographiques et contiennent une faune néritique comparable à celle du Tigre et du Shoa. Ils ont été datés du Bathonien ou du Callovien suivant les auteurs. Il est probable que la sédimentation calcaire a débuté plus tôt dans les endroits qui étaient des bassins et où la sédimentation gréseuse était déjà importante (versant Sud du Chercher par exemple). Les reliefs existant au Permo-Trias m'ont été recouverts par la transgression jurassique que plus tard et les premiers niveaux calcaires succédant aux grès littoraux sont d'âge callovien voire oxfordien (versant Est du Chercher).

Les Ammonites sont abondantes dans les couches moyennes et supérieures et les étages Oxfordien, Kimméridgien et Portlandien y ont été reconnus.

Le versant Sud du Chercher représente la bordure septentrionale du bassin sédimentaire subsident de l'Ogaden. Les recherches pétrolières y ont été nombreuses depuis l'expédition de B. BROWN de 1921. Les compagnies AGIP, SINCLAIR, ELVERATH s'y sont succédé, mais les résultats publiés demeurent encore fragmentaires. Le faciès calcaire est fréquemment gréseux à l'Ouest ; il s'épaissit et renferme des niveaux dolomitiques et gypseux vers l'Ouest. Il a reçu le nom de "*Série d'Hamanlei*" dont l'épaisseur maximale reconnue par sondage est de 1350 mètres (D.N. JELENC, 1966). Cette série débute dès le Lias dans l'Est Ogaden. Au sommet, le faciès devient plus argileux, avec des lentilles de gypse et forme le groupe des *Shales de Warandab*, de 100 mètres d'épaisseur et dont l'âge est oxfordien-kimméridgien. Au-dessus, les *Calcaires Oolithiques de Gabredarre* sont portlandiens ; ils sont argilo-marneux et gypsifères à l'Est, mais passent à des faciès gréseux à l'Ouest. C'est donc l'ensemble de ces trois groupes, Hamanlei - Warandab - Gabredarre qui est l'équivalent du Faciès "Calcaires d'Antalo". A l'Est et au Sud, la sédimentation marneuse se poursuit au Crétacé avec des dépôts de gypse ("*Main Gypsum*"), calcaire, shale et grès.

2.4 SUD DE L'ETHIOPIE (FRONTIERE KENYANE)

Les calcaires affleurant à l'Est du Neghele, près des rivières Ganale et Dawa, ont été rangés par V. KAZMIN dans la *Formation de Ganale et Dibigia*. Les récoltes de fossiles sont anciennes, mal situées. Là aussi il s'agit de Lamellibranches et de Gastéropodes. Leur détermination a suggéré un âge variant du Bajocien au Kimméridgien (G. DAINELLI, 1943). Aucun travail paléontologique ne semble avoir été publié depuis lors. Les faciès pétrographiques paraissent assez proches de ceux de la Série de Hamanlei : niveaux inférieurs gréseux, bancs de calcaires compacts, à grains fins avec intercalations argilo-marneuses et oolithiques. L'épaisseur maximale est de 700 mètres.

3 - CALCAIRES JURASSIQUES DES PAYS VOISINS

La transgression jurassique a été générale sur les pays riverains de la Mer Rouge et de l'Océan Indien. Les formations calcaires y sont nombreuses.

3.1 ARABIE - YEMEN (R.W. POWER, 1966 ; Z.R. BEYDOUN, 1966)

La sédimentation marine est continue depuis le Trias jusqu'à la fin du Jurassique en Arabie Centrale (Djebel Tuwaiq). Une épaisse série de calcaires fossilifères y a été déposée. Au cours du Jurassique, la transgression mésozoïque gagne peu à peu sur les bordures Sud Ouest et Sud Est de la péninsule arabique où les dépôts, plus tardifs et littoraux, sont transgressifs sur le socle ancien ou sur les grès continentaux permien et triasiques ; *Calcaires néritiques d'Amran* au Yémen, *Formations de Shuqra, Madbi, Naifa* en Hadramaout et au Dhofar. Cependant, Z.R. BEYDOUN a estimé que la transgression venait du Sud dans ces régions, ce qui impliquerait l'existence d'une zone émergée les séparant du domaine marin arabe situé au Nord et expliquerait assez bien l'absence du Jurassique en nombreux points de la côte de l'Océan Indien.

3.2 SOMALIE ET DJIBOUTI (E. ABBATE et coll., 1974 ; A. AZZAROLI et V. FOIS, 1964)

Les calcaires d'Ali Sabieh ont livré une faune d'Ammonites du Jurassique supérieur comparables à celles de l'Harar.

Les calcaires de la région de Borama, en Somalie du Nord, ont été récemment revus par E. ABBATE et coll. qui ont proposé une nouvelle appellation : "*Calcaires de Sa Wer*" (Bathonien à Kimméridgien), suivi des "*Shales de Daghani*" (Kimméridgien) et des "*Calcaires de Gawan*" (Portlandien).

Vers Berbera, la succession est légèrement différente et comprend des niveaux de shales dans la partie inférieure (*Formations de Bihen, Gahodleh, Wanderer, Daghani et Gawan*). Sur la côte, le Jurassique est absent par endroits : le Socle est directement recouvert par le Crétacé.

En Somalie du Sud, la série sédimentaire est la continuation de celle de l'Ogaden (*Hamanlei, Warandab*). Dans le bassin de Lugh, le faciès est plus marneux et évaporitique (*Formation de Gabra Harre*). Sur la côte, les sondages ont mis en évidence une épaisse sédimentation marneuse se poursuivant au Crétacé (*Formation de Brava*).

3.3 KENYA ET TANZANIE (W.T. PULFREY, 1956 ; W.G. AITKEN et coll., 1956)

Le Jurassique marin est connu sur la côte de l'Océan Indien et plus au Nord à proximité de la frontière éthiopienne (*Calcaires de Dawa*). Le Lias est fossilifère et a fourni des Ammonites du Toarcien (W.J. ARKELL, 1956). Les couches supérieures sont datées du Kimméridgien au Kenya. Le Portlandien est connu en Tanzanie.

4 - MOUVEMENTS TECTONIQUES DE LA FIN DU JURASSIQUE

4.1 En Aden et au Dhofar, des failles d'orientation générale Nord-Sud associées à des plissements de grandes courbures, ont isolé des crêtes et des bassins évaporitiques. A Djibouti, les calcaires jurassiques sont affectés de plis amples et sont recouverts en discordance par les grès crétacés (notice explicative de la carte d'Ali Sabieh).

En Somalie du Nord, E. ABBATE et coll. (1974) admettent l'existence de mouvements épirogéniques au Kimméridgien avec possibilité de failles ENE-WSW. Une discordance de ravinement a été en outre observée au sommet de la formation de Warandab dans un sondage effectué près de la côte de l'Océan Indien (A. AZZAROLI et V. FOIS, 1964).

4.2 En Ethiopie, les "Grès supérieurs" sont discordants sur les "Calcaires d'Antalo" du Tigre et des failles jurassiques orientées NW-SE ont été mises en évidence (M. BEYTH, 1972). Des mouvements ont affecté également l'Ogaden, mais peut-être plus tardivement. La formation gypseuse principale a été déposée dans un bassin isolé par un seuil de la mer, libre à la suite de mouvements épirogéniques ; elle est recouverte en discordance par les *Calcaires de Mustahil* crétacés.

Dans les autres régions, les mouvements épirogéniques ont produit l'émergence progressive et le passage au faciès gréseux continental. Il n'est pas impossible néanmoins qu'en plus des mouvements cassants aient produit localement la discordance des "Grès supérieurs" sur les Calcaires.

EN CONCLUSION, DES MOUVEMENTS FINI-JURASSIQUES PLUS OU MOINS PRONONCES ONT DETERMINE, SUIVANT LES REGIONS, SOIT LA FORMATION DE BASSINS, SOIT UNE EMERSION COMPLETE SI BIEN QUE LES DEPOTS SONT ENSUITE SOIT EVAPORITIQUES SOIT CONTINENTAUX.

5 - CONDITIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ASSOCIEES AU FACIES CALCAIRE

5.1 AU JURASSIQUE, LE PAYSAGE CONSERVE L'EMPREINTE LAISSEE PAR LA TECTONIQUE PERMO-TRIASIQUE. LE DOMAINE MARIN DE PLATEFORME EST CARACTERISE PAR LA SEDIMENTATION CALCAIRE, TANDIS QUE DES GRES LITTORAUX SONT DEPOSES LE LONG DES ZONES EMERGEES. CELLES-CI SONT REPRESENTEES PAR LE RELIEF ETHIOPICO-SOUDANAIS A L'OUEST (BORDURE DU CONTINENT AFRICAIN) ET LE RELIEF NORD-SOMALI A L'EST, SE PROLONGEANT SUR LA BORDURE MERIDIONALE DE L'ARABIE (HADRAMAOUT).

UNE MER PLUS PROFONDE S'ETEND SUR L'ARABIE CENTRALE ET DANS LE SUD DE LA SOMALIE ; LA COMMUNICATION POSSIBLE EXISTANT ENTRE CES DEUX DOMAINES DOIT ETRE CHERCHEE A L'EST.

Deux figures restituent les paléogéographies de l'Est africain au Jurassique moyen et au Jurassique supérieur. Elles sont justifiées par les chapitres précédents.

JURASSIQUE MOYEN

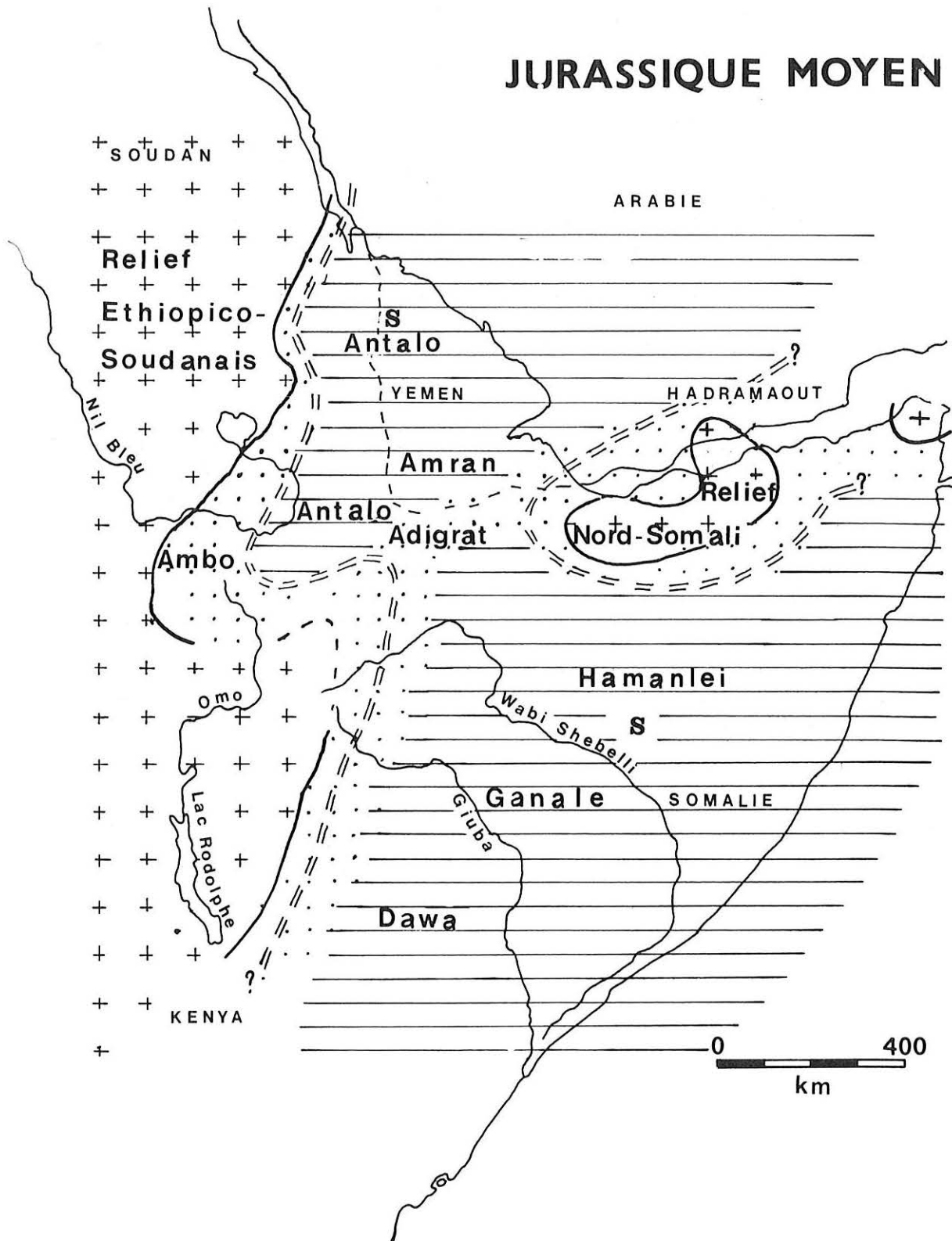


Fig. 77 – Paléogéographie de l’Ethiopie au Jurassique moyen.
 Paleogeographic reconstruction of Ethiopia at Middle Jurassic time.
 (légende page 328)

5.2 JURASSIQUE MOYEN (BATHONIEN)

LA TRANSGRESSION MARINE ISSUE DU NORD-EST (ARABIE CENTRALE) S'ETEND SUR LE BASSIN DU NIL BLEU et dépose le faciès "Calcaire d'Antalo" sur une grande partie de l'Ethiopie. Une frange de dépôts gréseux littoraux peut être suivie sur la bordure continentale africaine à l'Ouest (faciès gréseux d'Hamanlei, Grès d'Ambo). Une autre frange gréseuse limite le relief Nord-Somali (Carsa, Harar ; Mukalla en Hadramaout). Ce relief Nord-Somali est peut-être en relation avec la bordure continentale africaine par l'intermédiaire d'un haut fond qui séparerait ainsi un domaine marin septentrional (Tigre - Bassin du Nil Bleu) DU DOMAINE MARIN DE L'OGADEN ET DU SUD-SOMALI OU LA TRANSGRESSION VIENT DU SUD-EST.

Figure 77: paléogéographie de l'Ethiopie au Jurassique moyen

5.3 JURASSIQUE SUPERIEUR (OXFORDIEN)

LA TRANSGRESSION SE GENERALISE ET AVEC ELLE LA SEDIMENTATION CALCAIRE : en particulier les grès littoraux du Harar disparaissent. Une mince frange de sédimentation détritique souligne la ligne de rivage de la bordure continentale africaine.

LA SUBSIDENCE EST REMARQUABLE DANS L'EST DU TIGRE ET LES ALPES DANAKILES ET DANS L'OGADEN. Le faciès est plus profond dans la région de Dire Dawa et Harar (présence de Céphalopodes).

Des calcaires détritiques littoraux sont déposés sur le pourtour du relief Nord-Somali qui semble persister (Formations d'Amran, Antalo, Sa Wer, Wanderer) et à proximité de la bordure continentale africaine (Antalo, faciès détritique d'Hamanlei).

LA REGRESSION S'AMORCE AU KIMMERIDGIEN AVEC LE DEPOT DE SHALES ET D'EVAPORITES : Formations d'Agula, de Warandab, de Daghani.

Figure 78: paléogéographie de l'Ethiopie au Jurassique supérieur

JURASSIQUE SUPERIEUR (OXFORDIEN)

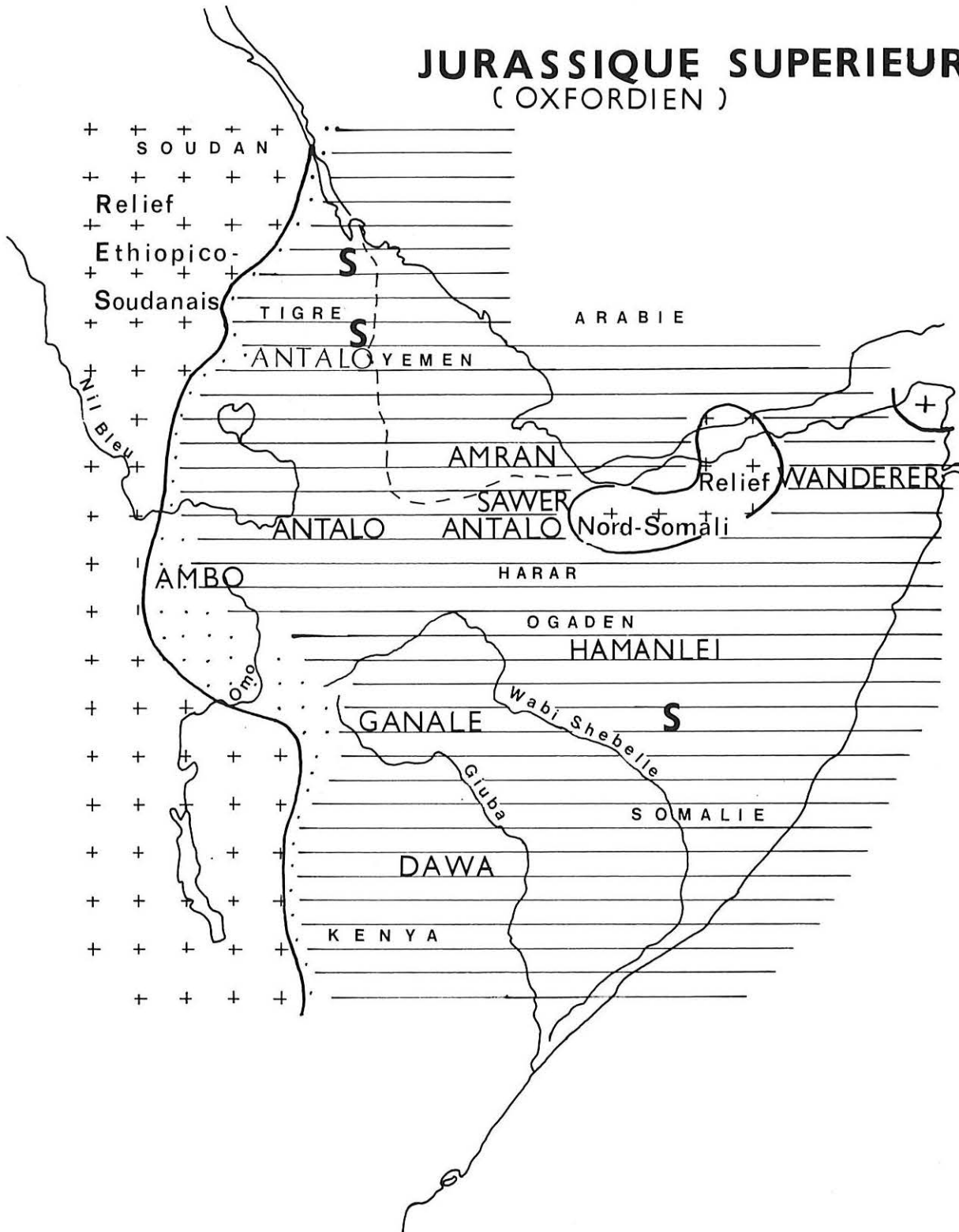


Fig. 78 – Paléogéographie de l’Ethiopie au Jurassique supérieur.
Paleogeographic reconstruction of Ethiopia at Upper Jurassic time.
(légende page 328)

FACIES "GRES SUPERIEURS"

Sur les Plateaux Ethiopien et Somali, le faciès des "Calcaires d'Antalo" est recouvert généralement par une formation gréseuse, dernier dépôt mésozoïque avant l'extrusion de la Série des Trappes. En revanche, dans le bassin de l'Ogaden, la sédimentation se poursuit en régime marin sous la forme d'une série calcaire, marneuse et évaporitique.

1 - LES GRES SUPERIEURS DU TIGRE

C'est dans le Nord de l'Ethiopie que furent d'abord décrites ces couches gréseuses sus-jacentes aux calcaires. W.T. BLANFORD les avait déjà observées, mais sans les considérer comme une entité particulière, plutôt comme "partie intégrante des Calcaires d'Antalo". G. DAINELLI et O. MARINELLI (1912) furent certainement les premiers à affirmer la présence d'"une seconde formation arénacée d'aspect différent de la première (Adigrat) et supérieure aux calcaires, dans les bancs supérieurs desquels elle se trouve partiellement interstratifiée.". Plus tard, G. MERLA (1938) en donna une bonne description. Les caractères pétrographiques des "Grès supérieurs" sont en fait similaires à ceux des "Grès d'Adigrat", exception faite des premiers niveaux gréseux intercalés dans les calcaires. Ils sont essentiellement constitués de grains anguleux de quartz noyés dans un ciment kaolinique ou ferrugineux, d'abondance variable, contenant des amas d'oxydes de fer hydratés. Vers le sommet, les niveaux conglomératiques deviennent plus fréquents.

Leur épaisseur varie de 100 mètres à 500 mètres au Mont Amba-Aradam près d'Antalo. Les premières couches gréseuses, intercalées au haut des calcaires, ont été datées Kimméridgien par C.F. PARONA (1924), à l'aide d'une maigre faune faite de quelques Lamellibranches, d'un Brachiopode et d'un Oursin.

Au Sud de Mekele, à Socota, E. ABBATE et coll. (1968) ont levé deux coupes stratigraphiques et observé que plus à l'Ouest les calcaires jurassiques disparaissent au profit d'une sédimentation uniquement gréseuse. Ce faciès détritique d'âge jurassico-crétacé a reçu le nom nouveau de "Grès de la Takaze". Les "Grès supérieurs" eux-mêmes sont composés de grains de quartz plutôt anguleux, bien ou mal classés selon les niveaux, et contiennent des intercalations de lits silteux. Le ciment est à base de kaolinite et de montmorillonite.

Les explorations pétrolières entreprises par MOBIL ont conduit M.M. SHUMBORO à réviser la stratigraphie du Tigre. Son rapport est resté inédit, mais les principales conclusions ont été reprises par M. BEYTH (1972). Les "Grès supérieurs" reçoivent le nom de "*Formation de l'Amba-Aradam*" - nous reviendrons sur l'opportunité de cette appellation - qui englobe deux faciès :

- Au Nord-Ouest de Mekele : silts et argiles rouges interstratifiés dans des grès blancs à roses, moyens à grossiers,
- Au Sud de Mekele : grès blancs et conglomérats avec quelques lits argileux. Les conglomérats sont constitués uniquement de galets de quartzite, bien triés, bien roulés, d'un diamètre maximum de 15 centimètres.

Leur transport semble avoir été fait sur une longue distance, à partir d'une source située au Sud de Mekele. M.M. SHUMBORO suggère un milieu de dépôt de type fluvial ou lacustre, pendant une période postérieure au Kimméridgien mais antérieure à l'Eocène moyen. D'après le même auteur, les "Grès supérieurs" sont concordants sur les "Calcaires d'Antalo", alors que M. BEYTH signale une discordance angulaire.

EN CONCLUSION, LES "GRES SUPERIEURS" DU TIGRE SONT ESSENTIELLEMENT DES GRES CONTINENTAUX POSTERIEURS AU FACIES CALCAIRE ET D'AGE PRINCIPALEMENT CRETACE.

2 - LES FACIES GRESEUX DU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE EN ETHIOPIE ET DANS LES PAYS LIMITOPHES

La sédimentation gréseuse a été largement répandue en Ethiopie et dans les pays voisins à partir de la fin du Jurassique.

2.1 ALPES DANAKILES

Le faciès des "Grès supérieurs" est indiqué sur la carte géologique de V. KAZMIN uniquement au Sud. Il ne figure pas sur les coupes de R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS qui passent sur le Nord du massif. L'intense érosion qui a suivi l'ascension et la fracturation du horst danakil doit être responsable de la disparition locale du faciès.

2.2 BASSIN DU NIL BLEU

Dans la vallée de la Zega Wodem comme dans celle du Muger la formation gréseuse apparaît constituée de deux groupes, de haut en bas :

- Groupe supérieur : Grès francs à lentilles conglomératiques, fortement chenalisés, avec croûtes ferrugineuses et paléosols,
- Groupe inférieur : Grès et silts à litage horizontal, avec niveaux dolomitiques, argileux et gypseux.

Le groupe inférieur fait suite aux calcaires jurassiques sans discontinuité apparente. Les grains sont usés, bien classés et bien triés dans l'ensemble. LE MILIEU DE DEPOT EST LITTORAL (grès de plage, grès de delta).

Le groupe supérieur est composé d'éléments mal triés et peu usés : grains de quartz, avec quelques feldspaths, des fragments de quartzite, peu ou pas de micas. Le ciment est à base de goéthite avec kaolinite et par endroits montmorillonite. (L'abondance locale de la kaolinite pourrait justifier une exploitation industrielle d'après M. BEYTH

et A. ABRAHAM, 1970). CES GRÈS REPRESENTENT UN EPANDAGE CONTINENTAL DE PIEDMONT. La direction et l'inclinaison du litage montrent que les matériaux provenaient du Nord-Ouest et indiquent une augmentation de la pente au fur et à mesure du dépôt.

Du point de vue chronologique, les niveaux inférieurs de la formation sont datés du Kimméridgien par rapport aux calcaires fossilifères sous-jacents au Pont du Nil. Dans la vallée du Mugher, le groupe supérieur contient des restes de Gymnospermes d'âge jurassique supérieur-crétacé. A Fiche, son sommet est interstratifié dans les premières coulées des Trappes. En revanche, à Debre Libanos, la présence d'une nette discordance de ravinement est consécutive d'une phase d'érosion séparant le dépôt des Grès supérieurs des premières effusions volcaniques. Cette érosion continentale crétacée a pu être suffisamment intense pour déblayer la totalité de la formation gréseuse. Cependant, il est également probable que l'épaisseur primitive des grès n'ait pas été uniforme : elle était vraisemblablement plus faible à l'approche des zones de relief. C'EST EN FAIT LA CONJONCTION DES DEUX PHENOMENES, SEDIMENTATION MOINDRE ET EROSION ULTERIEURE PLUS FORTE VERS LES RELIEFS, QUI EXPLIQUE LA DISPARITION DES "GRES SUPERIEURS" DU NORD-OUEST DU PONT DU NIL.

Dans la vallée du Guder, nous avons vu que la sédimentation détritique semblait avoir été continue pendant le Jurassique. Les "Grès d'Ambo" ont les caractères des "Grès supérieurs" du Bassin du Nil Bleu : influences marines suivies de conditions de dépôt continental. Ils contiennent les mêmes fossiles végétaux que ceux de la vallée du Mugher. Les grains, très anguleux, indiquent un transport sur une faible distance (à partir du Nord-Ouest). Les "Grès d'Ambo" sont comparables aux "Grès de la Takaze" de E. ABBATE et coll. (1968).

2.3 PLATEAU D'HARAR ET BASSIN DE L'OGADEN

Les "Grès supérieurs" sont présents dans le massif du Chercher. Ils s'étendent au Sud, en bordure du bassin de l'Ogaden, jusqu'à la frontière kenyane et au-delà. On les retrouve également à Ali Sabieh et dans le Nord de la Somalie.

Dans le massif du Chercher, leur puissance diminue vers le Nord-Est : de 350 mètres au Gara Mullata et environ de 200 mètres dans la région de Kulubi, ils s'affinent jusqu'à disparaître en direction de la ville d'Harar. Cet amincissement n'est pas seulement dû à un phénomène d'abrasion ultérieure consécutif au bombement de la région d'Harar. Le même phénomène a été également observé pour le faciès des "Grès d'Adigrat". C'est la proximité des zones d'érosion fournissant les matériaux détritiques qui explique leur diminution d'épaisseur. Par la suite, ces quelques mètres de grès ont été facilement déblayés dans leur totalité. En revanche, la zone du Mont Gara Mullata était un bassin d'accumulation proche du niveau de la mer, comme le témoigne l'intercalation des couches marines de *Grava* (M. GORTANI, 1942).

LES NIVEAUX DE BASE ASSURENT LA TRANSITION AVEC LA PARTIE SUPERIEURE DU FACIES "CALCAIRE D'ANTALO". Les paramètres de classement sont ceux des grès de plages et de deltas. LE SOMMET DE LA FORMATION EST FRANCHEMENT CONTINENTAL. La forme des grains est révélatrice : dans plusieurs échantillons il y a un mélange de gros grains arrondis de provenance lointaine et de petits grains anguleux d'origine

proche. Les fragments de quartzite sont nombreux, les feldspaths et les micas présents en faible quantité. Le ciment est limonitique (goethite) et contient de la kaolinite et de la montmorillonite. La présence de chenaux remplis de matériaux grossiers (conglomérats à Kulubi) confirme le milieu fluviatile du dépôt.

Les restes végétaux sont généralement les mêmes Gymnospermes que ceux trouvés dans la vallée du Mughher et datés du Jurassique supérieur-Crétacé. En revanche, à Hirna le sommet de la formation a livré une riche flore d'Angiospermes d'âge éocène ; dans cette région, la sédimentation gréseuse a continué à la fin du Crétacé quand ailleurs il y avait érosion.

Dans l'Est du massif, au Mont Gara Mullata, une intercalation marine a fourni une faune aptienne (*Strates de Graua* de M. GORTANI).

Au Sud, le faciès gréseux se poursuit sur la bordure orientale du bassin de l'Ogaden. Dans la haute vallée du Wabi Shebelle, au Mont Abdulkassim, une faune marine aptienne a été décrite dans une lentille calcaire par H. RECK et W.O. DIETRICH (1923). Elle représente l'avancée extrême du faciès marin des *Calcaires de Mustahil* déposés au Crétacé dans le centre du bassin. D'autres horizons calcareo-argileux ou calcaires ont été depuis lors observés dans les "Grès supérieurs" (V. KAZMIN, 1975) ; ils confirment le changement latéral du faciès continental au faciès marin.

A proximité de la frontière kenyane, la *Formation du Mont Filtu* montre également le passage du faciès calcaire et évaporitique au faciès gréseux. Elle repose en discordance sur la formation de Ganale (faciès "Calcaire d'Antalo") et son âge est principalement Crétacé (V. KAZMIN, 1975). Ces caractères la range dans le faciès des "Grès supérieurs".

Dans le bassin même de l'Ogaden, la sédimentation marine est continue pendant le Crétacé. La *Formation détritique de Jesomma* comprend des grès éoliens avec des intercalations argileuses à lignite. Elle est datée du Crétacé supérieur-Eocène. Au Nord-Est, près de la frontière somalienne, elle est directement sus-jacente au Socle (D.N. JELENC, 1966).

2.4 DJIBOUTI - SOMALIE (Carte géologique ALI SABIEH, J.A. HUNT, 1956 ; A. AZZAROLI, 1964 ; E. ABBATE et coll., 1974)

Dans l'enclave de Djibouti, les *Grès d'Ali Sabieh* représentent le prolongement des "Grès supérieurs" de Dire Dawa et d'Harar. Leur épaisseur est de plusieurs centaines de mètres. Ils reposent en discordance sur les calcaires jurassiques et sont surmontés des premières coulées volcaniques.

En Somalie, une formation gréseuse continentale ou deltaïque, datée principalement Crétacé, est représentée sous forme d'affleurements disséminés dans le Nord du pays alors que la sédimentation marine se poursuit dans le Sud. Elle recouvre généralement les calcaires jurassiques mais s'étend directement sur le Socle quand ceux-ci disparaissent (elle est alors peu discernable du Faciès Adigrat). Son nom varie suivant les lieux et les auteurs (héritage de la partition coloniale). Le terme général de "*Grès de Nubie*" paraît communément admis.

Dans la région de Borama, à proximité d'Harar et de Ali Sabieh, son épaisseur est faible (270 m maximum, quelques dizaines de mètres en général). Cette formation peut même manquer au sommet des Calcaires de Gawan portlandiens.

Dans la région de Berbera, elle recouvre les Calcaires de Gawan ; son épaisseur est importante et atteint 1850 mètres à Dagah Shabell. L'intercalation d'un épisode marin montre la proximité de la ligne de rivage. Cette région était un bassin d'accumulation deltaïque au cours du Crétacé. Au Sud, l'épaisseur diminue et les mêmes grès recouvrent le Socle.

Dans les Monts Al Medo, à l'Est, 500 mètres de grès ont été mesurés par E. ABBATE et coll., tandis que A. AZZAROLI et V. FOIS indiquent une sédimentation marine calcaire et calcaréo-gréseuse : cette zone était également proche de la ligne de rivage crétacée. Plus à l'Est encore, les calcaires alternent avec les grès tandis qu'à la pointe de la Somalie les sondages ont traversé uniquement des couches marines marno-calcaires, comme dans le Sud du pays.

LE NORD DE LA SOMALIE A DONC ETE UNE ZONE DE RELIEF ET DE BASSINS PROCHES DU DOMAINE MARIN AU COURS DU CRETACE.

2.5 ARABIE - YEMEN (Z.R. BEYDOUN, 1966 ; R.W. POWERS et coll., 1966)

La structure de la côte de l'Océan Indien est assez comparable à celle de la Somalie du Nord. Les mouvements finijurassiques ont établi une structure de reliefs et de bassins qui a persisté pendant le Crétacé et la sédimentation varie suivant les lieux ; elle peut être littorale, lagunaire, deltaïque, continentale ou complètement absente dans les zones d'érosion. Les "*Gres de Tawilah*" de l'Hadramaout et du Dhofar sont l'équivalent des "Grès supérieurs" d'Ethiopie et des "Grès de Nubie" de Somalie du Nord. Plus à l'Est, les dépôts sont marins. Des intercalations basaltiques ont été observées dans la formation gréseuse (H. VON WISSMANN et coll., 1942).

2.6 KENYA (W.O. CLIFT, 1956 ; W.T. PULFREY, 1956)

La *Série de Mandera* est une puissante formation gréseuse recouvrant en discordance les Calcaires jurassiques de Dawa. Elle comprend les couches de Danissa déposées dans un milieu littoral et deltaïque, datées Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, et les *Grès de Marehan* estimés du Crétacé supérieur et qui montrent les caractères des dépôts continentaux. Comme pour les "Grès supérieurs" d'Ethiopie, les matériaux sont plus grossiers au sommet et les troncs silicifiés sont nombreux.

2.7 SOUDAN

De par sa position intracratonique, le Soudan a connu une longue histoire gréseuse et le terme de "Grès de Nubie" désigne une sédimentation qui s'est étendue du Mésozoïque au Coénozoïque. Ce faciès gréseux a suscité bien des polémiques quant à son âge et son milieu de formation ; pour s'en rendre compte, il suffit de consulter les publications

récentes de R. POMEYROL (1968), G. PRASAD (1971) et D.A. RIGASSI (1969). (Le titre de la communication de ce dernier est révélateur : "*Le terme de Grès de Nubie doit-il être abandonné?*").

Une partie seulement de cette formation peut être chronologiquement mise en parallèle avec les "Grès supérieurs". A.J. WHITEMAN avait considéré les affleurements gréseux de Gedaref, situés à proximité de la frontière éthiopienne, comme les équivalents des "Grès d'Adigrat". J. CHIALVO (1975) vient de démontrer qu'il n'en était rien : les "*Grès de Gedaref*" sont à placer dans le faciès des Grès de Nubie crétacés ; leur milieu de dépôt était proche de la côte.

Sur l'autre rive du Nil, dans le district de Kordofan, les caractères sédimentologiques des Grès de Nubie sont ceux de sédiments fluviaux (A.M. ABOU et K. MABROOK, 1976).

Les directions des paléocourants montrent une irradiation à partir d'une zone proche de la frontière éthiopienne : près de Khartoum, l'écoulement se faisait vers le Nord-Ouest (M.K. OMER), comme en Egypte (El HINNAWI, 1976), mais vers le Nord-Est à Gedaref (J. PERRIAUX, communication orale), tandis qu'en Ethiopie il était dirigé vers le Sud-Est. La zone de relief, source des matériaux, doit donc être cherchée dans le bassin actuel de la rivière Dinder.

A l'Ouest du Soudan, les transgressions du début et de la fin du Mésozoïque ont isolé un terme continental, le "*Continental Inter-calcaire*" du Sahara austral et occidental, qui est chronologiquement et stratigraphiquement assez comparable au faciès "Grès supérieurs" d'Ethiopie.

3 - LOCALITE TYPE ET DEFINITION DU FACIES "GRES SUPERIEURS"

Dans une grande partie de l'Ethiopie, la sédimentation calcaire jurassique a donc été suivie d'une sédimentation gréseuse principalement continentale qui, en certains points, n'a pris fin qu'à la venue des coulées trappiques. Ce faciès des Grès supérieurs est retrouvé dans les pays voisins ; il fait partie du vaste ensemble des "Grès de Nubie".

Les noms attribués à ces grès ont varié selon les auteurs :

- "*Arenarie superiori*" G. DAINELLI et O. MARINELLI (1912) ; G. MERLA (1938)
- "*Arenarie cretacee*" M. GORTANI et E. BIANCHI (1937)
- "*Arenarie sopracalcaree*" A. FRANCAVIGLIA (1938)
- "*Serie arenarie quarzose superiore*" M. GORTANI (1942)
- "*Facies arenacea di regressione*" G. DAINELLI (1943)
- "*Upper sandstone facies*" P.A. MOHR (1962)
- "*Amba Aradam formation*" M.M. SHUMBORO (1968) ; M. BEYTH (1972) ; V. KAZMIN (1976).

De toutes ces appellations, certaines sont pleinement justifiées, d'autres sont plus contestables. Nous utiliserons celle proposée par P.A. MOHR : "*Faciès Grès supérieurs*". Elle reprend la première terminologie de G. DAINELLI et O. MARINELLI, mais lui appose le terme de "faciès" qui montre bien qu'il ne s'agit pas là d'une formation chronologiquement définie de façon stricte, mais plutôt d'un ensemble de couches prédominairement gréseuses et stratigraphiquement supérieures aux calcaires jurassiques.

Le terme "*Amba Aradam formation*" a le mérite de la modernité, mais l'inconvénient d'avoir été établi dans un travail qui n'a jamais été publié (rapport inédit à la compagnie MOBIL Petroleum). Nous ignorons si son auteur a fourni une coupe de référence et donné des caractères pétrographiques. Par ailleurs, les grès du Mont Amba Aradam avaient déjà été observés et cartographiés par G. MERLA sous le nom de "Grès supérieurs".

Nous proposerons comme coupe de référence celle établie dans la vallée du Mughèr, (sans pour cela prétendre proposer une nouvelle appellation). Les affleurements du Shoa et de l'Harar nous serviront à définir les caractères pétrographiques et paléontologiques.

- NOM : FACIES "GRES SUPERIEURS"
- COUPE TYPE : VALLEE DU MUGHER
- STRATIGRAPHIE :
- Repose sur le faciès des Calcaires d'Antalo avec ou sans discordance de ravinement
 - Est recouvert par les coulées des Trappes
 - Est constitué de deux groupes : *Grès francs* (Grès continentaux et deltaïques, chenalisés) ; *Grès fins et shales* (Littoraux à horizons lagunaires ; à la base couches de transition gréso-calcaires.)
- PETROGRAPHIE : Grès à grains généralement anguleux (quartz, quelques feldspaths et micas, des fragments de quartzite). Ciment argilo-ferrugineux avec kaolinite dominante et montmorillonite.
- PALEONTOLOGIE : Troncs silicifiés de Gymnospermes (*Dadoxylon amboensis*, *Dadoxylon mugherensis*). Troncs silicifiés d'Angiospermes dans le Harar. Sur les marges de l'Ogaden, horizons marins à fossiles aptiens (Lamellibranches, Foraminifères).
- AGE : Post-Kimméridgien à Eocène. Néanmoins la sédimentation gréseuse a pu s'arrêter plus tôt (Crétacé supérieur).
- LOCALISATION : Tigre - Bassin du Nil Bleu - Bordures Nord et Ouest du Bassin de l'Ogaden - Alpes Danakiles.

LE DEPOT DU FACIES DES GRES SUPERIEURS ACCOMPAGNE LE SOULEVEMENT ET L'EMERSION D'UNE GRANDE PARTIE DE L'ETHIOPIE AU CRETACE.

4 - LES CONDITIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DE L'ETHIOPIE AU CRETACE

4.1 CLIMAT

Les caractères pétrographiques des Grès supérieurs sont peu différents de ceux des Grès d'Adigrat et l'on peut s'attendre à des conditions de dépôts similaires. Le ciment est à base de goéthite ;

par endroits, les concentrations ferrugineuses peuvent être suffisamment importantes pour donner une croûte, phénomène qui suggère une forte évaporation. L'abondance de la kaolinite penche en faveur d'un lessivage sous climat hydrolysant, tandis que l'occurrence de montmorillonite témoigne de milieux locaux plus confinés (flaques, bassins fermés).

Cependant, les feldspaths et les micas sont généralement présents : l'action des agents d'altération n'a pas été suffisante au point de provoquer la complète disparition de ces minéraux (transport court, enfouissement rapide ou climat peu agressif).

Contrairement à ce qui a été observé au Permo-Trias, les troncs silicifiés sont nombreux. Le mode de conservation de ces végétaux est un argument en faveur de la mobilité de la silice, c'est-à-dire d'un climat hydrolysant. Leur abondance signifie-t-elle une végétation luxuriante au Crétacé? Il paraît difficile d'envisager l'installation de la forêt dense tant sur un glacis d'épandage que dans les zones de relief fournissant les matériaux : l'érosion et le type de matériel transporté seraient tout autre. D'autre part, les troncs silicifiés sont généralement ceux de Gymnospermes, plantes qui résistent bien aux conditions climatiques extrêmes.

ON ARRIVE FINALEMENT AU MEME TYPE DE CLIMAT QUE PENDANT LE PERMO-TRIAS : CLIMAT DE TYPE TROPICAL FAIT D'UNE ALTERNANCE DE SAISONS SECHES ET DE SAISONS HUMIDES FAVORISANT LA DESAGREGATION DES ROCHES ET LA MISE EN SOLUTION DE LA SILICE.

4.2 RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE

A la fin du Jurassique, après une phase de subsidence plus ou moins prononcée selon les régions, l'Ethiopie, dans sa majeure partie, subit une lente surrection et la mer se retire progressivement. Ce mouvement épirogénique est accompagné localement de fractures et de déformations plus accentuées qui déterminent la discordance des Grès supérieurs sur les couches calcaires jurassiques. Les dépôts gréseux sont d'abord des grès de plages et de deltas puis des grès de plaines alluviales et de glacis continentaux.

AU CRETACE INFERIEUR, LA SEDIMENTATION GRESEUSE EST GENERALISEE DANS LES BASSINS DU TIGRE ET DU NIL BLEU ET SUR LE POURTOUR DU BASSIN DE L'OGADEN. CE SONT DES GRES DE PIEDMONT. Dans l'Ogaden, les influences marines sont d'autant plus importantes qu'on se rapproche du centre du bassin. LES ZONES DE RELIEF SONT LES MEMES QUE CELLES DU JURASSIQUE, MAIS ELLES SUBISSENT UN CONSTANT RAJEUNISSEMENT DU FAIT DU MOUVEMENT ASCENDANT GENERAL. Le relief éthiopico-soudanais fournit les principaux matériaux détritiques ; d'après M. BEYTH, il serait prolongé, au Sud de Mekele, par une crête qui séparerait le bassin du Tigre de ceux du Nil Bleu et de l'Ogaden et se raccorderait au relief du Yemen - Nord Somalie.

CRETACE INFERIEUR

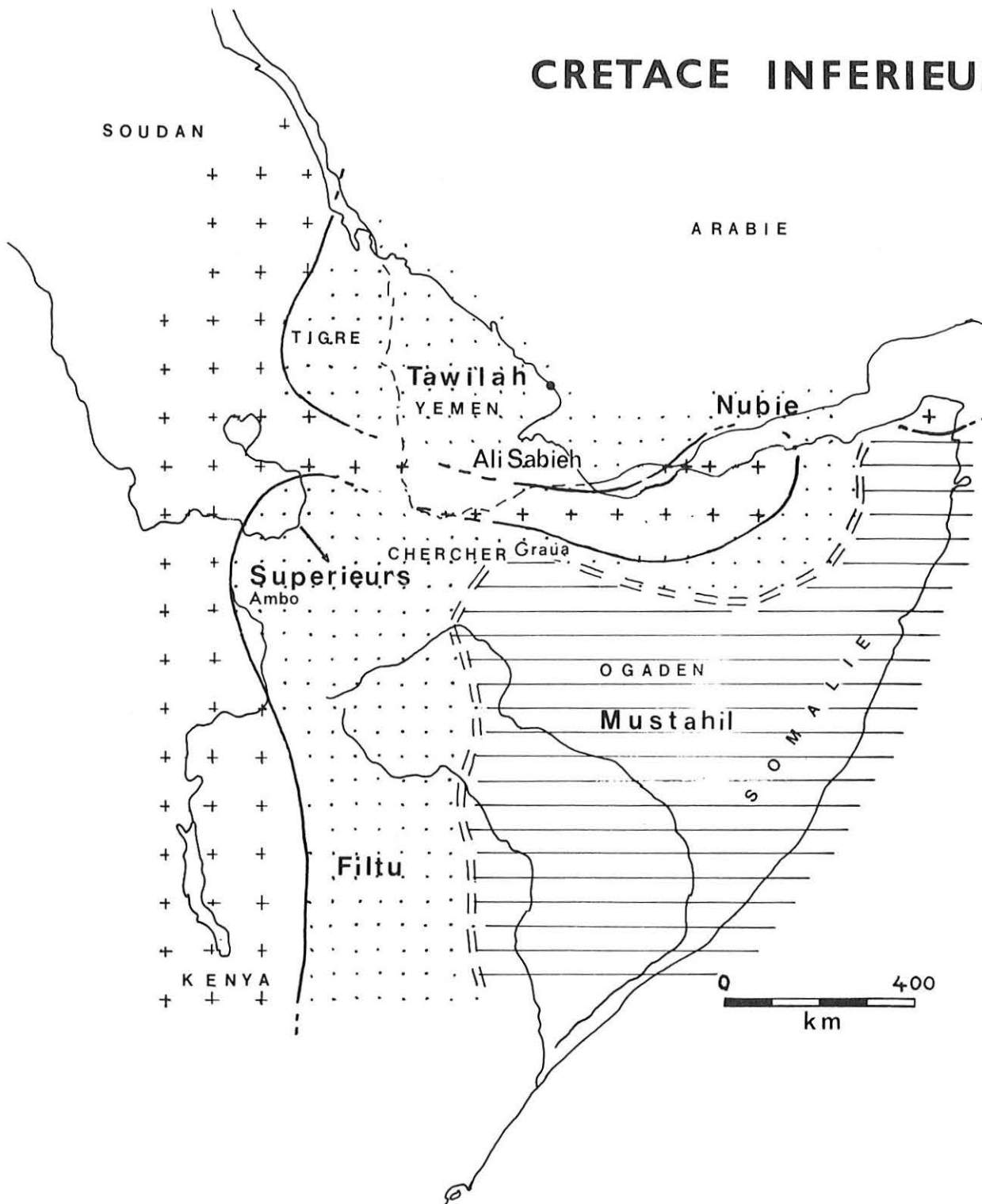


Fig. 79 – Paléogéographie de l’Ethiopie au Crétacé inférieur.
 Paleogeographic reconstruction of Ethiopia at Lower Cretaceous time.
 (légende page 328)

Le relief du Yémen - Nord Somalie est également une source d'apport. Dans le Chercher, il fournit les matériaux anguleux tandis que les éléments arrondis proviennent du relief éthiopico-soudanais plus lointain.

LE DOMAINE MARIN EST SITUE AU SUD DANS LE BASSIN DE L'OGADEN. AU NORD-EST, IL DOIT ETRE RECHERCHE EN ARABIE CENTRALE ET DANS LE GOLFE PERSIQUE.

AU CRETACE SUPERIEUR, LES CONDITIONS DE SEDIMENTATION DEVIENNENT PLUS NUANCEES : SELON LA TOPOGRAPHIE DES LIEUX, LE DEPOT DES GRES SE POURSUIT OU S'ARRETE. LA MER SE RETIRE PRESQUE COMPLETEMENT DE L'OGADEN ; LA SEDIMENTATION MARINE SE CANTONNE ALORS SUR LES COTES DE L'OCEAN INDIEN.

RESUME DE L'HISTOIRE SEDIMENTAIRE DE L'ETHIOPIE

1 - LES SEDIMENTS ANCIENS

LES SEDIMENTS PRECAMBRIENS ONT ETE PLISSES ET METAMORPHISES ; ILS CONSTITUENT LE SOCLE DE L'ETHIOPIE. Les couches supérieures sont peu métamorphisées ; elles sont considérées d'âge précambrien terminal à ordovicien. Elles n'ont été observées jusqu'alors que dans le Nord du pays (*Tambien Group, Shiraro formation, Matheos formation*).

VERS LA FIN DU PALEOZOIQUE, LES APPAREILS GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES PERMO-CARBONIFERES ONT DISSEMINÉ DES SEDIMENTS DETRITIQUES DANS LE NORD, LE CENTRE ET L'EST DU PAYS : *Tillites d'Edaga Arbi, Grès d'Enticho, faciès Pré-Adigrat*. Ils représentent des tillites vraies ou, plus fréquemment, des produits de remaniement des moraines (dépôts fluvioglaciaires ou deltaïques ou marins) et sont comparables en cela aux formations inférieures du faciès Karroo d'Afrique Australe. L'ETHIOPIE SE PRESENTAIT ALORS COMME UNE ZONE DE RELIEFS FLANQUEE, AU NORD-EST, D'UNE PLAINE ALLUVIALE BORDEE PAR UNE MER EPICONTINENTALE ; LE CLIMAT ETAIT FRAIS ET HUMIDE, ENTRECOURU D'EPISODES PLUS CHAUDS.

2 - LE CYCLE SEDIMENTAIRE MESOZOIQUE

2.1 A partir du Permo-Trias se produisent plusieurs phénomènes concomittents : UN CHANGEMENT CLIMATIQUE, DES DEFORMATIONS TECTONIQUES, UNE TRANSGRESSION PROGRESSIVE.

Les *fracturations* déterminent des compartiments sensiblement allongés suivant une direction NE-SW (Figure 74, p.324). Le climat devient chaud et l'altération et l'érosion sont importantes sur les zones de relief. LES SEDIMENTS DETRITIQUES AINSI FORMES SE DEPOSENT DANS LES ZONES DE PIEDMONT (GLACIS CONTINENTAUX), DANS LES PLAINES ALLUVIALES ET EN BORDURE D'UNE MER EPICONTINENTALE. C'est le faciès des *Grès d'Adigrat* (Figure 73, p.324). LA SOURCE PRINCIPALE DES APPORTS EST SITUEE A L'OUEST (*Relief Ethiopico-Soudanais*). Ce faciès se poursuit par endroits jusqu'au Jurassique moyen. L'AVANCEE DE LA MER DANS LE BASSIN SUBSIDENT DU NIL BLEU ET SA PERSISTANCE AU COURS DU LIAS PRODUIT LOCALEMENT L'ACCUMULATION DU FACIES EVAPORITIQUE DES *STRATES DE L'ABBAI* (Figure 76, page 332).

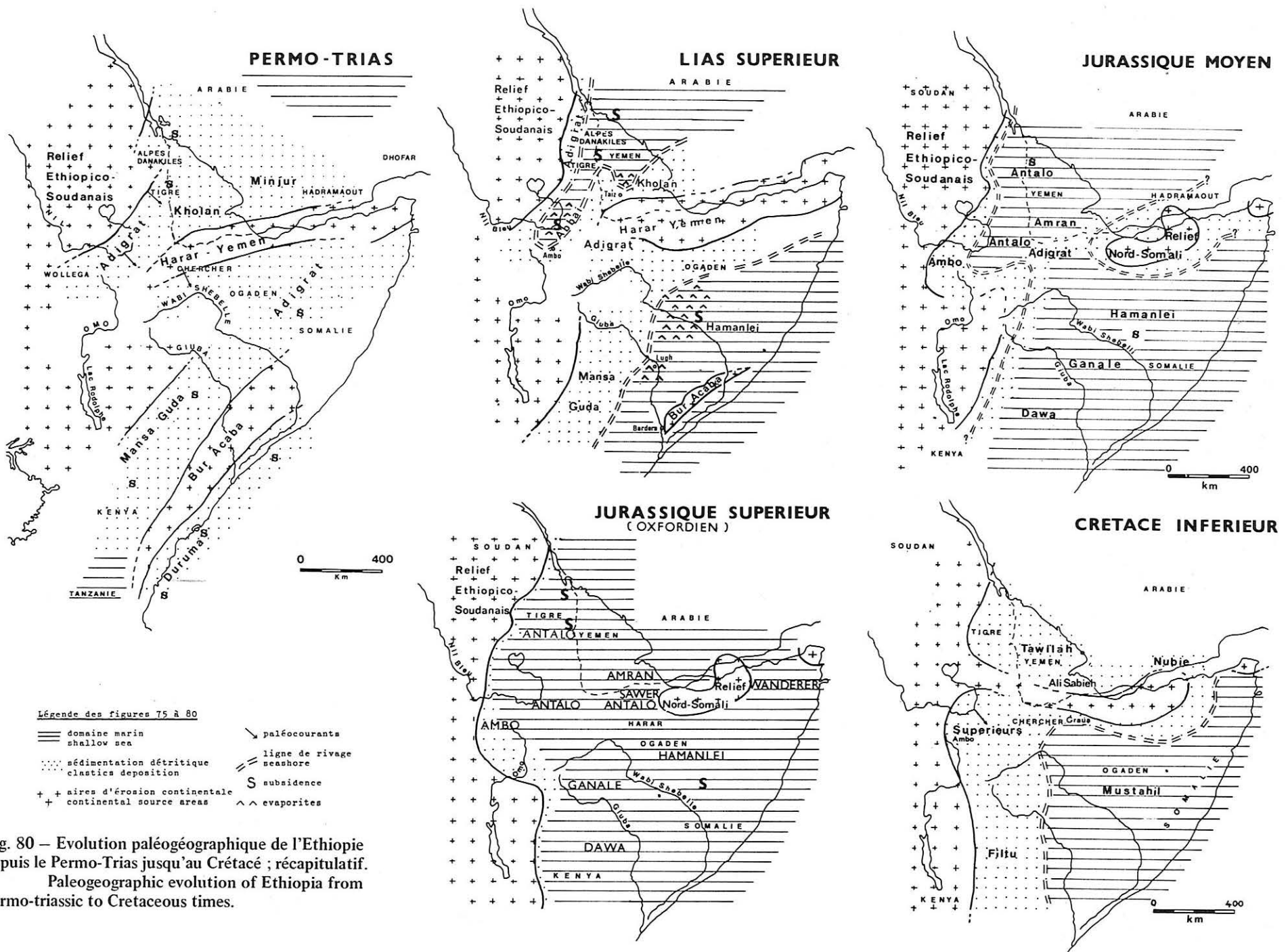


Fig. 80 — Evolution paléogéographique de l'Ethiopie depuis le Permo-Trias jusqu'au Crétacé ; récapitulatif.
Paleogeographic evolution of Ethiopia from Permo-triassic to Cretaceous times.

2.2 Au Jurassique moyen, l'érosion des reliefs et le comblement des bassins sont accompagnés d'un *enfouissement généralisé*. Le domaine marin situé primitivement au Nord-Est (Arabie centrale) et le Sud-Ouest (Océan Indien) s'étend progressivement sur l'Ethiopie (Figure 77 p.340). A l'Ouest, la transgression ne dépasse guère la boucle du Nil Bleu ; à l'Est, une partie du Plateau d'Harar et du Yemen reste émergée. DANS CETTE MER PEU PROFONDE SE DEPOSE LE FACIES MERITIQUE DES "CALCAIRES D'ANTALO", TANDIS QUE LE LONG DES RIVAGES CONTINUE UNE SEDIMENTATION GRESEUSE RALENTIE (faiblesse des apports détritiques).

2.3 A la fin du Jurassique, des déformations de grande amplitude entraînent la *remontée généralisée* du pays et corrélativement le retrait de la mer. CETTE REGRESSION FINI-JURASSIQUE EST TRES FLUCTUANTE : PAR ENDROITS, LE FACIES MARIN CALCAIRE EST SURMONTE PAR UN FACIES ARGILEUX A EVAPORITES (*Shales d'Agula, de Warandab*) ; EN D'AUTRES LIEUX, IL PASSE DIRECTEMENT AUX "GRES SUPERIEURS" D'ABORD LITTO-RAUX PUIS CONTINENTAUX. Dans le bassin de l'Ogaden, la sédimentation marine se poursuit par à-coups entrecoupés d'épisodes évaporitiques. Au Crétacé supérieur, la mer est confinée dans l'extrême Est de l'Ogaden : elle s'en retirera définitivement à l'Eocène moyen.

Le dépôt des *Grès supérieurs* s'effectue donc sur un pays fraîchement émergé. LES MATERIAUX PROVIENNENT D'UNE ZONE OCCIDENTALE (RELIEF ETHIOPICO-SOUDANAIS) ET PARTIELLEMENT DU RELIEF DE L'HARAR - YEMEN - NORD SOMALIE. Pendant le Crétacé, ces reliefs subissent une lente surrection et corrélativement une forte érosion, sous un climat de type tropical sec qui s'affirme plus nettement encore à la fin du Crétacé.

Figure 80: évolution paléogéographique de l'Ethiopie; récapitulatif

3 - LES SEDIMENTS COENOZOIQUES

Dorénavant, l'évolution de l'Ethiopie est déterminée par LES PHENOMENES VOLCANIQUES ET LES FRACTURATIONS.

Au Miocène et au Pliocène la sédimentation marine est connue le long des côtes de la Mer Rouge et la pénétration des eaux salées dans le Nord de la dépression de l'Afar produit une énorme accumulation d'évaporites.

Sur le plateau, LES EPISODES LACUSTRES SONT NOMBREUX et constituent des intercalations sédimentaires, surtout dans la *Série des Trappes* et dans les *Ignimbrites post-trappéennes*.

Dans l'Afar et le Rift, des dépôts de tufs calcaires, de travertins et de diatomites, de sables et de cailloutis s'accumulent çà et là depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire.

MANIFESTATIONS VOLCANIQUES COENOZOIQUES

1 - GENERALITES

Au cours des études locales, nous avons constamment rencontré les puissantes séries volcaniques qui forment le Plateau Ethiopien et coiffent les reliefs disséqués du massif du Chercher. Nous avons concentré nos observations non sur les vulcanites elles-mêmes, mais sur les intercalations sédimentaires et les restes végétaux éventuels qu'elles contiennent, notre but final étant la datation des principaux épisodes volcaniques à l'aide des paléoflores.

En effet, en 1968, lorsqu'a commencé ce travail, l'établissement d'une chronologie était impératif : les datations radiométriques étaient rares ou peu fiables ; les datations paléontologiques ou paléo-botaniques incertaines ou inexistantes. Y. LEMOIGNE et moi-même avons compris que l'étude des restes végétaux pouvait apporter une contribution importante à la stratigraphie des épisodes volcaniques. A la suite des premiers résultats, nous avons proposé une classification et une chronologie de terrain des vulcanites du Shoa.

Depuis ces deux dernières années, une moisson extraordinaire de datations radiométriques a été apportée par l'équipe du C.N.R. italien et les évaluations temporelles que nous avons pu fournir à l'aide des déterminations paléobotaniques paraissent maintenant dérisoires ; elles ne l'étaient pas en 1972. Notre chronologie et notre classification ont maintenant bien piètre figure en face des études pétrographiques sophistiquées publiées depuis lors.

Ce chapitre a donc une ambition limitée :

Après avoir rappelé les travaux fondamentaux effectués sur les vulcanites éthiopiennes, nous résumerons les caractères stratigraphiques observés dans les régions étudiées, puis dans les autres régions d'Ethiopie et, pour mémoire, dans les pays limitrophes. Il est bien évident que les études récentes ou en cours, faites dans l'Afar, ne pourront être toutes énumérées car ce point chaud de la croûte terrestre attire, depuis quelques années, des théories de géologues et de géophysiciens. Enfin, les problèmes posés par la chronologie et la classification des vulcanites des Plateaux Ethiopien et Somali seront considérés à la lumière des connaissances acquises jusqu'en 1976.

2 - PRINCIPALES ETUDES ANTERIEURES

G. DAINELLI a consacré un tome de sa synthèse géologique aux effusions volcaniques de l'Afrique Orientale. On y trouve notamment l'histoire complète de la question jusqu'en 1942. Nous insisterons donc plus volontiers sur les travaux postérieurs.

2.1 Comme pour tout ce qui a trait à la géologie éthiopienne, le premier nom à citer est celui de W.T. BLANFORD. C'est lui qui compara les puissantes coulées basaltiques de l'Ethiopie septentrionale à celles du Dekkan en leur donnant le nom de "*Traps*". Il y reconnut deux groupes superposés et séparés l'un de l'autre par une discordance :

- Le "*Groupe d'Ashanghi*" (inférieur) : "*basaltes ... généralement amygdaloïdes, contenant des nodules d'Agathe et des zéolithes... Les lits de cendres volcaniques ou de brèches sont fréquents.*" Les coulées sont inclinées.
- Le "*Groupe de Magdala*" (supérieur) : "*distinguablement des couches inférieures par la présence fréquente d'épaisses couches de trachyte... De nombreuses couches de trachyte sont bréchiques... Les dolérites associées ... sont généralement compactes, les amygdaloïdes étant moins abondants que dans les couches d'Ashanghi... Des roches sédimentaires sont interstratifiées.*" Cette série est horizontale.

Les roches volcaniques manifestement postérieures aux Trappes qu'il rencontra dans l'Afar furent comparées à celles de l'autre rive de la Mer Rouge et rangées dans la "*Série d'Aden*".

2.2 Les auteurs ultérieurs ont repris généralement la classification de W.T. BLANFORD en la systématisant pétrographiquement et en l'étendant à l'ensemble de l'Ethiopie. Citons G. STEFANINI (1933), G. MERLA et E. MINUCCI (1938), M. GORTANI et A. BIANCHI (1938), G. DAINELLI (1956), P.A. MOHR (1962) et D.N. JELENC (1966). Schématiquement, la Série des Trappes est composée de deux groupes :

- Le "*Groupe d'Ashanghi*" (inférieur) : coulées subhorizontales ou inclinées faites de basaltes doléritiques amygdalaires d'origine fissurale. Leur épaisseur totale varie de 1200 mètres dans le Tigré à 200 mètres dans le Shoa. Leur âge est estimé Eocène.
- Le "*Groupe de Magdala*" (supérieur) : basaltes doléritiques, rarement amygdalaires, d'origine centrale et fissurale, laves acides (trachyte, rhyolite), dépôts pyroclastiques et intercalations sédimentaires. L'épaisseur atteint 1600 mètres dans les montagnes du Simien ; leur âge est estimé Oligocène-Miocène.

La limite de la Série des Trappes avec celle d'Aden paraît cependant moins bien tranchée et E. MINUCCI ajouta un terme intermédiaire, la *Série d'Adua-Axum*.

2,3 Au cours des années 60, dans sa cartographie du Bassin du Nil Bleu, D.H. JEPSEN utilisa une classification des vulcanites constituée de trois termes :

- "*Younger volcanics*" (supérieur)
- "*Volcanic Monts*"
- "*Plateau volcanics*" (inférieur)

De son côté, P.A. MOHR entreprit une étude plus synthétique de la question et ses nombreuses hésitations illustrent bien les difficultés qu'il rencontra dans la subdivision des Trappes surtout, car les manifestations volcaniques postérieures sont plus localisées, plus variées et incitent moins les auteurs à chercher des corrélations stratigraphiques ; les noms locaux suffisent souvent amplement. Sa pensée montre une évolution intéressante : schématiquement, il accepta, puis finalement rejeta, la classification de W.T. BLANFORD en lui en substituant graduellement une autre.

Jusqu'en 1964, il employa les termes "*Ashanghi*" et "*Magdala*" d'une façon nuancée en leur attribuant un contenu purement pétrographique. Mais en 1965 il rétablit leur pleine signification en les caractérisant pétrographiquement et stratigraphiquement ; il introduisit de plus un troisième terme, supérieur au groupe de *Magdala* appelé "*Shield Group*". Ses conclusions paraissent définitives et cependant, deux ans plus tard, il renonce à la subdivision *Ashanghi-Magdala*, conserve le terme "*Shield Group*" et distingue en plus le "*groupe des ignimbrites pliocènes*", rangé jusqu'alors dans le "*Groupe de Magdala*". En résumé, l'ancienne Série des Trappes de W.T. BLANFORD correspond aux trois termes suivants de P.A. MOHR :

- Ignimbrites pliocènes
- Shield Group
- Série des Trappes.

Les roches de l'ancienne Série d'Aden sont réparties en de nombreux faciès locaux principalement situés dans le Rift.

Cette dernière classification n'a pas été modifiée fondamentalement par son auteur depuis 1967. V. KAZMIN s'en est fortement inspiré dans la légende de sa carte géologique.

2,4 Dans ces dernières années, nombreuses sont les publications concernant les vulcanites des plateaux et surtout celles de l'Afar. Les résultats des prospections géologiques de l'AGIP entreprises en 1937-38 sur les Plateaux Ethiopien et Somali et dans l'Afar ont été enfin publiés : on y trouve en particulier les analyses pétrographiques de O. HIEKE MERLIN et les coupes stratigraphiques de M. GORTANI et A. BIANCHI. Les missions géologiques entreprises sur le Plateau Ethiopien et la bordure du Rift sous l'égide du C.N.R. italien ont été suivies, à partir de 1973, d'un déferlement de notes diverses entraînant un remaniement complet de la stratigraphie des vulcanites (B. ZANETTIN, E. JUSTIN-VISENTIN et coll.). Partis du Tigre, les géologues italiens ont gagné progressivement le Sud ; leurs derniers travaux intéressent la région d'Addis Abeba. Dans le Tigre également, le service géologique éthiopien a commencé ses travaux de cartographie et les affleurements volcaniques ont pu être mieux situés et mieux délimités.

Les régions du Rift et de l'Afar connaissent une prolifération d'équipes de recherches agissant trop souvent indépendamment les unes des autres sur le même territoire. Les travaux les plus notoires sont ceux de la R.C.P. 180 menés conjointement par le C.N.R.S. et le C.N.R. (H. FAURE, M. TAIEB, H. TAZIEFF, J. VARET, F. BARBERI, O. MARINELLI ...) et ceux du Centre Géologique du T.F.A.I. (M. CLIN et coll.). L'équipe allemande de l'Université de Clausthal a cartographié une portion de la bordure occidentale du Plateau d'Harar (D. JÜCH et M. SCHONFELD) ; J. BRINCKMAN et coll. ont détaillé la géologie de la dépression danakile. Ajoutons encore les explorations géothermiques patronnées par l'UNESCO (G.M. DI PAOLA et coll.), les activités du Département de Géologie d'Addis Abeba (R. BLACK et coll.), la campagne de sondages de la société MOBIL en Mer Rouge (R.W. HUTCHINSON, G.C. ENGELS)...

3 - QUELQUES DONNEES RELATIVES AUX VULCANITES D'ETHIOPIE ET DES PAYS LIMITOPHES

Cette partie résumera essentiellement les conditions de gisement et la datation des vulcanites dans les zones étudiées. Elle donnera l'occasion de rapprocher ces observations et résultats de ceux obtenus par d'autres auteurs et dans d'autres régions (Est Africain, péninsule arabe).

3.1 BASSIN DU NIL BLEU

Les coupes stratigraphiques levées dans les vallées du Nil Bleu, de la Chamoga, de la Zega Wodem et du Mughher comprennent plusieurs centaines de mètres de roches volcaniques. SUS-JACENTS A LA SERIE SEDI-MENTAIRE, IL Y A UNE SUCCESSION DE COULEES BASALTIQUES INTER-CALEES DE PYROCLASTES QUE NOUS AVONS COMMODEMENT APPELEES "*Série des Trappes*". (Nous reviendrons plus tard sur l'opportunité de ce nom). Cette série des Trappes constitue généralement la surface du plateau. Des coulées basaltiques sont empilées les unes sur les autres de façon à former un groupe de coulées, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, que certains auteurs ont assimilé à une seule. Généralement, un groupe de coulées est séparé du suivant par des lits de pyroclastes comprenant fréquemment des horizons lacustres fossilifères.

Le nombre des coulées est variable ; leur étendue est limitée à quelques dizaines de kilomètres semble-t-il bien que l'ensemble donne l'impression d'une parfaite continuité. Au Pont du Nil, on compte de 2 à 5 grands groupes de coulées séparés d'épaisses intercalations pyroclastiques. Dans la vallée du Mughher, les coulées et les niveaux pyroclastiques sont minces et nombreux à l'emplacement du télébenne, alors que plus à l'Ouest les pyroclastes sont prédominants. La majeure partie des falaises de Debre Libanos est constituée de brèches et de tufs volcaniques. Ces nombreuses variations latérales de faciès pétrographiques rendent bien difficile toute tentative de synthèse stratigraphique.

AU-DESSUS DE LA SERIE DES TRAPPES VIENNENT DES VULCANITES PETROGRAPHIQUEMENT SIMILAIRES, MAIS EN COULEES PLUS COURTES ET PLUS IRREGULIERES, DISPOSEES EN AMAS DISSEMINES SUR LE PLATEAU ET QUE NOUS AVONS DESIGNÉES SOUS L'APPELLATION DE "*Shield Group*". Ces amas sont les témoins d'un volcanisme central ancien. Enfin, des produits volcaniques plus récents ont été émis dans les

Monts Salale (en majeure partie du Shield Group), dans la vallée de la Zega Wodem et dans le haut bassin du Guder. Les nombreux sills et dykes injectés dans les coulées des Trappes ou dans la série sédimentaire sous-jacente, sont à relier à ces activités volcaniques plus récentes.

La détermination des restes végétaux contenus dans les intercalations sédimentaires des Trappes a permis de reconnaître des assemblages floristiques connus à l'Eocène, à l'Oligocène et au Miocène. Les niveaux supérieurs de Debre Libanos ont en revanche livré des Angiospermes de type Pliocène, ce qui nous a amené à dater Pliocène les manifestations du Shield Group dans cette région.

Les datations radiométriques effectuées dans les coulées basaltiques sont maintenant nombreuses, mais toujours entachées d'erreurs à cause de la grande quantité de matières amorphes contenues dans les échantillons (jusqu'à 30 %). Les âges compris entre 20 et 30 millions d'années sont fréquents (I. McDOUGALL et coll., 1975, B. ZANETTIN et coll., 1975). Les résultats de R. GRASTY et coll. (1966) ont été considérés comme peu fiables (ils sont compris entre 50 et 67 millions d'années). Cependant G.H. MEGRUE et coll. (1972) ont également trouvé un âge de 58 millions d'années à Ambo, un autre de 42 millions d'années vers Fiche. AINSI, SI LA MAJEURE PARTIE DES ERUPTIONS A EU LIEU A L'OLIGOCENE, IL EST EGALEMENT VRAISEMBLABLE QUE LES PREMIERES COULEES SOIENT PLUS ANCIENNES ET DATENT DE L'EOCENE, car il est utile de rappeler que les basaltes des coulées anciennes sont généralement vacuolaires, altérés et donc impropres aux mesures radiométriques (B. ZANETTIN et coll. indiquent 26,7 millions d'années pour un basalte situé au contact du "Calcaire d'Antalo" dans la coupe du Pont du Nil, alors qu'une coulée supérieure se voit attribuer un âge plus ancien. L'échantillon inférieur provient vraisemblablement de l'affleurement dominant le viaduc courbe qui représente, selon nous, un bloc effondré issu d'une falaise supérieure.).

Le volcanisme central ancien (Shield Group) de la bordure orientale du plateau a été daté en grande partie Miocène (de 1) à 26 millions d'années) par B. ZANETTIN et coll. (1974). Le volcanisme récent est estimé Pléistocène.

3.2 BORDURE ORIENTALE DU PLATEAU ETHIOPIEN (DE DEBRE SINA A ADDIS ABEBA)

Cette région est d'une grande complexité structurale et les épisodes volcaniques sont bien difficiles à dénombrer et à situer chronologiquement. En effet, les fractures sont multiples et les divers compartiments sont souvent recouverts par les manifestations volcaniques récentes de l'Afar.

On retrouve, au-dessous des coulées basaltiques primitivement subhorizontales et ultérieurement basculées par la fracturation, un faciès similaire à la Série des Trappes du Bassin du Nil Bleu, puis des volcans basaltiques anciens (Shield Group), ET EN PLUS UNE COUCHE D'IGNIMBRITES CLAIRES QUI S'ETEND DANS LE SUD DU PAYS JUSQU'A COUVRIR L'ENSEMBLE DU PLATEAU ETHIOPIEN AU-DELA DU HAUT BASSIN DE L'AWASH. Des volcans récents sont disséminés dans les alentours d'Addis Abeba.

A Molale et à Mush, les intercalations lacustres au voisinage des coulées basaltiques anciennes d'origine centrale (Shield Group) contiennent une flore de type Miocène. Dans la région de Debre Sina, les ignimbrites ont livré des troncs silicifiés se référant au même âge, de même qu'à Entoto. B. ZANETTIN et coll. ont établi une stratigraphie détaillée dans trois publications plus ou moins complémentaires, en s'appuyant sur les résultats des mesures radiométriques. Ils ont trouvé 21 à 25 millions d'années à Molale (Shield Group), 22 millions d'années à Entoto (ignimbrites), 23,4 millions d'années dans la vallée du Cassam (coulées basaltiques des Trappes), c'est-à-dire des âges situés à la limite Oligocène-Miocène. Les vulcanites les plus récentes, datées de 11 à 5 millions d'années, sont réparties en plusieurs unités : *Rhyolites et Basaltes de Fursa*, *Rhyolites de Balchi*, *Rhyolites et Basaltes de Bichoftu*.

3,3 HAUT BASSIN DE L'OMO

LA COUVERTURE IGNIMBRITIQUE Y EST TRES ETENDUE ; elle repose sur des coulées basaltiques primitivement subhorizontales tout-à-fait comparables par leur faciès à celles des Trappes. Il existe également quelques appareils volcaniques acides plus récents. Les intercalations sédimentaires nombreuses dans les ignimbrites ont fourni une paléoflore miocène (inférieur?) au Nord (Welkite, Pont sur l'Omo), mais franchement pliocène au Sud dans la région de Jimma. B. ZANETTIN et coll. (1974) ont publié deux datations radiométriques : une rhyolite des environs de Welkite (Endeber) a donné 4 millions d'années, mais le basalte de la falaise supérieure dominant le Pont sur l'Omo a été daté 11 millions d'années seulement ; cet âge récent pose le problème de l'âge de la Série des Trappes dans le Sud de l'Ethiopie. Au-delà de Jimma, les informations détaillées sont quasi-inexistantes. A la frontière kenyane (lac Rodolphe), C. ARAMBOURG (1943) a découvert une faune de Mammifères du Miocène inférieur ; des mesures radiométriques ont donné des valeurs de 25 millions d'années (Oligocène supérieur). Les recherches de ces dernières années ont porté sur les formations pléistocènes.

3,4 PLATEAU DE L'HARAR (CHERCHER)

UNE FORMATION BASALTIQUE EPAISSE MAIS DISCONTINUE S'ETEND SUR LA MARGE OCCIDENTALE DU PLATEAU D'HARAR DEPUIS LE MONT GARA MULATA ET DEDER, JUSQU'A PROXIMITE DE LA FRONTIERE KENYANE. ELLE EST EN DE NOMBREUX POINTS SIMILAIRES A LA SERIE DES TRAPPES DU PLATEAU ETHIOPIEN et a donc été rangée dans ce faciès volcanique. Dans la région de Deder et Kulubi, nous ne connaissons pas d'études stratigraphiques et pétrographiques détaillées et récentes : les analyses des basaltes datent du début du siècle, et montrent peu de différences avec celles faites sur le Plateau Ethiopien (voir Etude locale). Dans les environs de Kulubi, un large sill a été interprété par P. CANUTI et coll. (1973) comme une interstratification dans les Grès supérieurs, sans que les arguments avancés nous paraissent convaincants. D'ailleurs, les injections volcaniques sont nombreuses dans cette zone, mais sont difficiles à mettre en rapport avec les coulées volcaniques proprement dites (dykes et sills de basaltes, d'arfvedsonite ...).

Vers Ourso, sur la bordure faillée du plateau, l'érosion a fait disparaître la couverture basaltique. Dans un compartiment, un "placage" volcanique sur les grès a fourni une paléoflore Miocène. A Hirna, les "Grès supérieurs" contiennent une paléoflore Crétacé supérieur-Eocène.

G.H. MEGRUE et coll. (1972) ont mesuré l'âge des dykes et des coulées par la méthode du potassium/argon : ils ont trouvé des valeurs comprises entre 28 et 35 millions d'années près d'Harar, et 35,5 millions d'années à Mieso. Cependant, les mesures faites par P.W. JONES et D.C. REX (1974) sur les coulées du Mont Gara Mullata ont donné des résultats plus récents (22,6 et 16,7 millions d'années). On en déduit que, par rapport au Bassin du Nil Bleu, LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES SEMBLENT AVOIR COMMENCE PLUS TARD (OLIGOCENE ?) ET S'ETRE POURSUIVIES COMME AILLEURS PENDANT LE MIOCENE.

Au Sud d'Asba Tafari, l'étude des volcanites a été faite par D. JUCH (1975). La Série des Trappes est puissante (plus de 2000 mètres) et son âge est principalement Miocène (datations radiométriques de K. KUNZ et coll., 1975).

Contrairement à ce qui est observé ailleurs, les manifestations volcaniques récentes ne sont pas connues dans la partie Nord du Plateau d'Harar. V. KAZMIN en signale quelques-unes dans le Sud (haut bassin de la rivière Ganale).

3.5 PLATEAU DU TIGRE

La feuille géologique de Mekele figure DES COULEES DE BASALTE INTERCALEES DE SEDIMENTS LACUSTRES QUI SONT RANGES DANS LA SERIE DES TRAPPES. En plus, dans le bassin sédimentaire de Mekele, des intrusions nombreuses et étendues de type doléritique forment des sills et des dykes dans les "Calcaires d'Antalo" ; leur étude pétrographique a été faite par E. JUSTIN-VISENTIN (1968, 1974). Aucune manifestation volcanique plus récente n'a été observée, si ce n'est plus à l'Est, dans la dépression de l'Afar.

Au Nord, dans la région d'Adua et d'Axum, de nombreux pitons et coulées acides (phonolithe) surmontent les coulées des Trappes. Ces volcanites ont été distinguées par G. MERLA et E. MINUCCI sous le nom de "*Groupe d'Adua-Axum*" ; V. KAZMIN les estiment sur sa carte d'âge pliocène. L'affleurement des Trappes le plus septentrional atteint la ville d'Asmara en Erythrée.

Au Sud-Ouest de Mekele, dans la vallée de la rivière Tsellari, les Trappes ont été étudiées par E. ABBATE et coll. en 1968. La série est constituée typiquement de coulées basaltiques et d'intercalations lacustres d'une épaisseur totale de 370 mètres. Une coulée est intercalée dans les grès sous-jacents : elle est interprétée comme une interstratification montrant la contemporanéité de la fin de la sédimentation gréseuse avec le début des effusions volcaniques.

3.6 BORDURE ORIENTALE DU PLATEAU ETHIOPIEN (DE MEKELE A DESSIE)

C'est dans ce secteur que les missions du C.N.R. italien ont commencé leurs observations. L'exploitation des résultats a été orientée dans deux directions : la stratigraphie et l'âge des volcanites d'une part, l'histoire de la formation et la structure de la bordure du Rift d'autre part. Au Nord du lac Ashanghi, les coulées

basaltiques anciennes apparaissent nettement constituer deux groupes séparés par une discordance angulaire. C'est d'ailleurs dans cette zone que W.T. BLANFORD avait distingué ses *groupes d'Ashanghi et de Magdala*. Dans leur première publication (1973), B. ZANETTIN et coll. conservent le terme d'*Ashanghi* pour les coulées inférieures inclinées (mais leur nouvelle "*Formation d'Ashanghi*" n'existe pas au lac du même nom) et subdivisent les coulées supérieures en plusieurs unités caractérisées par des noms locaux : *Alaji*, *Aiba*, *Termaber*. L'étude de la coupe de Kombolcha, vers Dessie, à la dépression de l'Afar, les conduit à ajouter une nouvelle unité plus récente : les rhyolites et basaltes de Fursa. La discordance séparant le groupe inférieur des autres unités n'est plus observable.

Un basalte a fourni un âge radiométrique de - 57 millions d'années (B. ZANETTIN et coll., 1974), tandis qu'un dyke était daté - 66 millions d'années par G.H. MEGRUE et coll. (1972). LES PHENOMENES VOLCANIQUES ONT DONC DEBUTE DES LA LIMITE CRETACE SUPERIEUR-EOCENE DANS CETTE REGION. Les unités supérieures se répartissent dans l'Oligocène et le Miocène.

3.7 AFAR ET ALPES DANAKILES

Les travaux récents montrent la complexité des phénomènes volcaniques dans cette région (M. TREUIL et J. VARET, 1973). Mais le manque de coordination qui souvent a régné entre les équipes de chercheurs n'est pas fait pour simplifier la nomenclature. V. KAZMIN a établi une bonne synthèse de la question dans sa notice explicative de la carte géologique d'Ethiopie (1975). Le "*Groupe de l'Afar*" rassemble les plus anciennes coulées à l'affleurement : CE SONT DES BASALTES STRATIFORMES EN RELATION AVEC DES CENTRES VOLCANIQUES EN MAJEURE PARTIE D'AGE PLIOCENE. Une *épaisse série ignimbritique* a été observée à proximité du Plateau d'Harar. Les basaltes du groupe de l'Afar sont alcalins et en cela comparables à ceux des Trappes. Des manifestations ultérieures plus acides recouvrent généralement, en amas dispersés et plus ou moins superposés, ce plancher basaltique.

Dans le Nord du horst danakil, R.W. HUTCHINSON et G.C. ENGELS (1972) ont mesuré 3000 mètres de basalte miocène qu'ils ont rangé dans la Série des Trappes. DES COULEES BASALTIQUES SONT EGALEMENT INTERCALEES DANS LES EVAPORITES DE LA MER ROUGE ET LEUR DATATION RADIOMETRIQUE S'ETEND DE L'OLIGOCENE AU PLIOCENE.

3.8 LES ROCHES VOLCANIQUES DES PAYS LIMITOPHES

Les éruptions basaltiques coénozoïques représentent un phénomène général en Afrique de l'Est. Au Soudan, les coulées stratoïdes tertiaires couvrent de larges surfaces ; elles sont constituées de basaltes et de pyroclastes à la base, principalement Miocène, de laves plus acides au sommet (A.M. WHITEMAN, 1971). Les roches volcaniques sont en revanche moins répandues en Somalie ; J.A. HUNT (1956) les estime post-Miocène. Au Yémen, la Série des Trappes comprend surtout des tufs et des laves trachyandésitiques tandis que les basaltes forment plutôt des intrusions ; la base a été datée Eocène par T. LIPPARINI (1956). Au-dessus vient le volcanisme récent de la Série d'Aden. Les phénomènes volcaniques sont importants enfin au Kenya à partir du Miocène ; on retrouve une série stratoïde basaltique recouverte par des émissions plus récentes.

4 - LA STRATIGRAPHIE DES VULCANITES DES PLATEAUX

4.1 CARACTERES STRATIGRAPHIQUES COMMUNS

41.1 SUR LE PLATEAU ETHIOPIEN COMME SUR LE PLATEAU D'HARAR, LES PREMIERES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES SONT DES COULEES BASALTIQUES ETENDUES ET EPAISSES, INTERCALEES D'EPISODES PYROCLASTIQUES. Cet ensemble volcanique, assez homogène dans sa composition pétrographique, mais d'âge sujet à variations, a reçu le nom général de *Série des Trappes*. Suivant les lieux, les coulées recouvrent la série sédimentaire sous-jacente soit en discordance soit en parfaite concordance ; dans le dernier cas, les premières coulées sont interstratifiées dans le sommet du faciès gréseux supérieur. LEUR AGE EST COMPRIS ENTRE L'EOCENE INFERIEUR ET LE MIOCENE.

41.2 LA SERIE DES TRAPPES CONSTITUE UN SOUBASSEMENT SUR LEQUEL SONT DISSEMINES DES "PLACAGES" VOLCANIQUES POSTERIEURS. Ce sont des larges appareils volcaniques anciens, fortement érodés, ayant produit des projections et des coulées plus courtes et plus irrégulières que celles des Trappes, mais également basaltiques (*Shield Group*). Cette activité centrale sporadique s'est produite pendant une grande partie du Miocène. De plus, une *épaisse couverture ignimbritique acide* a été émise depuis le Miocène au Nord, jusqu'au Pliocène au Sud (*Groupe de Magdala* sur la carte de V. KAZMIN). CES IGNIMBRITES POST-TRAPPEENNES SONT DONC PLUS OU MOINS CONTEMPORAINES DE L'ACTIVITE CENTRALE DU "SHIELD GROUP".

ENFIN, AU COURS DU PLIOCENE ET DU PLEISTOCENE, UNE ACTIVITE VOLCANIQUE SPORADIQUE S'EST MANIFESTEE DANS LES ZONES TECTONIQUEMENT ACTIVES DES PLATEAUX (à proximité des grands effondrements). Elle est à mettre en parallèle avec celle de l'Afar.

41.3 De nombreuses intercalations volcaniques ont été décrites dans la Série sédimentaire sous-jacente ("Calcaires d'Antalo", "Grès supérieurs") ou dans le Socle, tant sur le Plateau Ethiopien que sur le Plateau d'Harar. Elles sont interprêtées soit comme des interstratifications vraies, dans les "Grès supérieurs", qui représentent les premières coulées, soit comme des sills et des dykes en relation avec l'émission des Trappes ou du Shield Group.

4.2 LES PRINCIPAUX PROBLEMES

Les caractères communs propres aux vulcanites paraissent donc évidents si l'on s'en tient aux données générales. Il n'en est pas de même quand l'on veut établir une échelle stratigraphique précise.

42.1 LA SERIE DES TRAPPES SENSU STRICTO (SHIELD GROUP EXCLU)

a) Datations des premiers épisodes

Il n'y a pas actuellement de datation précise des premières coulées volcaniques. On connaît le degré de précision fourni par les déterminations paléobotaniques (à Debre Libanos, l'âge des niveaux de base est compris entre le Crétacé terminal et l'Eocène). Mais les datations radiométriques par la méthode du K/A sont de plus inutilisables car les

basaltes de base sont altérés, souvent vacuolaires et zéolitisés, et contiennent souvent beaucoup de matières amorphes. Les risques de contamination et de perte d'Argon sont suffisamment grands pour enlever toute fiabilité aux résultats. C'est pourquoi la plupart des mesures de datations ont été faites sur des échantillons prélevés assez haut dans la formation volcanique. Les valeurs obtenues, les plus anciennes et les plus fiables, gravitent autour de - 60 millions d'années dans la région de Dessie et le Haut Bassin du Nil Bleu. Néanmoins, P.W. JONES (1976) considère, sur la foi de ses datations radiométriques, que les toute premières manifestations volcaniques ne datent que de l'Oligocène. IL SEMBLE CEPENDANT ETABLI QU'EN CERTAINS POINTS LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES SONT APPARUES AU TOUT DEBUT DE L'EOCENE (VOIRE AU CRETACE TERMINAL). EN D'AUTRES LIEUX, IL PARAIT CERTAIN QU'ELLES SONT POSTERIEURES (OLIGOCENE).

b) Succession des différentes phases

Il paraît bien difficile de définir une série-type d'épisodes volcaniques dans la masse des coulées basaltiques et des niveaux pyroclastiques, car leur nombre et leur épaisseur sont très variables. Chaque épisode peut être séparé du suivant par une période d'accalmie suffisamment longue pour permettre l'installation du sol et de la végétation et l'intervention de l'érosion aérienne et des déformations tectoniques : il y aura alors discordances entre les deux couches. En revanche, les éruptions peuvent avoir été faites d'une suite continue de minces coulées et de dépôts pyroclastiques et l'on obtient ces puissants groupes de coulées ou ces épais niveaux de cendres, tufs et brèches volcaniques. Vouloir repérer et systématiser l'ordre de ces phénomènes aboutit à une prolifération de noms locaux.

Pas plus que les conditions de gisements, l'étude pétrographique des différents niveaux n'apporte de critères décisifs. B. ZANETTIN et coll. (1974, 1976) distinguent deux phases nettement tranchées dans la Série des Trappes sensu stricto qui correspondent à deux cycles volcaniques successifs (*Ashanghi - Aiba*). L'étude pétrochimique des basaltes de ces deux groupes montre à première vue peu de différences fondamentales : tous sont alcalins à tholéitiques et contiennent une forte teneur de titane, mais une faible teneur d'aluminium. L'examen des tableaux de compositions des différents échantillons montre en fait que les variations sont au moins aussi importantes horizontalement, dans un même groupe, que verticalement dans deux groupes différents.

En guise de conclusion, disons que l'apparente homogénéité du puissant manteau volcanique des Trappes est en fait trompeuse. Il y a de grandes variations dans le temps et dans l'espace ; chaque coulée est limitée en étendue mais juxtaposée ou imbriquée à sa voisine et l'instant d'émission de chaque épisode varie localement. LA SERIE DES TRAPPES NE PEUT ETRE CONSIDEREE COMME UNE UNITE STRATIGRAPHIQUE BIEN DEFINIE. C'EST PLUTOT UN FACIES VOLCANIQUE DIACHRONE QUI INTERESSE UNE GRANDE PARTIE DU TERTIAIRE (EOCENE A MIOCENE) ET QUI SEMBLE S'ETRE INSTALLE PLUS TOT DANS LE NORD DU PLATEAU ETHIOPIEN.

42.2 LE VOLCANISME POSTERIEUR AUX COULEES DES TRAPPES SENSU STRICTO

a) Les coulées et les projections émises par les "vieux volcans" du *Shield Group* sont parfois peu discernables sur le terrain de

celles des Trappes quand elles sont étendues, épaisses et que la région a été intensément faillée. B. ZANETTIN et coll. ont fait l'analyse chimique de ces vulcanites qu'ils rangent dans leur "*Formation de Termaber*" ; les basaltes sont riches en aluminium mais pauvres en titane (contrairement à ceux des Trappes) et sont associés à d'autres types de roches (phonolite, trachyphonolite ...). Les datations radiométriques sont comprises entre 26 et 11 millions d'années, c'est-à-dire toujours plus récentes que celles des Trappes. Il n'en reste pas moins que sur le terrain la limite entre Série des Trappes et Shield Group est impossible à tracer quand ces deux épisodes ne sont pas séparés l'un de l'autre par une période d'accalmie suffisamment longue.

b) Les *ignimbrites des plateaux* sont bien reconnaissables sur le terrain où elles forment par endroits une couverture continue. Les sédiments lacustres y sont nombreux. Les ignimbrites sont également abondantes dans le fossé du Rift. IL EST PROBABLE QUE CETTE FORMATION IGNIMBRITIQUE D'ASPECT MONOTONE CORRESPONDE EN FAIT A LA JUXTAPPOSITION ET A LA SUPERPOSITION DE PLUSIEURS EPISODES EXPLOSIFS AYANT EU LIEU PENDANT LE MIOCENE ET LE PLIOCENE ; là encore, il s'agit d'un faciès diachrone.

A l'aide de datations radiométriques, B. ZANETTIN et coll. ont montré que l'âge de ces projections rhyolitiques était plus ancien dans le Tigre, au Nord, (Oligocène supérieur) que dans la région d'Addis Abeba (Miocène). Les déterminations paléobotaniques ont confirmé que ce phénomène de migration des ignimbrites s'était poursuivi vers le Sud jusqu'au Pliocène : les paléoflores de Welkite sont miocènes alors que celles de Jimma sont pliocènes. (Paradoxalement, B. ZANETTIN range dans la même unité (*la Formation d'Alaji*) les ignimbrites du Tigre et de la région de Debre Berhan, mais place celles de la haute vallée de l'Omo dans une unité particulière (*les Rhyolites de Balchi*) sous prétexte qu'elles sont plus récentes.) Les lieux d'émission de ces projections restent encore à définir.

c) Le volcanisme dit *récent* regroupe un grand nombre de manifestations disséminées, souvent difficiles à coordonner. A proximité du Rift, des volcans qui ont eu une activité préhistorique sont bien délimités et conservent encore une forme caractéristique. Mais en certains points, l'activité volcanique centrale s'est déroulée pendant tout le Pliocène ; il n'est alors pas possible d'établir une limite nette entre les vieux volcans du Shield Group et les volcans récents. Dans les Monts Sallale, des pitons phonolitiques très frais coexistent avec des édifices complètement démantelés.

4.3 ESSAI DE STRATIGRAPHIE FINE

La plupart des auteurs s'est contentée jusqu'à présent de classifications sommaires des vulcanites des plateaux, classifications qui présentent l'avantage d'être simples, compréhensibles et utilisables sur le terrain. Celles de P.A. MOHR, V. KAZMIN et J. BEAUCHAMP - Y. LEMOIGNE sont très proches et ne diffèrent que par leur nomenclature. Nous ne verrions pas d'inconvénient à retenir celle de V. KAZMIN qui présente l'avantage d'être utilisée dans la carte géologique de l'Ethiopie (Tableau XXXIV, page suivante).

Se fondant sur la nature pétrographique et les datations radiométriques, B. ZANETTIN, E. JUSTIN-VESENTIN et leurs collaborateurs ont établi une chronologie fine des phénomènes volcaniques qu'ils ont réparti en nombreuses unités stratigraphiques. Les termes principaux ont été définis dans le Tigre puis subdivisés par la suite pour être applicables aux vulcanites de la région d'Addis Abeba. Les éruptions sont rangées dans trois cycles volcaniques :

- Premier cycle pré-Oligocène : *Basaltes d'Ashanghi*
- Second cycle Oligo-Miocène : *Basaltes d'Aiba, Ignimbrites d'Alaji, Basaltes de Termaber*
- Troisième cycles Pliocène-Quaternaire : *Basaltes de Fursa, Rhyolites de Balchi, Basaltes de Bichoftu, Phonolite de Sallale.*

En 1976, est ajouté un "cycle infrasédimentaire" groupant les intercalations basaltiques des "Grès supérieurs" observées par les auteurs dans le Tigre et dans l'Harar (Kulubi). Les ignimbrites d'Alaji sont subdivisées en *Alaji-Sirro* anciennes et *Alaji-Molale* récentes sur la foi des datations radiométriques : dans cette formation sont rangés des rhyolites et des basaltes. La *Formation de Termaber* est également répartie en *Termaber-Guassa* et *Termaber-Meghezez* pour la même raison.

Ces diverses unités sont essentiellement distinguées par leur âge, car souvent leurs caractères pétrographiques sont proches : "*les rhyolites de Balchi et les rhyolites d'Alaji sont difficiles à distinguer les unes des autres à la fois sur le terrain et sous le microscope*" (B. ZANETTIN et coll., 1975). Pire, certaines formations sont en partie d'âge identique et leurs caractères pétrographiques ne sont d'aucun secours. Les basaltes d'Alaji et de Fursa sont également sub-alkalins près d'Addis Abeba et "*la détermination de (leur) âge n'est même pas décisive (pour les distinguer)*" (B. ZANETTIN, 1974). Un autre exemple est donné par un affleurement basaltique dans la région de Dessie (vers Kombolcha) qui est daté de 30 millions d'années. Cette détermination radiométrique ne permet pas aux auteurs de savoir s'il s'agit d'un basalte des formations d'Ashanghi, d'Aiba ou d'Alaji. La même incertitude existe pour un basalte de la vallée du Mughher daté de 28 millions d'années et que les publications successives rangent dans les *Formations d'Ashanghi, Aiba ou Alaji (1973), Aiba (1974), Ashanghi ou Aiba (1976)*.

Enfin, la nomenclature adoptée est parfois source d'ambiguïté. Nous avons déjà dit qu'il eût mieux valu renoncer au terme *d'Ashanghi*, ce qui eût évité d'avoir une *Formation d'Ashanghi* absente au lac du même nom (alors que le Groupe d'Ashanghi de W.T. BLANFORD fut précisément défini à cet endroit). D'autre part, certaines expressions sont peu heureuses : par exemple, dans une de leurs publications, les auteurs parlent de *basaltes* faisant partie des "*Rhyolites d'Alaji*".

En conclusion, lorsqu'un géologue rencontre sur le terrain un gisement de roches volcaniques, il ne peut rien dire a priori ; il lui faut d'abord dater un échantillon représentatif avec la méthode du K/A et faire son analyse chimique. Si l'échantillon se prête à la datation radiométrique et si le résultat ne tombe pas dans un intervalle de temps couvert par plusieurs formations, si sa composition chimique montre des caractéristiques bien marquées en accord avec les catégories pré-établies, alors seulement il pourra situer stratigraphiquement le gisement volcanique rencontré.

ANNEXE 1

UTILISATION DE L'IMAGERIE ERTS DANS L'ETUDE STRUCTURALE DU PLATEAU ETHIOPIEN CENTRAL

1 - LOCALISATION DE L'ETUDE

Le secteur étudié est un rectangle compris entre $8^{\circ} 10'$ N et $10^{\circ} 30'$ d'une part, et 37° E et 40° E d'autre part. Il intéresse le Plateau Ethiope de la province d'Addis Abeba ainsi qu'une partie de la bordure du Rift Valley et le Bassin moyen du Nil Bleu.

2 - CONDITIONS D'UTILISATION DES CLICHES ERTS

La portion centrale du Plateau Ethiope est bien arrosée une partie de l'année par les pluies de moussons. La végétation est faite essentiellement de prairies avec de nombreuses cultures de graminées (blé, millet). Sur les clichés, l'étendue grisâtre du Plateau portant quelques reliefs adoucis contraste avec la zone disséquée par l'érosion fluviale du Bassin du Nil Bleu et l'alignement des escarpements de la bordure du Rift.

Les conditions d'observations sont bien différentes des zones arides telles celles du Rift, mais assez comparables aux régions tempérées européennes.

SAISON

L'époque de l'année pendant laquelle est tiré le cliché doit être prise en considération. Il suffit de comparer les photographies du même secteur faites en des saisons différentes. Dans le Bassin du Nil Bleu, à la date du 9 septembre 1972 (vue E 1048 07140 502), l'ensemble apparaît uniformément gris; les sols gorgés d'eau à la fin de la saison des pluies ne reflètent pas les structures sous-jacentes. Le 8 décembre 1972 (vue E 1138 07145 501), après deux mois de sécheresse, de nombreuses bandes sombres ou claires sont visibles dans les prairies et les cultures.

Néanmoins, il existe quelques structures qui apparaissent dans des terrains imbibés d'eau.

L'époque de l'année conditionne également l'importance de la couverture nuageuse et corrélativement les possibilités d'exploitation du cliché. Dans toutes les vues disponibles, la bordure du Rift Valley est plus ou moins dissimulée par la nébulosité et son interprétation est délicate.

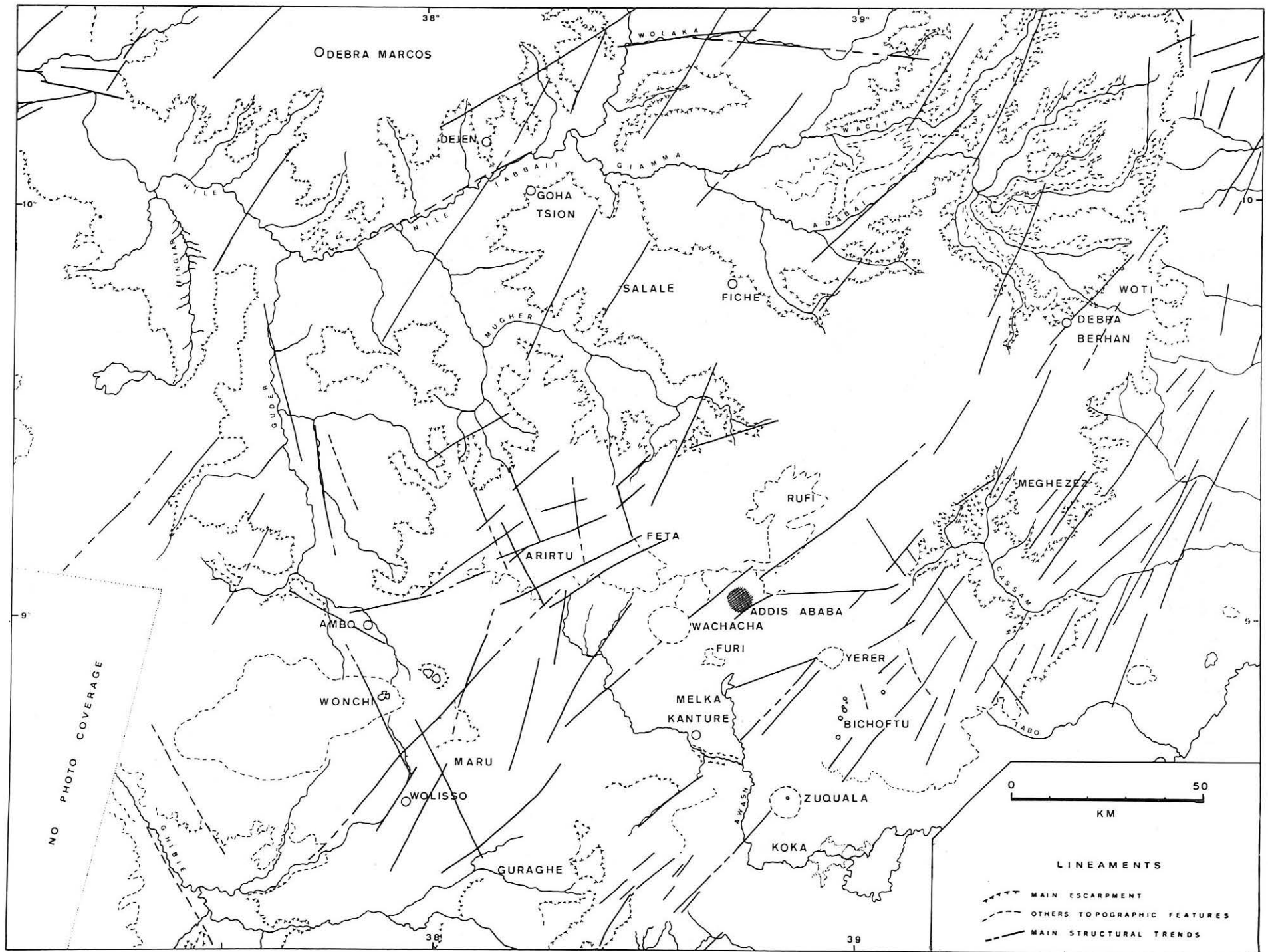


Fig. 81 – Carte structurale du Plateau Ethiopien central. Main lineaments of central Ethiopian Plateau from ERTS imagery.

ECHELLE

Il ne faut pas non plus négliger la valeur de l'agrandissement des clichés. A L'échelle 1 : 250 000 de nombreux petits alignements sont visibles, principalement sur la bordure du Rift ; ils correspondent généralement à des fractures, retrouvées sur le terrain. A 1 : 1 000 000 se révèlent sur le Plateau des bandes allongées plus claires ou plus sombres. Ces faibles différences de teintes indiquent des structures jusqu'alors souvent inconnues; elles sont accentuées par l'emploi d'un papier photographique dur.

BANDE SPECTRALE

La bande 7 (infrarouge) fournit la meilleure distinction entre la terre et l'eau : son emploi permet de reconstituer facilement le réseau hydrographique.

La bande 5 (rouge) montre bien les traits topographiques. C'est celle qui convient le mieux à une étude structurale.

3 - PRINCIPAUX LINEAMENTS

Les clichés ERTS montrent les grands traits topographiques de la région ainsi que des lignes et bandes allongées traduisant généralement le trajet de failles qu'à la suite de J. CHOROWICZ et S. PAUL (1974) nous appellerons "alignements".

Sur le croquis structural joint, nous avons mis en évidence la limite d'érosion du Plateau et celle des reliefs isolés en indiquant l'emplacement des abrupts importants.

Les alignements relevés dans la bordure du Rift et sur le Plateau peuvent être répartis en deux systèmes :

- un faisceau orienté NE-SW (50-60° N)
- un faisceau orienté NNE-SSW (25-30° N).

3.1 LIMITE DU PLATEAU ETHIOPIEN

Les régions orientale et méridionale du Plateau sont affectées par le faisceau de failles parallèles qui détermine la structure en échelon du bord du Rift Valley. Elles sont intensément érodées par les torrents.

Au Nord de la rivière Tabo, on suit le tracé d'une falaise bordière principale, parallèle à la direction générale du Rift, mais profondément incisée par le canyon de la rivière Cassam et ses affluents.

Au Sud, dans la région des lacs de Bichoftu, la limite devient plus incertaine. Une falaise nette réapparaît au-delà de la rive droite de l'Awash, au pied du Mont Guraghe.

Au Nord du Mont Woti, de par l'érosion des têtes de rivières affluentes de la rive droite du Nil (Adabai et Wacit), le Plateau se trouve réduit à une mince crête déchiquetée.

Figure 81: Carte structurale du Plateau Ethioipien central d'après l'interprétation de clichés ERTS

Dans la région s'étendant au Nord d'Addis Abeba, les canyons du Nil Bleu et de ses tributaires pénètrent plus ou moins profondément dans la surface du Plateau; sa limite est généralement bien définie sous forme d'une falaise ou de plusieurs falaises étagées. Elle est en revanche peu évidente dans la haute vallée de Guder. Deux grandes buttes témoins sont isolées entre Guder et Mugher d'une part, et Giamma et Wolaka d'autre part.

Au Sud Ouest on remarque la profonde vallée de la rivière Ghibie (cours supérieur de l'Omo).

D'une façon générale, la falaise bordière du Plateau est taillée dans les coulées des Trappes.

3,2 AUTRES TRAITES GEOMORPHOLOGIQUES

Les volcans Zuquala, Yerer, Wachacha ont la forme d'édifices très récents. Le massif du lac Wonchi est plus complexe : la zone périphérique du lac représente les flancs d'un volcan récent; le reste du massif résulte d'une activité plus ancienne.

Les édifices volcaniques du Mont Guraghe, au Sud, et des Monts Meghezez et Woti, au Nord, ont subi l'érosion intense des torrents se précipitant dans le Rift et ne présentent plus aucune forme caractéristique.

Le Mont Rufi, au Nord d'Addis Abeba, revêt l'aspect d'une ancienne construction volcanique érodée. Les Monts Salale, à proximité de Fiché, sont des reliefs très adoucis, peu contrastés sur les clichés et témoignent d'une activité volcanique centrale très ancienne (Shield Group).

Entre Ambo et Addis Abeba, on remarque une ligne brisée, d'orientation générale Ouest-Est, séparant les Monts Feta et Arirtu du bassin du haut Awash et de la plaine d'Addis Abeba. Cette différence d'altitude a été interprétée par G. MERLA (1963) et P.A. MOHR (1967) comme le résultat d'une fracture unique. Il semble plutôt qu'il s'agisse de la résultante de l'action de deux réseaux de failles perpendiculaires.

Le bassin de la rivière Awash, la plaine d'Addis Abeba, la région de Bichoftu, paraissent n'être que des gradins descendant dans le Rift Valley. Le Mont Guraghe représente un horst que l'Awash doit franchir par une gorge (Melka Kanture).

3.3 PRINCIPAUX ALIGNEMENTS

Le tracé des failles dans la zone axiale du Rift est très apparent; sur les clichés on reconnaît une direction générale NE-SW ($50-60^\circ$ N) dans la partie méridionale et une direction NNE-SSW ($25-30^\circ$ N) dans la région septentrionale.

On retrouve deux faisceaux d'alignements de même direction sur le Plateau.

Les fractures parallèles NE-SW sont innombrables en bordure du Rift, en particulier dans la vallée du Cassam, mais la structure en échelons qu'elles produisent est dissimulée par l'intense érosion torrentielle.

La région située entre Koka et Addis Abeba est parcourue par des alignements NE-SW, parallèles aux fractures du Rift, qui représentent le trajet de faille bordant des gradins successifs. Notons un alignement important au Sud du lac Wonchi et surtout celui du Mont Wachacha qui est relayé par celui d'Addis Abeba et, plus au Nord, par des alignements de direction NNE-SSW.

Dans le bassin du haut Awash apparaissent également des directions NNE-SSW qui interfèrent avec le faisceau NE-SW. Des alignements NNW-SSE (150-160° N) sont discernables dans la partie occidentale de la région depuis le Mont Guraghe jusqu'à la vallée du Guder. Ils passent en particulier par le col de Maru, près de Wolisso, qui sépare le bassin de l'Awash de celui du Ghibie, et déterminent l'orientation du cours du Guder.

La région du Mont Arirtu montre une véritable structure de marqueterie due à l'entrecroisement de deux faisceaux d'alignements grossièrement perpendiculaires : NE-SW et NNW-SSE.

Dans le Bassin du Nil Bleu, on retrouve l'interférence des deux faisceaux NE-SW et NNE-SSW; dans le secteur de Dejen, le Nil Bleu en particulier suit, sur une cinquantaine de kilomètres; la direction NE-SW; dans le secteur de Debre Berhan, peuvent être expliquées la structure complexe du cours des rivières Adabai, Wacit et affluents et, corrélativement, celle du bord du Plateau.

Plus à l'Ouest, en dehors du schéma, un long alignement NNE-SSW traverse le haut bassin de la rivière Angar au Nord de la ville de Lekempti.

Enfin, on reconnaît quelques rares alignements plus ou moins Est-Ouest : à l'Est et au Nord d'Addis Abeba et dans la vallée de la Wolaka au Nord.

4 - RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU NIL BLEU

Le cours du Nil Bleu et de ses affluents apparaît conditionné à la fois par le trajet des fractures et par l'effet du bombement de la bordure orientale du Plateau.

Le soulèvement de la bordure orientale du Plateau, phénomène précédent l'effondrement du Rift (M. TREUIL et J. VARET, 1974) a déterminé un drainage obligatoire vers l'Ouest et le Nord Ouest et les cours des affluents du Nil Bleu retrouvent cette direction après la traversée des champs de fractures, au moins en amont du confluent du Mughher.

En aval, le système d'alignement NNW-SSE explique l'orientation de la rivière Guder et probablement de la Fingiar. Le Nil lui-même suit la direction de la bordure orientale du Plateau : d'abord Nord-Sud;

il longe ensuite les alignements NE-SW entre les rivières Giamma et Guder. En aval du Guder, il pénètre dans une marqueterie de failles affectant le socle cristallin et prend la direction générale NW-SE.

5 - CONCLUSIONS

La limite d'érosion du Plateau à l'Ouest et au Nord Ouest est taillée dans les coulées des Trappes par les canyons des affluents du Nil Bleu. Du côté du Rift, elle est déterminée plutôt par des fracturations de fort rejet.

Les alignements NE-SW et NNE-SSW correspondent, sur la bordure du Rift et dans le Rift, à des failles visibles sur le terrain. Sur le Plateau et dans le Bassin du Nil Bleu, ils peuvent être également assimilés à des fractures sans grand risque d'erreur.

L'orientation générale du Rift passe du NNE-SSW au Nord, à NE-SW au Sud. L'observation des alignements montre qu'il n'y a pas inflexions des fractures mais bien plutôt substitution progressive d'un système de fractures par un autre. Ces deux systèmes peuvent d'ailleurs coexister dans une zone de transition (bassin de l'Awash; région de Dejen).

Le système d'alignement NNW-SSE, mis en évidence dans la vallée du Guder, ne correspond à aucune observation de terrain. Son orientation peut être rapprochée des directions érythréenne NW-SE ou africaine Nord-Sud (ABDEL GAWAD; 1969). Il traduit éventuellement l'existence de structures anciennes sous-jacentes aux coulées des Trappes (?).

La rareté des alignements grossièrement Est-Ouest ne permet pas de généralisation.

Le Plateau Ethiopien a donc été fortement affecté par les fractures récentes ayant donné naissance au Rift bien que le tracé des failles ne soit souvent plus visible sur le terrain. De plus, il est possible que certains linéaments traduisent des structures mises en place antérieurement aux coulées des Trappes. Le tracé des cours du Nil Bleu et de ses affluents reflètent l'interférence de la fracturation et du soulèvement de la bordure du Rift.

CLICHES UTILISES

E 1048 07140 502
E 1137 07091 501
E 1138 07145 501
E 1139 07204 501
E 1155 07092 501
E 1228 07153 502
E 1246 07154 501
E 1191 07092 502
E 1191 07090 502

QUELQUES ORIENTATIONS DE RECHERCHES ULTERIEURES

Comme à l'accoutumée dans ce genre de travail, les questions soulevées sont bien supérieures en nombre à celles qui ont reçu une réponse. Les sujets de recherches ultérieures ne manquent donc pas ; nous les énumérerons brièvement.

1 - SEDIMENTATION ANTE-CARBONIFERE

- Etude systématique des sédiments anciens, peu ou pas métamorphisés, que V. KAZMIN range dans le Précambrien supérieur dans le Nord de l'Ethiopie : les illites des couches légèrement métamorphisées pourraient être datées radiométriquement.

- Recherche, en Ethiopie, des traces éventuelles des glaciations ordoviciennes connues plus à l'Ouest, au Sahara.

2 - GLACIATION PERMO-CARBONIFERE

- Recherche des traces glaciaires (tillites, surfaces d'érosion) depuis l'Ethiopie centro-occidentale (Wollega) jusqu'au Soudan.

- Délimitation de la mer carbonifère en Afrique de l'Est.

3 - FACIES ADIGRAT ET TECTONIQUE PERMO-TRIASIQUE

- Traces des anciennes fractures et limites des Horsts et des Grabens.

- Emplacement exact du Relief Ethiopico-Soudanais.

- Caractères du faciès Adigrat en Ethiopie centro-occidentale (minéraux lourds, direction de transport, milieu de dépôt, âge).

- Caractères du faciès Adigrat dans les Alpes Danakiles et comparaison des directions de transport avec celles du Tigre.

- Délimitation du relief de l'Harar - Yémen. Comparaison des sédiments gréseux de l'Harar et du Yémen (en particulier le cortège des minéraux lourds).

- Paléoflore des Grès d'Adigrat.

4 - EXTENSION DE LA TRANSGRESSION MESOZOIQUE

- L'environnement des Strates de l'Abbai.
- Les grès littoraux au Jurassique (faciès des Grès d'Ambo, des Grès de la Takaze).

5 - PALEOGEOGRAPHIE A LA FIN DU CRETACE

- Origine des matériaux des Grès supérieurs : recensement des directions de courants en Ethiopie et au Soudan (Grès de Nubie) et évolution des contours du Relief Ethiopico-Soudanais
- Configuration du relief de l'Harar-Yemen : paléocourants et minéraux lourds des Grès supérieurs dans l'Harar et des Grès de Nubie dans l'Hadramaout et la Somalie du Nord.
- Importance de l'érosion fini-crétacée : Etude du contact Trappes-Grès supérieurs en diverses régions d'Ethiopie.
- Changements floristiques au cours du Crétacé.

6 - LE DEBUT DES PHENOMENES VOLCANIQUES

- Révision des affleurements des "interstratifications basaltiques" des Grès supérieurs. Datation paléobotanique et radiométrique des premières coulées...

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

NOTE: (+)ouvrage concernant principalement la géologie de l'Ethiopie
directly related to the Ethiopian Geology

- + ABBATE E., AZZAROLI A., ZANETTIN B., JUSTIN VISENTIN E. (1968) - A geologic and petrographic mission of the C.N.R. to Ethiopia, 1967-1968. Preliminary results *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 87; p. 1-20, 14 fig.
- + ABBATE E., FACIBENI P., GREGNANIN A., MERLA G., SAGRI M. (1969) - Basalt flows and related sandstones in the Socota area (Northern Ethiopia). *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 88, p. 499-516, 8 fig.
- + ABBATE E., AZZAROLI A., FACIBENI P., GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E., MERLA G., SAGRI M., ZANETTIN B. (1969) - Risultati preliminari della Missione geologica e petrografica del C.N.R. in Etiopia 1968-1969. *La Ricerca scientifica*, Roma, 3, 3 p. (Notiziario)
- + ABBATE E., SAGRI M. (1969) - Dati e considerazione sul margine orientale dell'altopiano etiopico nelle province del Tigray e del Wollo. *Boll. Soc. Geol. It.*; Roma, 88, p. 489-497, 4 fig.
- ABBATE E., FICCARELLI G., PIRINI RADRIZZANI C., SALVIETTI A., TORRE D., TURI A. (1974) - Jurassic sequences from the Somali coast of the Gulf of Aden. *Riv. Ital. Pal.*, Milano, 80, p. 409-478, pl. 34-43
- ABDALLAH A.M., EL ADINDANI A. (1965) - Stratigraphy of Upper Paleozoic rocks Western side of the Gulf of Suez. *Geol. Surv. Egypt*, Cairo, n° 25, 18 p., 7 fig., 5 pl.
- ABDEL GAWAD M. (1969) - Geological structures of the Red Sea area inferred from satellite pictures. in DEGENS E.T. & ROSS D.A. "Hot Brines and recent heavy Deposits in the Red Sea" *Springler Verlag*, New York, p. 25-37, 5 fig.
- + ABERRA MOGESSIE (1971) - Geological report of Dire Dawa area. *Depart. Geol. Univ.*, Addis Ababa, 30 p., 1 cart. géol.
- ABOU A.M., MABROOK K. (1976) - Sedimentological characteristics of the Nubian Sandstones and Younger Sediments in East Kordofan District, Sudan. *Geol. Soc. Afr.*, 3d Conf. Afr. Geol. Khartoum (abstract)
- AITKEN W.G., MC KINLEY A.C., QUENELL A.M. (1956) - Tanganyika. *Lex. Strat. Int.*, Paris, vol. III, 8c, 171 p.
- ALIMEN H., BEUCHER F. (1960) - Premiers résultats d'une étude statistique de la forme des grains de quartz dans les sables d'origines diverses. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 250, p. 165-167.
- ALLAN T.D. (1970) - Magnetic and gravity fields over the Red Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, A, 267, p. 153-180, 23 fig.
- ALLEN P. (1959) - The Wealden environment: Anglo-Paris Basin. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, B, 242, p. 283-346.
- ALLEN P. (1975) - Ordovician glacials of the Central Sahara. in A.E. WRIGHT & F. MOSELEY: "Ice Ages; Ancient and Modern", *Geol. J.*, sp. iss. n° 6, Liverpool, p. 275-281.
- ALMON W.R., FULLERTON L.B., DAVIES D.K. (1976) - Pore space reduction in cretaceous sandstones through chemical precipitation of clay minerals. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 46, p. 89-96.

- + ARAMBOURG C. (1933) - Les formations prétertiaires de la bordure occidentale du lac Rodolphe (Afrique Orientale). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 197, p.1663-1665.
- ARKELL W.J. (1956) - Jurassic Geology of the World. *Oliver & Boyd*, Edinborough, 806 p., 102 fig., 27 tab., 46 pl.
- + ARKIN Y., BEYTH M., DOW D.B., LEVITTE D., TEMESGEN H., TSEGAYE H. (1971) - Geological map of Mekele sheet, area ND 37-11, Tigre province. *Geol.Surv.Eth., Min. Mines*, Addis Ababa.
- + ARSANDAUX H. (1903a) - Contribution à l'étude des roches sodiques de l'Est Africain. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 137, p.876-879.
- + ARSANDAUX H. (1903b) - Contribution à l'étude des roches basaltiques de l'Est Africain. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 137, p.1308-1311.
- + ARSANDAUX H. (1909) - Contribution à l'étude des roches alcalines de l'Est Africain. *in* DUCHESNE-FOURNET J.: "Mission en Ethiopie (1901-1903)". *Masson*, Paris.
- ARTRU P. & GAUTHIER J. (1968) - Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (Lias inférieur à Berriasien) d'après l'étude des sondages de Valvignières (France SE). *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, 2, 1, p.101-116, 4 fig., 1 tab.
- + AUBRY A. (1886) - Observations géologiques sur les pays Danakils, Somalis, le royaume de Choa et les pays Gallas. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 14, p.201-222, 9 fig.
- AZZAROLI A. (1968) - On the evolution of the Gulf of Aden. *23d Int.Geol.Congr.* Praha, vol.1, p.125-134.
- AZZAROLI A. & FOIS V. (1964) - Geological outlines of the Northern end of the Horn of Africa. *22d Int.Geol.Congr.*, New Delhi, part 4, sect.4, p.293-314, 8 fig.
- AZZAROLI A. & PASSERINI P. (1965) - Lineamenti geologici della "Regione dei Bur" in Somalia. *Atti Soc.Tosc.Sc.Nat.*, Pisa, A, vol.72, 2, p.537-545.
- BAKER B.H. (1970) - The structural pattern of the Afro-Arabian Rift System in relation to plates tectonics. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.383-391.
- BAKER B.H., MOHR P.A., WILLIAMS L.A.J. (1972) - Geology of the Eastern Rift System of Africa. *Geol.Soc.Am.*, New York, spec.rep. n°136, 67 p.
- BAKER B.H. & WOHLBERG J. (1971) - Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature*, London, 229, p.538-542.
- + BARTALUCCI G. (1950) - Relazione sulla prospezione di indagine mineraria eseguita sul giacimento lignitifero del torrente Musci nella regione di Debra Berhan. *Rapp. Min. Mines*, Addis Ababa, 10 p., fig.
- + BANNERT D., BRINCKMANN J., KADING K.C., KNETSCH G. (1970) - Zur Geologie der Danakil-Senke. *Geol.Rundschau*, 59, 2, p.402-443, 2 fig.
- + BASSE E. (1930) - Contribution à l'étude du Jurassique supérieur (Faciès corallien) en Ethiopie et en Arabie méridionale. *Mem.Soc.Géol.Fr.*, Paris, n°16, p.105-148; 2 pl.
- BASSE E., KARRENBERG H., LEHMAN J.P., ALLOITEAU J., LEFRANC J.P. (1954) - Fossiles du Jurassique Supérieur et des "Grès de Nubie" de la région de Sana (Yémen). *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 4, p.655-688, pl.26-28.
- BAULIG H. (1956) - Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. *Publ. Fac.Lettres Univ.Strasbourg*, fasc.130, "Les Belles Lettres" éd.Paris, 230 p.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1971) - Les paléoflores de la région d'Ambo (Ethiopie). *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, (7), 13, p.394-398, pl.26-27.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE L. (1972a) - Les bois pétrifiés des Grès Supérieurs mésozoïques de la vallée du Mughher (Ethiopie). *Bull.Soc.Linn.*, Lyon, p.175-182, 10 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1972b) - Paléoflores tertiaires de la région de Welkite (Ethiopie, province du Shoa). *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, (7), 14, p.336-346, 2 fig., 5 pl.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1972c) - Observations et remarques sur l'âge du faciès "Grès d'Adigrat" dans la région de Dire Dawa (Province de l'Harar, Ethiopie). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 275, D, p.2821-2824, 2 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1973a) - Observations et remarques sur le dépôt du faciès "Grès Supérieurs" dans la région de Fiché (Province du Shoa, Ethiopie). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 276, D, p.19-22, 3 fig.

- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1973b) - La géologie de la région d'Addis Abéba (province du Shoa, Ethiopie). *Docum. Lycée Guebre Mariam*, Addis Abeba, 15 p., 11 fig.
- + BEAUCHAMP J., LEMOIGNE Y., PETRESCU J. (1973c) - Age des différents niveaux du complexe volcanique des Trappes à Debré Libanos (Province du Shoa, Ethiopie) d'après l'étude des paléoflores. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 276, D, p.1409-1422.
- + BEAUCHAMP J., LEMOIGNE Y., PETRESCU J. (1973d) - Paléoflores tertiaires de Debré Libanos (Ethiopie). *Ann.Soc.Géol.Nord*, Lille, 93, p.17-32, 5 pl.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1973e) - Age du faciès "Grès Supérieurs" et du début du volcanisme des Trappes dans le massif du Chercher (Province de l'Harar, Ethiopie). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 276, D, p.1525-1527, 1 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1973f) - Description d'une paléoflore du Crétacé terminal-Eocène dans le Massif du Chercher (Province de l'Harar, Ethiopie). *Docum. Lab.Géol.Fac.Sc.*, Lyon, p.167-179, 2 fig., 2 pl.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1973g) - Classification and Palaeobotanical dating of volcanics on the Ethiopian Plateau of Shoa. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 92, p.761-766, 3 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1974a) - Sur la présence de terrains paléozoïques en Ethiopie. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 278, D, p.29-32, 2 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1974b) - Présence d'un bassin de subsidence en Ethiopie centrale pendant le Jurassique. Essai de reconstitution paléogéographique de l'Ethiopie durant le Jurassique. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 16, p.563-569, 3 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1974c) - Comparative study of Arenaceous facies in Central and Eastern Ethiopia (Shoa and Harar Provinces). *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, p.893-900, 2 fig.
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (1975) - Introduction à la connaissance de la paléoflore de l'Ethiopie. *5th Colloq.Afr.Micropal.*, Addis Abeba, 1972, *Rev.Esp.Pal.* (sous presse)
- + BEAUCHAMP J. & LEMOIGNE Y. (à paraître) Les flores coenozoïques de la haute vallée de l'Omo (Ghibie), Ethiopie. *Paleontographica*, Stuttgart.
- BELLAIR P. (1963) - Réflexions sur le glaciaire de Dwyka (Afrique du Sud). *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 257, p.3632-3634.
- BELTRANDI M.D. & PYRE A. (1972) - Geological evolution of SW Somali. in G. BLANT : "Symposium on Sedimentary basins of the African coasts", part 2, *Ass.Afr.Geol.Surv.* Paris, p.159-178, 10 fig.
- BERSIER A. (1959) - Séquences détritiques et divagations fluviales. *Ecl.Geol.Helv.* Zurich, 51, p.854-893, 11 fig.
- BEUF S., BIJU DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GABRIEL O., BENNACEF A. (1971) - Les grès du Paléozoïque inférieur du Sahara: sédimentation et discontinuités: Evolution structurale d'un craton. *Ed.Techimp*, Paris, 464 p., 357 fig., 1 pl.
- BEYDOUN Z.R. (1960) - Synopsis of the Geology of East Aden Protectorate. *Int. Geol.Congr., Norden*, 21, p.131-149, 6 pl.
- BEYDOUN Z.R. (1966) - Geology of the Arabian Peninsula. Eastern Aden Protectorate and part of Dhofar. *Geol.Surv.prof.paper*, Washington, 560H, 49 p., 6 pl.
- BEYDOUN Z.R. (1970) - Southern Arabia and Northern Somalia: comparative geology. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.267-292, 2 fig., 2 pl.
- BEYDOUN Z.R. & GREENWOOD J.E.G.W. (1968) - Protectorat d'Aden et Dhufar. *Lex. Strat.Int.*, Paris, 3, 10, 128 p.
- + BEYTH M. (1972) - Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin of Mekele outlier, Northern Ethiopia. *Bull.Am.Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 56, p.2426-2439, 7 fig.
- + BEYTH M. & AMENTI A. (1970) - Preliminary report on the kaolin in cretaceous sandstone of the Blue Nile Basin. *Minor invest.note, Min.Mines*, Addis Ababa.
- + BIBOLINI A. (1921) - Sui conglomerati di Rora Bagla e dei Monti Hagggar in Colonia Eritrea. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 40, p.169-176, 1 carte.
- BIJU DUVAL B. (1974) - Exemples de dépôts fluvioglaciers dans l'Ordovicien supérieur et le Précambrien supérieur du Sahara Central. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.209-226, 14 fig.
- + BLACK R., MORTON W.H., VARET J. (1972) - New data on Afar tectonics. *Nature Phys.Sc.*, London, 240, 104, p.170-173.

- + BLACK R., MORTON W.H., REX D.C., SCHACKLETON R.M.-(1972b) - Sur la découverte en Afar (Ethiopie) d'un granite hyperalcalin miocène: le Massif de Limmo. *C.R.Acad. Sc.*, Paris, 274, D, p.1453-1456.
- + BLACK R., MORTON W.H., TEWOLDE W., YOHANNES B. (1973) - Jijiga-Belet Wen fault zone, Jijiga area. *Dept.Geol.Univ.Addis Ababa*, 1 carte géol.
- + BLANFORD W.T. (1869) - On the Geology of a portion of Abyssinia. *Proc.Geol.Soc.* London, 25, p.401.
- + BLANFORD W.T. (1870) - Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. *Mac Millan*, London, 487 p., 14 pl., 9 fig., 1 carte géol.
- BLANT G. (1973) - Structure et paléogéographie du littoral méridional et oriental de l'Afrique. *Symp.Bassins sédim.litt.afr.*, Ass.Serv.Géol.Afr.Paris, 2e part. p. 193-233, 11 pl.
- + BOGALLE BIAZEN (1962 a) - Prospecting in the Upper part of Muger. *Rapp.Min.Mines* Addis Ababa, 10 p., 1 cart.géol.
- + BOGALLE BIAZEN (1962 b) - General report about the geological view of Ambo and Guder area. *Rapp.Min.Mines*, Addis Ababa, 8 p.
- BOURCART J. (1938) - La marge continentale. Essai sur les transgressions et les régressions marines. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, p.393-474.
- BOURCART J. & RICOUR J. (1952) - Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *C.R.somm.Soc.Géol.Fr.*, p.37-39
- BOUREAU E. (1956) - Contribution à l'étude des flores jurassiques d'Asie; II: sur les Conifères nouveaux d'Arabie Séoudite. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 6, p.653-657, 2 fig.
- BOUREAU E. & FREULON J.M. (1959) - Sur les flores jurassiques du Continental Intercalaire saharien. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 251, p.53-54.
- BOUROULLEC J., DELFAUD J., GAUTHIER J., LENGUIN M. (1973) - Etude sédimentologique de la plate-forme interne carbonatée du Quercy (SW France), du Bathonien au Callovien. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, Pau, 7, 2, p.437-497, 16 fig., 7 tab., 8 pl.
- + BROCKS A., GIBSON L., GACII P. (1970) - The Paleomagnetism of the Ethiopian flood basalt succession near Addis Ababa. *Geophys.R.Astr.Soc.*, London, 19, p.485-497.
- BROOKS C.E.P. (1949) - Climate through the ages. *Mac Graw-Hill Book*, New York, 395 p.
- + BROOKS D.J. (1974) - A contribution to the Geology of the Western margin of the Afar Depression, Ethiopia. *Geol.Mag.* London, 111, p.435-438, 2 pl.
- + BROWN B. (1943) - Palaeontology of Harrar Province, Ethiopia. Part I: the Dudley Expedition. *Bull.Am.Mus.Nat.Hist.*, New York, 82, 1, p.7-13, 2 pl.
- BROWN G. (1961) - The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. *Min.Soc.*, London, 544 p.
- BROWN G.F. (1970) - Eastern margin of the Red Sea and coastal structures in Saudi Arabia. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.75-87, 13 fig.
- BROWN G.F. & JACKSON R.O. (1959) - Geology of the Asir Quadrangle, kingdom of Saudi Arabia. *ARAMCO/Geol.Surv.*, Washington, carte géol. n°I-217.
- BROWN G.F. & JACKSON R.O. (1960) - The Arabian Shield. *21st Int.Geol.Congr.*, Copenhagen, part 9, sect.9, p.69-77, 3 fig.
- BRUNI P. & FAZZUOLI M. (1976) - Sedimentological observation on Jurassic and Cretaceous sequences from Northern Somalia. *Soc.Geol.It.*, Roma, abstract.
- BUREK P.J. (1969) - Structural effect of sea floor spreading in the Gulf of Aden and the Red Sea on the Arabian Shield. *in* DEGENS E.T. & ROSS D.A.: "Hot Brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea." *Springler Verlag*, New York, p.59-70, 4 fig.
- BUREK P.J. (1970) - Tectonic Effects on Sea-Floor Spreading on the Arabian Shield. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 59, p.382-390, 2 fig.
- BURK C.A. & DRAKE C.L. (1974) - The Geology of Continental Margins. *Springler Verlag*, Berlin, 1000 p., fig.
- BUSSON G. (1968) - Le Trias gréseux du NE de la plateforme saharienne (Algérie, Tunisie) à la lumière des données de sondage et de l'étude des affleurements. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 267, p.2095-2098.

- BUSSON G. (1969) - Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plateformes du Mésozoïque: l'exemple du Cénomanién-Turonien du NE de la plateforme saharienne et de Berbérie. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 11, p.687-703, 6 fig.
- BUTLER G.P. (1969) - Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sebkhā, Trucial coast, Arabian Gulf. *J.Sedim.Petrol.*, Tulsa, 39, p. 70-89, 7 fig., 2 tab.
- CAHEN L. (1962-3) - Glaciations anciennes et dérive des continents. *Ann.Soc.Géol. Belgique*, Liège, 86, p.19-83, 1 tab., 5 pl., 6 cartes.
- CAHEN L. & LEPERSONNE J. (1958) - Les terrains du Congo Belge appartenant ou pouvant appartenir au système du Karroo. *20th Int.Geol.Congr.*, Mexico 1956, Comm. correl.Sist.Karroo, p.27-40.
- CAILLEUX A. (1943) - Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 13, p.125-138.
- CAILLEUX A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 15, p.373-404.
- CANUTI P., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M., SAGRI M., TACCONI P. (1972) - Volcanic intercalation in the mesozoic sediments of the Kulubi area (Harrar, Ethiopia). *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, p.603-614, 5 fig., 2 pl.
- + CANUTI P. & PIRINI RADRIZZANI C. (1973) - Microfacies from the Upper portion of the Antalo Limestones (Blue Nile sequence, Ethiopia). *Rev.Esp.Micropal.* (sous presse).
- CARROZZI A.V. (1972) - Microscopic Sedimentary Petrography. *R.E.Krieger*, Huntington, N.Y.
- CARROZZI A.V., BOUROLLEC J., DELOFFRE R., RUMEAU J.L. (1972) - Introduction to the petrography, geochemistry and environmental interpretation of carbonate rocks. *SNPA*, Pau, 300 p.
- CARPENTIER A. & LAMARE P. (1932) - Végétaux fossiles du Yémen. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 2, p.83-92, 6 fig., 2 pl.
- CARROLL D. (1970) - Clay Minerals: a guide to their X-Ray identification. *Geol.Soc. Am.*, New York, sp.pap. 126, 80 p., 12 fig.
- CARTER W.D. (1975) - Use of Landsat images in studies of ore deposits of the Andes Mountains, South America. *1st Meet.Europ.Geol.Soc.*, Reading, (abstract).
- CASSINI R. & ZUFFARDI P. (1975) - Remote sensing methods and mineral exploration: some Italian experiences. *1st Meet.Europ.Geol.Soc.*, Reading, (abstract).
- + CASTANY G. (1969) - French Mission for the Wabi Shebelli Project. *Mission Report, Water Resource Dept.*, Addis Ababa, p.10-13.
- + CECCHI A. (1886) - Da Zeila alle frontiere del Cafa. *Loescher*, Roma, 500 p., 1 cart. géol. 1:3 000 000.
- + CERULLI E. (1933) - Etiopia Occidentale (Dallo Scioa alla frontiera del Sudan). Note del viaggio 1927-28. *Min.Colonie, Sind.Arta Grafici*, Roma, 2 vol.
- CHALONER W.G. & MEYEN S.V. (1973) - Carboniferous and Permian floras of the Northern continents. in HALLAM A. "Atlas of Palaeobiogeography." *Elsevier*, Amsterdam, p. 169-186, 4 fig., 3 pl.
- CHAMBRE SYNDICALE RECHERCHE ET PRODUCTION PETROLE ET GAZ NATUREL (1966) - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. *Edit. Technip*, Paris, 291 p., 195 fig.
- + CHATER A.M. (1971) - The Geology of the Megado Region of Southern Ethiopia. *Thesis Research Inst. Afr.Geol.*, Leeds, 197 p., 75 fig., 18 tab., 1 pl., 1 cart.géol.
- + CHAUMONT P. (1959) - Mission en Ethiopie. *Rapp. Bureau Minier F.O.M.*, Paris, 12 p.
- + CHECCIA RISPOLI G. (1973) - Echinidi mesocretacei degli Strati di Graua. in "Missione geologica dell'AGIP nella Dancalia...", *Accad.Naz.Lincei*, Roma, vol.4, 2, p.143-149, 2 fig.
- + CHEESMAN R.E. (1936) - Lake Tana and the Blue Nile. An Abyssinian Quest. *MacMillan*, London, 500 p.
- CHIALVO J. (1975) - Contribution à la géologie du confluent Atbara-Setit. Etude des sites de barrage de Rumela et Burdana (Soudan). *Thèse, Inst.Dolomieu*, Grenoble, 203 p., 42 fig., 7 pl.

- CHIARUGI A. (1928a) - Prime notizie sulle foreste petrificate della Sirtica. *Nuov.Giorn.Bot.It.*, Firenze, 35, p.558-566.
- CHIARUGI A. (1928b) - "Dadoxylon aegyptiacum" UNGER, primo campione delle foreste petrificate del Fezzan. *Nuov.Giorn.Bot.It.*, Firenze, 35, p.403-409, 4 fig.
- CHIARUGI A. (1931) - Le foreste petrificate delle nostre colonie: risultati acquisiti e programma di ricerche. *Atti I Congr.Studi Coloniali*, Firenze, 3, p.39-47.
- CHIARUGI A. (1933) - Legni fossili della Somalia Italiana. *Palaeont.Ital.*, Roma, 32, suppl.1, 50 p.
- CHIARUGI A. (1934) - Riconoscimento di Cordaitali paleozoiche ad affinità gondwaniche fra i tronchi di Gymnospermae silicizzati del Sahara Italiano. *Nuov.Giorn.Bot.It.*, Firenze, 41, 2, p.435-437.
- CHIARUGI A. (1936) - Distribuzione dei legni fossili della Libia in base ai recenti ritrovimenti. *II Congr.Studi Coloniali*, Firenze, 3, p.262-265.
- CHIARUGI A. (1949) - Florula a Lepidodendrales del Fezzan. *Palaeont.Ital.*, Roma, 44 p.77-84, pl.
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J., FAIRBRIDGES R.W. (1967) - Carbonate Rocks. *Development in Sedimentology*, Elsevier, New York, 9a, 471 p.
- CHOROWICZ J. & PAUL S. (1974) - Mise en évidence de linéaments, en Provence occidentale, sur des images obtenues par le satellite ERTS-1; leur signification structurale. *Boll.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 15, p.491-497, 2 fig.
- CHUBERT G. & FAURE-MURET A. (1968) - Carte tectonique internationale de l'Afrique; 1 / 5 000 000. UNESCO - Ass.Serv.Géol.Afr., Paris.
- CHURCH M. & RYDER J.M. (1972) - Paraglacial sedimentation. *Bull.Geol.Soc.Am.*, New York, 83, p.3059-3072, 8 fig.
- + CHUZO KONDO (1958) - A geological and geo-electrical investigation of the Filwoha springs in Addis Ababa, Ethiopia. *Rapp.Min.Finances*, Addis Ababa.
- + CIVETTA L., DE FINO M., GASPARINI P., GHIARA M.R., LA VOLPE L., LIRER L. (1975) - Geology of Central-Eastern Afar (Ethiopia). in PILGER A. & RÜSLER A. "Afar Depression of Ethiopia" *Schweizerbat'sche V.*, Stuttgart, p.201-206, 2 fig., 1 tab.
- CLIFFORD T.N. & GASS I.G. (1970) - African Magmatism and Tectonics. *Oliver & Boyd* Edinburgh, 461 p., fig., pl.
- + CLIFT W.O. (1956) - Sedimentary history of the Ogaden district, Ethiopia. *20th Int.Geol.Congr., Symp.Yacimentos Petroleo y Gas*, Mexico, 1, Africa, p.89-112, 4 fig. 1 pl.
- C.N.R.S. (1972) - Recherches géologiques en Afrique. 1: Travaux géologiques en Afrique de l'Ouest (1968-1972). C.N.R.S., Paris, 83 p., 7 fig., 1 pl.
- + C.N.R.S. - C.N.R. (1971) - L'Afar, structure profonde, évolution magmatique et paléogéographique. *Rapp.prélim. 4ème Mission Afar*, R.C.P. 180, Paris-Pisa, 17 p.
- + C.N.R.S. - C.N.R. (1972) - L'Afar, structure profonde, évolution magmatique et paléogéographique. *Rapp.année 1971-1972*, Depart.Geol.Univ., Addis Ababa, 36 p., 5 fig.
- COLEMAN R.G. (1974) - Geological background of the Red Sea in BURK C.A. & DRAKE C.L. "The Geology of Continental margin" *Springler Verlag*, Berlin; p.743-751, 1 fig.
- + COMUCCI P. (1932) - Alcuni rocce dei dintorni di Addis Abeba (Abissinia). *Proc. Verb.Soc.Tosc.Sc.Nat.*, Pisa, vol.41.
- + COMUCCI P. (1933) - Note petrografiche sulle rocce raccolte dalla Spedizione Cerulli nell'Etiochia Occidentale. in CERULLI E. "Etiochia Occidentale", Roma, p.7-13
- + CONFORTI E. (1941) - Impressioni agrarie su alcuni itinerari dell'Altopiano Etiopico. *R.Ist.Agron.Africa Ital.*, Firenze, 213 p., 53 fig.
- + CONSOCIAZIONE TURISTICA ITALIANA (1938) - Guida dell'Africa Orientale Italiana. C.T.I. Milano, 640 p., 26 fig., 15 cart.géogr.
- + COTTREAU J. (1924) - Invertébrés jurassiques de la région de Harar (Abyssinie). *Bull. Soc.Géol.Fr.*, Paris, 24, p.579-591, 2 pl.
- COX K.G. (1970) - Tectonics and vulcanism of the Karroo period on the postulated fragmentation of Gondwanaland. in CLIFFORD T.N. & GASS I.G. "African Magmatism and Tectonics" *Oliver & Boyd*, Edinburgh, p.211-235, 7 fig., 1 pl.
- CROSBY O.T. (1901) - Notes on a journey from Zeila to Khartum. *Geogr.J.*, vol.18, p.47.

- CROUZEL F. (1974) - Les dépôts détritiques fluvio-lacustres. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.189-208, 12 fig., 1 pl.
- CROWELL J.C. & FRAKES L.A. (1972) - Late Paleozoic glaciation; part V: Karroo Basin, South Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, New York, 83, p.2887-2912, 18 fig.
- + CURRIE E.D. (1943) - Paleontology of Harar Province, Ethiopia. Part 2: Echinoidea. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, New York, 81, 2, p.16-29, 11 fig., 2 pl.
- + D'ABBADIE A. (1839) - Communication *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 10, p.121-122.
- DACQUE E. (1905) - Beiträge zur Geologie des Somalilandes. *Beit. Palaeont. Geol. Oesterr. Ung.*, Wien, 17, p.138-180.
- + DACQUE E. (1910) - Dogger und Malm aus Ostafrika. *Beit. Palaeont. Geol. Oesterr. Ung.* Wien, 23
- + DAINELLI G. (1939) - La regione del Lago Tana. *Mondadori*, Milano, 117 p., 174 fig. 1 cart. géogr.
- + DAINELLI G. (1943) - Geologia dell'Africa Orientale. *R. Accad. d'It.*, Roma, 4 vol., 1913 p., 111 fig., 8 pl., 1 cart. géol.
- + DAINELLI G. (1956) - Ethiopie, Erythrée. *Lex. Strat. Int.*, CNRS, Paris, 4, 5b, p. 53-78.
- + DAINELLI G. & MARINELLI O. (1909a) - Geologia della regione etiopica. in GHISLERI A. "Atlante d'Africa" *Ist. Art. Graf.*, Bergamo.
- + DAINELLI G. & MARINELLI O. (1909b) - A proposito di una nostra carta geologica della regione etiopica. *Riv. Geogr. It.*, Roma, 16, p.9-183.
- + DAINELLI G. & MARINELLI O. (1912) - Risultati scientifici di un viaggio nella colonia eritrea. *R. Ist. St. Super. Perf.*, Firenze, 450 p., 1 cart. géol.
- + DAINELLI G. & TAVANI G. (1956) - Somalia Italiana. *Lex. Strat. Int.* CNRS, 4, 5c, p.37-51.
- + DAINELLI P. (1970) - Photogeology of the Debra Marcos-Blue Nile area, Southern Gojjam, Ethiopia. *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, 9, p.779-791, 6 fig., 2 cart. géol.
- + DAKIN F. & GIBSON I.L. (1971a) - Boseti Bariccia: a Quaternary pantelleritic volcano in the Main Ethiopian Rift. *Bull. Geophys. Observ.*, Addis Ababa, 13, p.106-109, 2 fig.
- + DAKIN F. & GIBSON I.L. (1971b) - A preliminary account of Alutu, a pantelleritic volcano in the Main Ethiopian Rift. *Bull. Geophys. Observ.*, Addis Ababa, 13, p.110-114, 2 fig.
- + DAKIN F.M., MORTON W.H., VARET J. (1972) - Geological field trip to Dire Dawa. *Dept. Geol. Univ.*, Addis Ababa, 9 p., 8 fig.
- DAL CIN R. (1968) - Climatic significance or roundness and percentage of quartz in conglomerates. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 38, p.1094-1099, 3 fig.
- + DE ANGELIS D'OSSAT G. & MILLOSEVITCH F. (1900) - Studio geologico sul materiale raccolto da Maurizio Sacchi (Seconda Spedizione Bottego). *Boll. Soc. Geogr. It.*, Roma, p.150-375, 1 cart. géol.
- DEGENS E.T. & ROSS D.A. (1969) - Hot Brines and recent heavy Metal deposits in the Red Sea. *Springler Verlag*, New York, 600 p., fig.
- DE LAUNAY (1903) - Les richesses minérales de l'Afrique. *Béranger*, Paris.
- DELFAUD J. (1974) - La sédimentation deltaïque ancienne: exemples nord-sahariens. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.241-262, 13 fig.
- DELFAUD J. & GAUTHIER J. (1968) - Contribution à la connaissance de l'environnement des dépôts carbonatés. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, Pau, 2, 2, p.347-363.
- + D'ERASMO G. (1959) - Sopra alcuni avanzi ittiolici delle arenarie di Harrar. in "Missione geologica dell'AGIP nella Dancalia..." *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol.4; p.253-260, & pl.
- DERRUAU M. (1965) - Précis de géomorphologie. *Masson*, Paris, 415 p., 162 fig., 61 pl.
- DESIO A. (1935) - Studi geologici sulla Cirenaica, sul deserto libico, sulla Tripolitana e sul Fezzan Orientale. *R. Accad. d'It.*, *Missione R. Accad. d'It. Cufra*, vol. I, 464 p., 6 pl.; 1 cart. géol.
- + DESIO A. (1938) - Ricognizioni nell'Uollega. *Boll. Soc. Geogr. It.*, Roma, 7, p.657-659
- + DESIO A. (1940a) - Prime notizie sulla mineralizzazione aurifera dell'Uollega e del Beni Sciangul. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 59, p.95-113, 1 cart. géol.

- + DESIO A. (1940b) - Resti di antiche superfici di degradazione nell'Etiopia Centrale (Appunti di volo) . *Riv.Geogr.It.*, Roma, 47, p.161.
- + DESIO A. (1950) - Bibliografia Geologica Italiana dell'Africa. *Uff.Studi Min.Afr. It.*, Roma, 15, 77 p.
- DESIO A. (1951) - Cenno riassuntivo sulla costituzione geologica della Libia. *18th Int.Geol.Congr.*, London, 45, Ass.Serv.Géol.Afr., 14, p.47-53.
- DE VECCHI G. & DE ZANCHE V. (1974) - Fluidization and Tuffization in the Western Venetian Alps. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 93, p.317-330, 10 fig.
- DIETZ R.S. & HOLDEN J.C. (1970) - Reconstruction of Pangaea: break-up and dispersion of continents, Permian to Present. *J.Geophys.Res.*, Washington, 75, p.4939-4956, 8 fig.
- + DI PAOLA G.M. (1972) - The Ethiopian Rift Valley (between 7°00 and 8°40 lat.North). *Bull.Vulc.*, Napoli, 36, 4, p.517-560, 18 fig., 1 cart.géol.
- + DI PAOLA G.M., GETAHUN D., JAMES C., LEVITTE D., LLOYD E.F. (1971) - Geological Map of the Lake District. 1:500 000. *U.N.-Ethiopia Geothermal Surv.*, Addis Ababa.
- DORF E. (1963) - The use of fossil plants in palaeoclimatic interpretation. *in* NAIRN A.E.M. "Problems in Palaeoclimatology" *Interscience*, New York, p.13-31, 8 fig.
- + DOUVILLE H. (1886) - Examen des fossiles rapportés du Choa par M.Aubry. *Bull.Soc. Géol.Fr.*, Paris, 14, p.223-241, pl.12.
- + DOW D.B., BEYTH M., HAILU T. (1971) - Paleozoic glacial rocks recently discovered in Northern Ethiopia. *Geol.Mag.*, London, 108, 1, p.53-59, 1 pl.
- DREYFUSS M. (1930) - Etude géologique sommaire de la région méridionale de la Côte Française des Somalis. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 14, p.212-284.
- + DREYFUSS M. (1931) - Itinéraire géologique de Diré-Dawa à Harrar (Abyssinie). *Bull.Soc.Hist.Nat.Doubs*, Besançon.
- DREYFUSS M. (1956) - Somalie Française. *Lex.Strat.Int.*, Paris, CNRS, 4, 5b, p.31-36
- DUBERTRET L. (1970) - Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.9-20.
- DUDAL R. & BRAMAO L. (1967) - Sols argileux foncés des régions tropicales et subtropicales. *F.A.O.*, Roma, Progrès et mise en valeur agricole, 83, 172 p.
- + DUPARC L. (1930) - Sur les basaltes et les roches basaltiques du Plateau Abyssin. *Schweiz.Mineral.Petrog.Mitt.*, Zurich, 10, p.141-156.
- + DUPARC L. & MOLLY E. (1927) - Sur la tectonique de l'Abyssinie. *C.R.Soc.Phys.Hist. Nat.*, Genève, 44, 1, 4 p.
- EHRlich R. & DAVIES D.K. (1968) - Sedimentological indices of transport direction, distance and process intensity in glacio-fluvial sediments. *J.Sedim.Petrol.*, Tulsa, p. 1166-1170, 5 fig.
- EL AKKAD S. & ABDALLAH A.M. (1971) - Contribution to Geology of Gebel Ataqa area. *Ann.Geol.Surv.Egypt*, Cairo, 1, p.21-42, 2 pl.
- EL HINNAWI E.E. & EL BADRY O. (1976) - Contribution to the sedimentology and mineralogy of Nubian Sandstones from the North Eastern Desert, Egypt. *Soc.Géol.Afr.*, 3ème Conf.Géol.Afr., Khartoum, (Abstract).
- EL RABAA S.M. (1976a) - The Geology of Late Precambrian-early Palaeozoic Sediments in Sudan. *Soc.Géol.Afr.*, 3ème Conf.Géol.Afr., Khartoum, (Abstract).
- EL RABAA S.M. (1976b) - Tectonic Evolution of Sudan. *Soc.Géol.Afr.*, 3ème Conf. Géol. Afr., Khartoum, (Abstract).
- + ELVERATH Co (1961-1964) - Reports to Ministry of Mines on Petroleum Prospecting and Exploration in the Ogaden. *Rapp.Min.Mines*, Addis Ababa.
- ENAY R. (1973) - Upper Jurassic Ammonites. *in* HALLAM A. "Atlas of Palaeobiogeography", *Elsevier*, Amsterdam, p.297-307, 3 fig.
- ERBARIO TROPICALE DI FIRENZE (1953 et suivant) - *Adumbratio Florae Aethiopicae*. Firenze.
- ERHART H. (1955) - "Biostasie" et "Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 241, p.1218-1220.

- ERHART E. (1964) - Conséquences logiques de la Bio-Rhéxistase sur le chimisme des mers anciennes et sur les sédiments qu'elles ont engendrés. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 259, p.2669-2671.
- ERHART E. (1973) - Itinéraires géochimiques et cycle géologique du Silicium. *Doïn*, Paris, 217 p.,
- EVANS L.J. & ADAMS W.A. (1975) - Chlorite and Illite in some lower palaeozoic mudstones of Mid-Wales. *Clay Minerals*, 10, p.387-397.
- FABRE J. (1974) - Le Sahara: un musée géologique. *La Recherche*, Paris, 5, 42, p.140-152, 12 fig.
- FABRE J. & MOUSSINE-POUCHKINE A. (1971) - Régressions et transgressions permocarbonifères sur le Nord-Ouest de la plateforme africaine: épirogénèse ou variation eustatique? *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 13, p.140-145, 2 fig.
- FARIS M.I. (1956) - Some stratigraphical and structural aspects of Egypt. *20th Int.Geol.Congr.*, Mexico, Ass.Serv.Géol.Afr., p.447-454.
- FAURE H. (1971) - Relations dynamiques entre la croûte et le manteau d'après l'étude de l'évolution paléogéographique des bassins sédimentaires. *C.R.Acad.Sc.* Paris, D, 272, p.3239-3242, 1 fig.
- FAURE H. (1975) - Mouvements "absolus" de la lithosphère: exemple de la plaque arabe. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, D, 280, p.951-954, 2 fig.
- + FICCARELLI G. (1968) - Fossili giuresidella serie sedimentare del Nilo Azzuro. *Riv.It.Paleont.*, Milano, 74, p.23-50, 5 pl.
- + FICCARELLI G., PIRINI-RADRIZZANI C., TURI A. (1975) - Analyses of the microfacies of Antalo Limestone in the Dire Dawa area, Ethiopia. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 94, p.759-770, 5 fig.
- FIORI A. (1912) - Boschi e piante legnose dell'Eritrea. *Ist.Agr.Colon.It.*, Firenze, 428 p., fig.
- FLINT R.F. (1961) - Geological evidence of cold climate. *in* NAIRN A.E.M. "Descriptive Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.140-155, 2 fig., 1 tab.
- FLÖRKE O.W., JONES J.B., SEGNI E.R. (1975) - Opal-CT crystals. *N.Jb.Mineral.* Stuttgart, 8, p.369-377.
- FORSTER H. (1975) - Lineaments derived by satellite and aerial imagery for porphyry copper exploration in Central Iran. *1st Meet.Europ.Geol.Soc.*, Reading, (Abstract)
- FORSTER R. (1975) - The geological history of the sedimentary basin of Southern Mozambique, and some aspects of the origin of the Mozambique Channel. *in* "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" *Elsevier*, Amsterdam, p.267-287, 10 fig.
- FRAKES L.A. & CROWELL J.C. (1970) - Late Paleozoic Glaciation: II, Africa exclusive of the Karroo Basin. *Geol.Soc.Am.Bull.*, New York, 81, p.2261-2286, 10 fig. 1 tab.
- FRAKES L.A. & KEMP E.M. (1972) - Influence of Continental Positions on Early Tertiary Climates. *Nature*, London; 240, p.97-100.
- + FRANCAVIGLIA A. (1938) - Contributo alla conoscenza della costituzione geologica del ciglione dell'Altipiano Etiopico. *Atti Accad.Naz.Lincei*, Roma, 15, 28, p.26-30, 2 fig.
- + FRANCAVIGLIA A. (1940a) - Osservazioni geologiche sul bacino del Cassam (Scioa Orientale). *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 59, p.205-220, 7 fig., 1 cart.géol.
- + FRANCAVIGLIA A. (1940b) - Osservazioni sulla regione del Guraghe Occidentale (A.O.I.) *L'Universo*, Roma, vol.21, p.161.
- FRANCHETEAU J. (1970) - Paleomagnetism and Plate Tectonics. *Ph.D.Thesis, Scripps Inst.*, S 10, ref.70-30, 345 p.
- FREUND R. (1965) - A Model of the structural Development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous time. *Geol.Mag.*, London, 102, p.189-205, 5 fig.
- FREUND R. (1970) - Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 228, p.453.
- FRIEDMAN G.M., ALI A.S., KRINSLEY D.H. (1976) - Dissolution of quartz accompanying carbonate precipitation and cementation in reefs: example from the Red Sea. *J.Sedim.Petrol.*, Tulsa, 46, p.970-973, 5 fig.

- FUCHTBAUER H. (1974) - Some problems of diagenesis in sandstones. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.391-403, 4 fig.
- FURON R. (1968) - Géologie de l'Afrique. *Payot*, Paris, 374 p., 35 fig.
- FURON R. (1973) - Eléments de Paléoclimatologie. *Vuibert*, Paris, 216 p.
- + FUTTERER K. (1897) - Beiträge zur Kenntniss des Jura in Ost-Afrika. IV, Der Jura von Schoa (Süd-Abessinien). *Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch.*, 49, p.568-627, 3 pl.
- + GARLAND C.R. (1972) - Geology of sheet ND 37-7 Dallol and Adigrat area, Tigre Province. *Rep. Geol. Surv. Ethiopia*, Addis Ababa, 120 p., 23 fig.
- + GARLAND C. & WOLDEMICHAEL B. (1971) - Sandstone outcrops near Addis Ababa as raw material for chemical industry. *Minor investig., Min. Mines*, Addis Ababa, 12 p.
- + GETANEH ASSEFA (1975 ?) - The Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Blue Nile Basin. *Ph.D. Geology, Univ. Minnesota*, Minneapolis.
- GEUKENS F. (1960) - Contribution à la géologie du Yémen. *Mém. Inst. Géol.*, Louvain, 21, p.120-180, 2 pl.
- GEUKENS F. (1966) - Geology of the Arabian Peninsula: Yemen. *Geol. Surv. Am.*, Washington, prof.pap. 560-B, 23 p., 17 fig.
- GHIBAUDO G., MUTTI E., ROSELL J. (1974) - Le spiagge fossili delle arenarie di Aren (Cretacico superiore) nella valle Noguera Ribagorzana (Pirenei centro-meridionali, province di Lerida e Huesca, Spagna). *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, 13, p.497-537, 23 fig., 1 tab.
- GIBSON I.L. & TAZIEFF H. (1967) - Additional theory of origin of fiamme in ignimbrites. *Nature*, London, 215, p.1473.
- + GILBOY C.F. (1971) - The Geology of the Gariboro region of Southern Ethiopia. *Ph.D. Thesis, Inst. Afr. Geol.*, Leeds, Abstract, 1 p.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1973) - Appunti paleotettonica della Sicilia Nord-Occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 92, p.903-924, 2 fig., 2 tab.
- + GNISCI S. (1974) - Rocce del basamento cristallino e arenarie mesozoiche della regione di Harar. in: "Missione geologica dell'AGIP nella Danalia..." *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol. III, p.1-35, 2 fig., 3 pl.
- + GORTANI M. (1940) - Serie eruttive e vulcani attivi della Danalia Meridionale. *Mem. R. Accad. Sc. Ist.*, Bologna, 8 p.
- + GORTANI M. (1942) - Gli "Strati di Graua", orizzonte mescretaceo dell'Africa Orientale Italiana. *R. Accad. d'It.*, Roma, 12, ser. 4, vol. III, 4 p.
- + GORTANI M. (1949) - Il problema delle fosse tettoniche africane e le ricerche italiane in Danalia. *Ann. Hébert et Haug, Lab. Géol. Fac. Sc. Univ.* Paris, 7, p.200-222.
- + GORTANI M. (1951) - Risultati di una spedizione geologica nella Danalia Meridionale e sugli Altipiani di Harrar e di Giggiga (1936-7 e 1937-8). *Int. Geol. Congr.* Great Britain, 14, p.193-198, 1 fig.
- + GORTANI M. (1973) - La fauna mescretacea degli Strati di Graua. in "Missione Geologica dell'AGIP nella Danalia..." *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol. IV, 2, p.3-98, 18 pl.
- + GORTANI M. & BIANCHI A. (1937) - Osservazioni geologiche e petrografiche nella regione di Harar. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 56, p.499-516, 1 cart. géol.
- + GORTANI M. & BIANCHI A. (1938) - Osservazioni geologiche e petrografiche sulla Danalia meridionale e zone contermini. *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, 57, p.353-365.
- + GORTANI M. & BIANCHI A. (1941a) - Carta geologica della Danalia meridionale e degli Altipiani Hararini (scala 1:500 000). *R. Accad. d'It., Centro Studi A.O.I., Missione Geol. AGIP 1936-38*, Roma, vol. 2
- + GORTANI M. & BIANCHI A. (1941b) - Note illustrative sulla carta geologica degli Altipiani Hararini e della Danalia Meridionale. *Mem. R. Accad. Sc. Ist.*, Bologna, 16 p.
- + GORTANI M. & BIANCHI A. (1973) - Itinerari geologici nella Danalia Meridionale e sugli Altipiani Hararini. in "Missione Geologica dell'AGIP nella Danalia..." *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol. 1, p.1-237, 63 fig.

- + GRABHAM G.W. & BLACK R.P. (1925) - Report of the Mission to Lake Tana 1920-21. *Government Press*, Cairo, 500 p.
- + GRASTY R., MILLER J.A., MOHR P.A. (1963) - Preliminary results of K/Ar age determinations on some Ethiopian Trap series basalts. *Bull. Geophys. Observ.*; Addis Ababa, 6, p.97-102.
- GREEN R. (1961) - Palaeoclimatic significance of Evaporites. *in* A.E.M. NAIRN "Descriptive Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.61-88.
- GREENWOOD J.E.G.W. & BLEACKLEY D. (1967) - Geology of the Arabian Peninsula, Aden Protectorate. *Geol. Surv. prof. pap.* 560C, Washington, 98p., 29 fig., 10 tab.
- + GREGNANIN A. (1970-71) - Magmatismo precoce etiopico; la serie infracretacea. *Mus. trident. sc. nat.*, Trento, 18, 2
- + GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M., ABEBAW E. (1973) - The subdivision of volcanic series in the Ethiopian Plateau: new geologic interpretation of the Dessie-Kombolcha area. *Bull. Soc. Geol. It.*, Roma, 92, p.307-312, 4 fig.
- + GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - Considerazioni sulle serie vulcaniche e sulla struttura dell'Altopiano Etiopico centrale. *Mus. trident. sc. nat.*, Trento, 20, 2, p.77-100, 1 pl.
- GREGORY J.W. (1921) - The Rift Valleys and Geology of East Africa. *Seely*, London, 500 p.
- + GREITZER Y. (1970) - Stratigraphy, Hydrogeology and Jurassic Ammonites of the Diredawa area, Ethiopia. *Thesis Hebrew Univ.*, Tel Aviv, 213 p., 22 pl., 6 tab.
- HALLAM A. (1973) - Atlas of Palaeobiogeography. *Elsevier*, Amsterdam.
- HALLAM A. (1975) - Jurassic Environments. *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, 269 p., 105 fig.
- HARRIS W.C. (1845) - Gesandtschaftsreise nach Schoa und Aufenthalt in Südabys- sinien 1841-1843. *Gotta*, Stuttgart, 2 vol.
- HAYS J.D. & PITMAN W. (1973) - Lithospheric plates motion, Sea level changes and Climatic and Ecological Consequences. *Nature*, London, 246, p.18.
- HEA J.P. (1971) - Petrography of the Paleozoic-Mesozoic Sandstones of the Southern Sirte Basin, Libya. *Symp. Geol. Libya, 1969*, Tripoli, p.107-125, 8 fig.
- HEDBERG H.D. (1976) - International stratigraphic guide. *Wiley Interscience*, New York.
- HELAL A.M. (1965) - Carboniferous tillites in Saudi Arabia. *Geol. Rundschau*, 54, p.193-207, 3 fig.
- HELAL A.M. (1968) - Stratigraphy of outcropping Paleozoic rocks around the Northern edge of the Arabian Shield (within Saudi Arabia). *Z. deutsch. Geol. Gesell.*, Hannover, 117, p.506-543, 8 fig.
- + HIEKE MERLIN O. (1953) - Le vulcaniti acide dell'Africa Orientale. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 18, p.1-45, 3 pl.
- + HIEKE MERLIN O. (1974a) - Basalti dell'Africa Orientale. *in* "Missione dell'AGIP nella Danalia...", *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol.2, p.39-107, 7 fig., 6 pl.
- + HIEKE MERLIN O. (1974b) - Vulcaniti acide dell'Africa Orientale. *in* "Missione dell'AGIP nella Danalia..." *Accad. Naz. Lincei*, Roma, vol. 3, p.109-181, 7 fig., 6 pl.
- HOEG O.A. & BOSE M.N. (1960) - The Glossopteris flora of the Belgian Congo. *Ann. Mus. Roy. Congo Belge*, Tervuren, 32, 108 p., 35 pl.
- HOPPE P. (1975) - Relationship between lineament tectonic and Ore deposits in the Rhenisch Massif based on ERTS-1 imagery interpretation. *1st Meet. Europ. Geol. Soc.*, Reading, (Abstract).
- HSÛ J. (1952) - Symposium on Gondwanaland Geology. *19th Int. Geol. Congr.*, Alger, symp. ser. Gondwana, p.147-153.
- HUGHES N.F. (1963) - Cretaceous Floras and the Assessment of Past Climates. *in* A.E.M. NAIRN "Problems in Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.44-46.
- HUNT J.A. (1956) - British Somaliland. *Lex. Strat. Int.*, Paris, vol.4, 5a, 27 p. 1 fig.

- + HUTCHINSON R.W. & ENGELS G.G. (1970) - Tectonic significance of regional geology and Evaporites lithofacies in Northeastern Ethiopia. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.311-327.
- + HUTCHINSON R.W. & ENGELS G.G. (1972) - Tectonic Evolution in the Southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. *Bull.Geol.Soc. Am.*, New York, 83, p.2989-3002, 6 fig.
- INMAN D.L. (1952) - Measures for describing the size distribution of sediments. *J.Sedim.Petrology*, 22, p.125-145, 9 fig.
- + ITOE ROMANUS P. (1973) - Geological report of East Central Addis Ababa. *Geol. Dept, Addis Ababa Univ.*, Addis Ababa, 45 p., 1 carte géol.
- + JABOLI D. (1959) - Fossili giurassici dell'Harar: Brachiopodi, Lammellibranchi e Gasteropodi. in "Missione dell'AGIP nella Dancalia..." *Accad.Naz.Lincei*, Roma, vol.4, 1, p.3-100, 11 pl.
- JACOB K. (1952) - A brief summary of the stratigraphy and paleontology of the Gondwana system. *19th Int.Geol.Congr.*, Alger, symp.ser.Gondwana, p.153-174; 4 fig.
- + JELENC D.A. (1966) - Mineral occurrences in Ethiopia. *Min.Mines*, Addis Ababa, 720 p., 129 fig., 67 pl.
- + JELENC D.A. & PEDCIA R. (1964) - Studio sulle Arenarie dell'area di Ambo. *Rapp. S.T.A.I.M., Min.Mines*, Addis Ababa, 4 p., 1 fig.
- + JEPSEN D.H. (1959) - Reconnaissance survey of limestones deposits. *Blue Nile River Basin Invest., Min.Mines*, Addis Ababa, 10 p., 1 fig.
- + JEPSEN D.H. (1964) - Land and Water Resources of the Blue Nile Basin, Appendix II: Geology. *U.S. Dept Interior/Water Resources*, Addis Ababa, p.21-48.
- + JEPSEN D.H. & ATHEARN M.J. (1961) - Geologic plan and section left bank of Blue Nile canyon near crossing of Addis Ababa-Debre Markos road. *U.S.Dept State/Water Resources*, Addis Ababa, 1 pl.
- + JEPSEN D.H. & ATHEARN M.J. (1962) - General geology reconnaissance map Ambo and vicinity. *U.S.Dept State/Water Resources*, Addis Ababa, 1 pl.
- JOHNSTON (1844) - Travel in Southern Abyssinia through the country of Adal to the kingdom of Shoa. ?, London, 300 p.
- JONES P.A. (1968) - Surface seismic wave dispersion and crustal structure between Gulf of Aden and Addis Ababa. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 12, p.19-26, 11 fig.
- + JONES P.W. (1976) - Le magmatisme au stade initial et la fragmentation des plaques arabiques, nubiennes et somaliennes. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 18, n°4, p.829-830, 2 fig.
- + JONES P.W. & REX D.C. (1974) - New dates from the Ethiopian Plateau volcanics. *Nature*, London, 252, p.218-219.
- + JUCH D. (1975) - Geology of the South-Eastern Escarpment of Ethiopia between 39° and 42° long.East. in A. PILGER & A. RÖSLER "Afar Depression of Ethiopia", *Schweitzerbart'sche*, Stuttgart, p.310-316, 5 fig.
- + JUCH D. & SCHÖNFELD M. (1971) - Report of geological investigations on the Somali Escarpment, Ethiopia. *Geol.Inst.Techm.Univ.Clausthal*, German Upper Mantle Project, 20 p.
- JUNG J. (1958) - Précis de Pétrographie. *Masson*, Paris, 319 p., 160 fig.
- + JUSTIN-VESENTIN E. (1968) - Differenziati granofirici nei corpi intrusivi basaltici di Macallé (Tigrai, Etiopia) . *Mem.Accad.Padavina Sc.Lett.Art.*, Padova, 80, p.385-397.
- + JUSTIN-VESENTIN E. (1974) - Petrografia, chimismo e petrogenesi dei corpi subvulcanici di Macallé (Tigrai, Etiopia). *C.N.R., Centr.Stud.Geol.Petrol.*, Padova, 31, 32 p., 1 pl.
- + JUSTIN-VESENTIN E. & ZANETTIN B. (1968) - Prime osservazioni geologico-petrografiche nella Dancalia interna, fra Sardo e Dallol. *Stud.Trent.Sc.Nat.*, Trento, A, 45, p.3-21, 7 fig.

- + JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1974a) - Dike swarms, Volcanism and Tectonics of the Western Afar Margin along the Kombolcha-Eloa traverse (Ethiopia). *Bull. Volc.*, Napoli, 38, 2, p.1-19, 3 fig.
- + JUSTIN-VISENTIN E., NICOLETTI M., TOLOMEO L., ZANETTIN B. (1974b) - Miocene and Pliocene Volcanic rocks of the Addis Ababa-Debra Berhan area (Ethiopia). Geopetrographic and Radiometric study. *Bull. Volc.*, Napoli, 38, 2, p.237-253, 5 fig.
- KAPLAN G. (1968) - Contribution à l'étude du métamorphisme des sédiments paléozoïques du bassin d'Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, Pau, 2, 1, p.57-68, 4 fig., 4 tab.
- KARPOFF R. (1957) - Esquisse géologique de l'Arabie Séoudite. *Bull. Soc. Géol. Fr.* Paris, 7, p.653-697, pl.33-36.
- + KAZMIN V. (1971) - Precambrian of Ethiopia. *Nature Phys. Sc.*, London, 230, 16, p.176-177, 1 fig.
- + KAZMIN V. (1971?) - The Precambrian of Ethiopia and some aspects of the Geology of the Mozambique belt. *Geol. Surv. Ethiopia, Min. Mines*, Addis Ababa, 17 p., 7 fig.
- + KAZMIN V. (1972) - Some aspects of Precambrian development in East Africa. *Nature*, 237, p.160.
- + KAZMIN V. (1973) - Geological map of Ethiopia, 1:2 000 000. *Geol. Surv. Ethiopia, Min. Mines*, Addis Ababa.
- + KAZMIN V. (1975) - Explanation of the Geological Map of Ethiopia. *Geol. Surv. Ethiopia, Min. Mines*, Addis Ababa, 14 p.
- + KAZMIN V. & GARLAND C.R. (1973) - Evidence of Precambrian block-faulting in the Western margin of the Afar depression, Ethiopia. *Geol. Mag.*, London, 110, p.55-57, 1 fig.
- + KAZMIN V.G. & KOCHMASOV G.G. (1976) - Relation of Ethiopian mineral deposits to structure and magmatic complexes. *Geol. Soc. Afr., 3d conf. Afr. Geol.*, Khartoum (Abstract).
- KENT P.E. (1965) - An evaporite basin in Southern Tanzania. in "Salt Basins around Africa", *Inst. Petroleum*, London, p.41-54.
- KENT P.E. & O'B. PERRY J.T. (1973) - The development of the Indian Ocean margin in Tanzania. *Symp. Bassins sedim. litt. Afr.*, Montreal 1972, *Ass. Serv. Géol. Afr.*, Paris, 2, p.113-131, 8 fig.
- KELLER W.D. (1970) - Environmental Aspects of Clays Minerals. *J. Sedim. Petrology*, Tulsa, 40, p.788-810.
- KELLER W.D. (1976) - Scan Electron Micrographs of Kaolin from Diverse Environments of Origin. Part I and II. *Clay and Clay Minerals*, 24, p.107-113 & 114-117, 26 fig.
- KERTZ W. (1972) - Das Unternehmen Erdmantel Deutsche Forschungsgemeinschaft Forschungsbericht. *Frantz Steiner Verlag*, Wiesbaden, p.63-64.
- KILIAN C. & LELUBRE M. (1946) - De l'âge des Grès de Nubie à l'orient de l'Ajjer (Sahara central). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 222, p.233-235.
- KING B.C. (1970) - Vulcanicity and Rift Tectonics in East Africa. in "African tectonic and Magmatism" *Oliver & Boyd*, Edinburgh, p.263-283, 4 fig.
- KING L.C. (1961) - The Palaeoclimatology of Gondwanaland during the Palaeozoic and Mesozoic Eras. in NAIRN A.E.M. "Descriptive Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.307-331, 4 fig., 1 tab.
- KOETTLITZ R. (1900) - A Journey through Somaliland and Southern Abyssinia to the Shangalla or Berta country and Blue Nile and through the Sudan to Egypt. *J. Manchester Geogr. Soc.*, Manchester, 26, 300 p.
- KRAUS E.C. (1967) - Die Bodenstruktur des Indischen Ozeans und dessen Geschichte. *Geol. Rundschau*, 56, p.373-393, 7 fig.
- KRAÜSEL R. (1939) - Ergebnisse des Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. IV, die Fossilen Flören Ägyptens. *Abh. Bayer Akad. Wissensch. Neue Folge*, München, 47, p.1-140, 23 pl.
- KRAÜSEL R. (1961) - Palaeobotanical evidence of climate. in NAIRN A.E.M. "Descriptive palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.227-254.

- KRENKEL E. (1925) - Geologie Afrikas. *in* "Geologie der Erde" *Borntraeger*, Berlin
- KRENKEL E. (1926) - Abessomalien (Abessinien und Somalien). *Handbuch region. Geol.*, Heidelberg, 7, 8a, 119 p., 3 pl., 21 fig.
- KRINSLEY D.H. & DOORKAMP A. (1973) - Atlas of Quartz Sand Surface Textures. *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, 91 p., 40 pl.
- + KRONBER P., SCHÖNFELD M., GÜNTHER R., TSOMBOS P. (1975) - Tectonic relations of the Afar region and adjacent areas. *in* A. PILGER & A. RÖSLER "Afar depression of Ethiopia", *Schweitzerbart'sche*, Stuttgart, p.19-27, 2 fig., 2 pl.
- KRUMBEIN W.C. & SLOSS L.L. (1963) - Stratigraphy and Sedimentation. *Freeman*, San Francisco, 660 p.
- KÜBLER B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Inst.Géol.Univ.Neuchatel*, p.105-122.
- KÜBLER B. (1967) - Stabilité et fidélité des mesures simples sur les diagrammes de Rayons X. *Bull.Groupe Fr.Argiles*, 19, 1, p.39-47.
- KÜBLER B. (1973) - La corrensite, indicateur possible du milieu de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, Pau, 7, 2, p.543-556, 2 pl.
- KUKOVSKY E.G. (1969) - Alteration processes in clay minerals. *Clay Miner.*, p.234-237.
- + KUNZ K., KREUZER H., MÜLLER P. (1975) - Potassium-Argon age determinations of the Trap basalt of the South-Eastern part of the Afar rift. *in* A. PILGER & A. RÖSLER "Afar depression of Ethiopia", *Schweitzerbart'sche*, Stuttgart, p.370-374.
- + LACROIX A. (1930) - Les roches hyperalcalines du Massif du Fantale et du col de Balla (Abyssinie). *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 6, n°14, p.89-102.
- + LAMARE P. (1930) - Nature et extension des dépôts secondaires dans l'Arabie, l'Ethiopie et les pays somalis. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 6, n°14, p.49-68; fig.16-20, 1 pl.
- + LE BAS M.J. & MOHR P.A. (1968) - Feldspathoidal rocks from the Cainozoic volcanic province of Ethiopia. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 58, p.273-280, 1 fig.
- + LEBLING G. & NOWACK E. (1939a) - Geologische Forschungen im Tschertscher-Gebiete Ost-Abessiniens. *Neue Jahrb.Min.Geol.Paleont.*, 81, B, p.1-22, 1 pl.
- + LEBLING G. & NOWACK E. (1939b) - Ricerche geologiche nel territorio del Cercer (A.O.I.). *L'industria mineraria d'Italia e d'oltr.*, 13, p.50-63, 1 pl.
- LECLAIRE L. (1974) - Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolysants. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 16, 2, p.214-224, 1 fig., 1 tab.
- + LEFEBVRE T. (1846) - Voyage en Abyssinie exécuté pendant les années 1839-43. *Bertrand*, Paris.
- LEFRANC J.P. (1975) - Problèmes posés par les bois silicifiés du Sahara septentrional et les réponses qu'on peut y apporter. *3ème réunion ann.Sc.de la Terre, Univ.Sc.Tech.Languedoc*, Montpellier, p.227.
- + LEMOIGNE Y. (1970) - Etude paléoxylologique de l'Ethiopie; B) Présence du genre Sapindoxylon dans le tertiaire d'Ethiopie: Sapindoxylon haile-selassiei n.sp. *Bull.Soc.Linn.*, Lyon, 4, p.126-131, 2 pl.
- + LEMOIGNE Y. (1970b) - Etude paléoxylologique de l'Ethiopie. A) Bois fossile du Tertiaire de la région d'Axoum (province du Tigré): Leguminoxylon sp. *Bull.Soc.Linn.*, Lyon; 5, p.161-166, 2 pl.
- LEMOIGNE Y. (1972) - Etude comparée des éléments vasculaires ligneux dans la série des végétaux actuels et fossiles. *C.R.93ème Congr.Nat.Soc.Savantes*, Tours, 1968, Sciences, III, p.125-155.
- LEMOIGNE Y. (1975) - Paléoflores et provinces paléofloristiques au cours des temps géologiques. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 17, 5, p.867-877.
- + LEMOIGNE Y., NARAYAN, SCHYFSMA E. (1971) - Etude paléoxylologique de l'Ethiopie. C) Les bois de la "Forêt pétrifiée d'Ambo". *Bull.Soc.Linn.* Lyon, 2, p.52-56, 2 pl.
- + LEMOIGNE Y., BEAUCHAMP J., SAMUEL E. (1974) - Etude paléobotanique des dépôts volcaniques d'âge tertiaire des bordures Est et Ouest du système des Rifts Ethiopiens. *Geobios*, Lyon, 7, 3, p.267-288, 3 fig., 5 pl.

- LEPERSONNE J. (1960) - Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique au Sud du Sahara, depuis la fin du Carbonifère. *Bull.Soc.Géol.Belgique*, 84; p.22-69, 6 fig.
- LE RIBAUT L. (1975) - L'exoscopie. Méthode et Applications. *C.F.P., Notes et Mém.* Paris, 12, 232 p., 456 fig.
- LE ROUX H. (1901) - Voyage au Ouallega. Itinéraire d'Addis Ababa au Nil Bleu. *La Géographie*, Paris, 6, p.152.
- LESCHIK G. (1959) - Sporen den "Karru Sandsteinen" von Norronaub (SW Afrika). *Schenk. Leth.*, Frankfurt, 40, 1-2, p.51-95.
- + LIBERTI F. (1938a) - La lignite di Celgà nel Governo dell'Amara. *Materie prime d'Italia e dell'Imp.*, 3, p.458.
- + LIBERTI F. (1938b) - La zona lignitifera di Ucciali (Dessié). *Materie prime d'Italia e dell'Imp.*, 3, p.437.
- LIPPARINI T. (1956) - Contributi alla conoscenza geologica del Yemen (SW Arabia). *Bull.Soc.Geol.It.*, Roma, 76, p.93-118.
- LOMBARD A. (1972) - Séries sédimentaires. Genèse, Evolution. *Masson*, Paris, 425 p. 89 fig.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém.Serv.Carte Géol.Als.Lor.*, 23, 202 p.
- LUCAS J. & PREVOT L. (1975) - Les marges continentales pièges géochimiques; l'exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé-Tertiaire. *Bull.Soc. Géol.Fr.*, Paris, 17, 4, p.496-501.
- MÄDEL E. & MÜLLER STOLL W.R. (1973) - Kritisch Studien über Fossile Combretaceen Hölzer: über Hölzer vom Typus Terminalioxylon G.Schonfeld mit einer Revision der bisher zu Evodioxylon Chiarugi Gestellten Arten. *Palaeontographica*, Stuttgart, B, 140, p.117-136, pl.27-32.
- MAINGUET M. (1972) - Le modelé des grès. Problèmes généraux. *Inst.Géogr.Nat.*, Paris, 2 vol., 657 p., 107 pl.; 4 tab.
- MANETTI C. (1936) - Il contributo Italiano all'Esplorazione ed allo Studio dell'Etiopia. *Guida bibliografica dell'Etiopia*, C.F.P.A., Roma.
- MARTIN H. (1968) - Paläomorphologische Formelemente in den Landschaften Südwest Afrikas. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 58, 1, p.121-128.
- MARZOLF J.E. (1976) - Sand grain frosting and quartz overgrowth examined by scanning electron microscopy: the Navajo sandstone (Jurassic?) Utah. *J.Sedim.Petrology*, Tulsa, 46, p.906-912, 2 fig.
- MC CONNELL R.B. (1972) - Geological development of the Rift system of Eastern Africa. *Bull.Geol.Soc.Am.*, New York, 83, p.2549-2572.
- MC CONNELL R.B. (1974) - Evolution of taphrogenic lineaments in continental platforms. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 63, 2, p.389-430, 4 fig.
- + MC DOUGALL I., MORTON W.H., WILLIAMS M.A.J. (1975) - Age and rate of denudation of Trap Series basalts at Blue Nile Gorge, Ethiopia. *Nature*, 254, p.207-209
- MC ELHINNY M.W., BRIDEN J.C., JONES D.L., BROCK A. (1968) - Geological and geophysical implications of paleomagnetic results from Africa. *Rev.Geophysics*, 6, p. 201-238, 10 fig.
- MC KENZIE D.P., DAVIES D., MOLNAR P. (1970) - Plate Tectonics of Red Sea and East Africa. *Nature*, London, 226, p.243-248, 8 fig.
- + MC KNEE E.D. (1963a) - Origin of the Nubian and similar sandstones. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 52, p.551-587, 14 pl.
- MC KNEE E.D. (1963b) - Problems on the recognition of aride and hot climates of the Past. in NAIRN A.E.M. "Problems in Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.367-377.
- + MEGRUE G.H., NORTON E., STRANGWAY D. (1972) - Tectonic history of the Ethiopian Rift as deduced by K/Ar Ages and Paleomagnetic measurements of basaltic dikes. *J.Geophys.Res.*, 77, 29, p.5744-5754.
- + MERLA G. (1963) - Missione geologica nell'Etiopia meridionale del C.N.R. 1959-1960. Notizie geomorfologiche e geologiche. *Giorn.Geologia*, Bologna, 31, 2, 56 p.
- MERLA G. (1964) - Attività dell'Istituto di Geologia di Firenze in Africa Orientale dal 1955 al 1962. *C.N.R.*, Roma, p.3-10.

- + MERLA G. & MINUCCI E. (1938) - Missione geologica nel Tigray. *R.Accad.d'It.*, Roma, 362 p., 117 fig., 1 carte géol.
- + MERLA G., ABBATE E., CANUTI P., SAGRI M., TACCONI P. (1973) - Geological map of Ethiopia. 1/2 000 000. *Ist.Geol.Paleont.*, C.N.R., Firenze.
- MESFIN WOLDE MARIAM (1970) - An Atlas of Ethiopia. *Addis Ababa Univ.*, Addis Ababa, 84 p.
- MEYERHOFF A.A. & TEICHERT C. (1971) - Continental Drift, III: late Paleozoic glacial centers, and Devonian-Eocene coal distribution. *J.Geol.*, Chicago, 79, p.285-321, 14 fig.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. *Masson*, Paris, 500 p.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M., WEY R. (1959) - Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. *Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lor.* 12, 2, p.3-14.
- MILLOT G., PERRIAUX J., LUCAS J. (1961) - Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. *Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lor.*, 14, 4, p.91-100.
- + MILLER J.A. & MOHR P.A. (1966) - Age of the Wachacha trachyte-carbonatite volcanic centre. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 9, p.1-5.
- + MINISTRY OF MINES, ADDIS ABABA (1971) - Annual Report of the Geological Survey of Ethiopia. *Min.Mines*, Addis Ababa, 116 p., 13 fig.
- + MINUCCI E. (1938) - Ricerche geologiche nella regione del Tana. *Missione studio Lago Tana, R.Accad.d'It.*, vol.1, p.19-36, 8 fig., 1 pl.
- + MOHR P.A. (1960) - Report on a geological excursion through Southern Ethiopia. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 2, 1, p.9-20.
- + MOHR P.A. (1961) - The Geology, Structure and Origin of the Bishoftu Explosion Craters, Shoa, Ethiopia. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 2, 2,
- + MOHR P.A. (1962, réédité en 1971) - The Geology of Ethiopia. *Univ.Addis Ababa*, 268 p., 19 fig., 20 pl.
- + MOHR P.A. (1963) - Geological Map of Horn of Africa (1:2 000 000). *Philip & Tracy*, Fulham, London.
- + MOHR P.A. (1963) - Occurrence of Karroo system sediments in Ethiopia. *Nature*, 199, p.1086.
- + MOHR P.A. (1965) - Re-classification of the Ethiopian cainozoic volcanic succession. *Nature*, 208, p. 177-178.
- + MOHR P.A. (1967) - The Ethiopian Rift System. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 11, 65 p., 5 fig.
- + MOHR P.A. (1968) - Transcurrent faulting in the Ethiopian Rift System. *Nature*, 218, p.938-940.
- + MOHR P.A. (1970a) - Ethiopian Rift and Plateaus: some volcanic petrochemical differences. *Rep.Smiths.Inst.Astrophys.Observ.*, Cambridge, 28 p.
- + MOHR P.A. (1970b) - Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 228, p.547-548.
- + MOHR P.A. (1971a) - Ethiopian Tertiary dike swarms. *Smiths.Inst.Astrophys.Observ.* Cambridge, sp.rep.n°339, 86 p.
- + MOHR P.A. (1971b) - The Ethiopian triple-rift junction in terms of Plate tectonics. *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 13, p.1-17, 4 fig.
- + MOHR P.A. & GOVIN P. (1968) - Gravity traverses in Ethiopia (fourth interim report). *Bull.Geophys.Observ.*, Addis Ababa, 12, p.27-56, 5 fig.
- + MOLLY E. (1928) - Recherches sur le Tchertcher (Abyssinie). *Thèse, Univ.Genève*
- + MOLLY E. (1934) - Etudes pétrographiques en Ethiopie. *C.R.Soc.Phys.Hist.Nat.*, Genève, 51, notes 1-2-3, p.49-53, 72-76, 76-79.
- + MORBIDELLI L. & PICCIRILLO M. (1973) - Tectonics and volcanism in the Main Ethiopian Rift. (Preliminary report). *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 92, p.273-286, 1 fig.
- + MORTON W.H. (1973) - Geological map of the Addis Ababa area, 1:25 000. *Dept Geol., Univ.Addis Ababa*.
- + MÜHLEN L. VON ZUR (1931) - Zur Geologie der Gegend non Harrar und Deder in Ostabessinien. *Zeitschr.Deutsch.Geol.Gesell.*, 81, p.625-634, 5 fig.

- MÜLHEN L. VON ZUR (1955) - Im Banne des Äthiopischen Hochlandes. *Verlag P.J.Oester-gaard*, Berlin Schöneberg, 289 p., 43 fig.
- + MÜHLEN L. VON ZUR (1936) - Die Grundzüge des Geologischen Baues des Hochlandes von Wollega und der Dabussteppe in West Abessinien. *Zeitschr.Deutsch.Geol.Gesell.* 88, p.1-29, 2 fig., 5 pl.
- + MÜHLEN L. VON ZUR (1937) - Geologia della regione di Harar e Deder nell'Abissinia Orientale. *Materie prime dell'Italia e dell'Imp.*, Roma, 7, p.317-324.
- MUIR-WOOD H.M. (1935) - Jurassic Brachiopoda. in "The Geology and Paleontology of British Somaliland", London, p.75-147, 33 fig., 2 tab., 2 pl.
- + MURDOCKS T.G. (1944a) - Occurrence of sub bituminous coal near Mugher river. *U.S. Techn.Proj.in Ethiopia, Min.Mines*, Addis Ababa, 2 p.
- + MURDOCKS T.G. (1944b) - Lignite occurrence North-East of Debra Berhan. *U.S.Techn. Proj.in Ethiopia, Min.Mines*, Addis Ababa, 2 p.
- + MURDOCKS T.G. (1944c) - Lignite occurrence near Debra Libanos. *U.S.Techn.Proj.in Ethiopia, Min.Mines*, Addis Ababa, 2 p.
- + MURDOCKS T.G. (1944d) - Alabaster occurrence near Addisghe. *U.S.Techn.Proj.in Ethiopia, Min.Mines*, Addis Ababa, 3 p.
- + MURDOCKS T.G. (1960) - Geology and Mineral Resources of Ethiopia. *U.S.Dept Interior U.S.Coop.Water Resources*, Addis Ababa, paper n°10
- NAIRN A.E.M. (1961) - Descriptive Palaeoclimatology. *Interscience*, New York, 380 p.
- NAIRN A.E.M. (1963) - Problems in Palaeoclimatology. *Interscience*, New York, 705 p.
- NEGRI G. (1914) - Sopra alcuni legni del Gebel Tripolitano. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 33, p.321-344, pl.5-6.
- NEGRI G. (1931) - Principali problemi fitogeografici delle colonie Italiane. *Atti I° Congr.Studi Coloniali*, Firenze, 3, p.15-39.
- NEGRI G. (1934) - Impronte vegetali del Deserto Libico. *Missione R.Accad.d'It. a Cufra*, Roma, 3, p.281-288, pl.25-26.
- + NEGUSSIE G. & NIEMEN K. (1968) - Diatomite deposit at Ambo. *Rep.Min.Mines*, Addis Ababa.
- NILSSON E. (1935) - Traces of ancient changes of climate in Esat Africa. *Geogr. Ann.*, Stockholm, 17, p.122-285.
- OMER M.K. (1975) - Genesis and diagenesis of the Nubian sandstone formation in Khartoum province. *Geol.Min.resources Dept.*, Khartoum, bull.n°27
- OMER M.K. & PERRIAUX J. (1976) - La formation des Grès de Nubie dans la Province de Khartoum, Soudan. *4ème réunion ann.Sc.Terre*, Paris, 1 p.
- OTTMANN F. (1965) - Introduction à la géologie marine littorale. *Masson*, Paris, 259 p., 124 fig.
- + PAGE N., TAIEB M., FAURE H. (1971) - Liste des âges radiométriques d'Ethiopie. *7ème Congr.Panafr.Préhistoire et Etudes du Quatern.*, Addis Ababa, 35 p.
- + PAGLIANI G. (1940) - Pantelleriti e Basalti di Gimma (A.O.I.) *R.C.R.Ist.Lombardi Sc.Lett.*, Milano, 123, p.33-43.
- PALLISTER J.W. (1956) - Uganda. *Lex.Strat.Int.*, CNRS, Paris, 4, 8b, p.95-123.
- + PANTANELLI D. (1888) - Note geologiche sullo Scioa. *P.V.Soc.Toscana Sc.Nat.*, Firenze, p.164-170.
- PARFENOFF A., POMEROL C., TOURENQ J. (1970) - Les Minéraux en grains. *Masson*, Paris, 550 p.
- PARONA C.F. (1924) - Arenarie e calcari marnosi con fossili giurassici nei dintorni di Macallè (Tigrè). *Natura*, vol.15, p.102.
- PASSERI L. (1975) - L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico Tosco-Umbro-Marchigiano. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 94, p.231-268, 23 fig.
- PAULITSCHKE P. (1887) - Harar. Forschungsreise nach den Somal und Galla Ländern Ost Afrika. *Brockhaus*, Leipzig, 300 p.
- PAUTOT G. & LE PICHON X. (1974) - Résultats scientifiques du programme Jiodes. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 15, 5-6, p.403-425, 14 fig.
- PENTA F. (1936) - Saggio di un quadro delle possibilità e delle risorse minerarie dell'A.O.I. *Mat.prime dell'Italia e dell'Imp.*, 1, p.172.

- PERRIAUX J.(1961) - Contribution à la géologie des Vosges Gréseuses. *Thèse Univ.* Nancy, 236 p., 27 fig., 46 tab.
- PERRIAUX J.(1972) - Dynamique des roches sédimentaires: la sédimentologie. in J.GOGUEL "Géologie", t.1, *Encyclopédie de la Pléiade*, Paris, p.721-757.
- PERRIAUX J.(1974) - Généralités sur les Grès. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.161-185, 2 fig.
- PETTLJOHN F.J. & POTTER P.E. (1964) - Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures. *Springler Verlag*, Berlin, 370 p.
- PETTLJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. (1972) - Sand and Sandstone. *Springler Verlag*, Berlin, 618 p., 258 fig.
- PICARD L. (1970) - On Afro-Arabian Graben Tectonics. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 59, p.337-381.
- + PILGER A. & RÖSLER A. (1975) - Afar depression of Ethiopia. *Schweizerbart'sche*, Stuttgart.
- PLUMSTEAD E.P. (1964) - Gondwana floras, Geochronology and Glaciation in South Africa. *22nd Int.Geol.Congr.*, New Delhi, "Gondwanas" rapp.9, p.203-319.
- PLUMSTEAD E.P. (1973) - The Late Palaeozoic Glossopteris Flora. in A. HALLAM, "Atlas of Palaeobiogeography", *Elsevier*, Amsterdam, p.187-205, 3 pl.
- POMEROL C. (1973) - Ere cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). *Dunod*, Paris, 272 p., 235 fig.
- POMEYROL R. (1968) - Nubian Sandstone. *Bull.Am.Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 52, p.589-600.
- POTTER P.E. & PETTLJOHN F.J. (1963) - Paleocurrents and Basin Analysis. *Springler Verlag*, Berlin, 296 p., 130 fig., 30 pl.
- POWERS R.W. (1968) - Arabie Saoudite. *Lex.Strat.Int.*, CNRS, Paris, 3, 10b, 177 p.
- POWERS R.W., RAMIREZ L.F., REDMONT C.D., ELBERG E.L. (1966) - Geology of the Arabian Peninsula. Sedimentary Geology of Saudi Arabia. *Geol.Surv.Prof.pap.*, Washington, 560D, 147 p., 14 fig., 10 pl.
- PRASAD G. (1971) - Nubian sandstone paleoenvironment in Sudan: discussion. *Bull. Am.Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 55, 6 June 71.
- PRASAD G. (1976) - Palaeosols in the Nubian sandstone formation of the Sudan. *Soc.Géol.Afr.*, 3rd Conf.Afr.Geol., Khartoum (Abstract).
- PRESS N.G. (1975) - Results from the use of EROS imagery in various mineral exploration programmes. *1rst meet.Eur.Geol.Soc.*, Reading, (Abstract).
- PRINCIPI P. (1932) - Osservazione su alcuni legni fossili della Libia. *Boll.Soc. Geol.It.*, Roma, 51, 2, p.311-316, 1 fig., 1 pl.
- PULFREY W.T. (1956) - Kenya. *Lex.Strat.Int.*, CNRS, Paris, 3, 8a, p.3-94.
- PULFREY W.T. (1958) - Review of recent works on the Gondwana rocks of Kenya colony. *20th Int.Geol.Congr.*, Mexico, Comision correlacion syst.Karoo, p.41-55, 4 pl.
- PURCELL P.G. (1976) - Pre-Drift Sedimentation on Rifted Continental Margins. *Soc. Géol.Afr.*, 3rd Conf.Afr.Geol., Khartoum, 10 p., 6 fig.
- + RAISIN C.A. (1903) - Petrological notes on rocks from Southern Abyssinia, collected by Dr R.Köttlitz. *Quart.J.Geol.Soc.London*, 59, p.137-279.
- + RATHJENS C. (1925) - Neuere Anschauungen über den geologischen Bau der Colonia Eritrea. in "Freie Wege vergleichender Erdkunde" E.von DRYGALSKI, Oldenbourg, p. 64-319.
- + RECK H. & DIETRICH O. (1923) - Ein Streisslicht auf die geologischen Verhältnisse der Kreide-Jura Grenze in Abessinien. *Centr.Blatt.Min.Geol.Paleont.*, Stuttgart, p.164-183.
- RECLUS E. (1887) - Nuova Geografia Universale. Volume X: Bacino del Nilo. *Vallardi* Milano, 823 p., 171 fig.
- REINECK H.E. (1974) - Present and Ancient shallow deposits. *Bull.Centr.Rech.Pau-SNPA*, Pau, 8, 1, p.295-304, 6 fig.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1973) - Depositional Sedimentary Environments. *Springler Verlag*, Berlin, 439 p.
- + REX D.C., GIBSON I.L., DAKIN F. (1971) - Age of the Ethiopian flood basalt succession. *Nature*, London, 230, p.131-132.
- REYMENT R.A. (1971) - Experimental Studies of Cretaceous Transgressions for Africa. *Bull.Geol.Soc.Am.*, New York, 82, p.1063-1072.

- + RICHE G. & SEGALEN P. (1969) - La zonalité verticale des sols en Ethiopie du centre et du Sud-Est. *Bull.bbg.Pédol.Fr.*, Paris, 18, 2, p.5-10.
- RICOUR J. (1960) - La genèse des niveaux salifères. Cas du Trias Français. *Rev. Géogr.phys.Géol.dyn.*, Paris, 2, 3, p.139-148, 6 fig.
- RIGASSI D.A. (1969) - Should the term "Nubian Sandstone" be dropped? *Bull.Am. Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 53, p.183-184.
- RITTMAN A. (1972) - I vulcani e la loro attività. *Cappelli*, Milano, 359 p., fig. pl.
- ROBERTS D.G. (1970) - A discussion mainly concerning the contribution by Hutchinson and by Baker. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, London, A, 267, p.399-405, 2 fig.
- ROCHET D'HERICOURT C. (1841) - Voyage sur la côte orientale de la Mer Rouge, dans le pays d'Adel et le royaume de Choa. *Bertrand*, Paris.
- + RODGERS A.S., MILLER J.A., MOHR P.A. (1965) - Age determinations on some Ethiopian Basement rocks. *Nature*, London, 206, p.1021-1023.
- + ROLSHOVEN H. (1939) - Beobachtungen über die Geologie des Kunni-Tales und des oberen Ramis-Tales im Cercher-Gebirge (Ostabessinien) unter besonderer Berücksichtigung der Vorkommen nutzbarer Mineralien. *Triltsch*, Würtzburg.
- RONA P.A. (1970) - Comparison of continental margins of Eastern North America at Cape Hatteras and Northwestern Africa at Cape Blanc. *Bull.Am.Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 54, 1, p.129-157, 10 fig.
- ROSIWAL A. (1891) - Über Gesteine aus dem Gebiete zwischen Usambara und dem Stephanie-See, nebst einem Anhang über Gesteine aus Schoa und Assab. *Denkschr.K. Akad.Wissensch.*, 48, p.134-293.
- ROSS G.R. (1973) - Carboniferous Foraminifera. in A.HALLAM "Atlas of Palaeobiogeography", *Elsevier*, Amsterdam, p.127-132, 4 fig.
- RUTSCH R.F. (1970) - Région-type et faciès de la Molasse. *C.R.som.Soc.Géol.Fr.*, Paris 7, p.237.
- SACCO F. (1937) - Schema geologico dell'Etiofia. *Mat.prime d'Italia e dell'Imp.* 11, p.521-542, 1 pl.
- SAGGERSON E.P. & BAKER B.H. (1965) - Post Jurassic erosion-surfaces in Eastern Kenya and their deformation, in relation to rift structure. *Quart.J.Geol.Soc.* London, 121, p.51-72, 4 fig., 2 pl.
- SAID R. (1962) - The Geology of Egypt. *Elsevier*, Amsterdam-New York, 377 p.
- SAID R. (1971) - Explanatory notes to accompany the geological map of Egypt. *Geol.Surv.Egypt, Min.Industry*, Cairo, 56, 123 p., 3 pl.
- SASSI P. (1941) - Sui fossili di due giacimenti wealdiani della Tripolitana. *Ann. Mus.libico Stor.Nat.*, Tripoli, 3, p.41-51, 1 pl.
- SCANVIC J.Y. (1975) - Reflexions sur les possibilités de contribution de l'imagerie spatiale ERTS à la recherche minière dans le Massif Central français. *1rst meet.Europ.Geol.Soc.*, Reading, (Abstract).
- SCHMALZ R.F. (1968) - Formation of red beds in modern and ancient deserts; discussion. *Bull.Geol.Soc.Am.*, New York, 79, p.277-280.
- SCHMALZ R.F. (1969) - Deep water evaporite deposition: a genetic model. *Bull. Geol.Soc.Am.*, New York, 53, p.798-823, 16 fig., 2 tab.
- SCHOPF J.M. (1975) - Modes of fossil preservation. *Rev.Palaeobot.Palyn.*, 20, p.27-53.
- + SCHOTTENLOHER R. (1938a) - Bericht über eine Forschungsreise in Südäthiopien. *Stzber.Bayer.Akad.Wissensch.*, München, 2, p.205-210, 1 fig.
- + SCHOTTENLOHER R. (1938b) - Das Aethiopische Cercergebiet. *Sitzber.Bayer.Akad. Wissensch.*, München, 1, p.7-10.
- + SCHOTTENLOHER R. (1939) - Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. II, Die Cercher, Garamullata, und Nördlichen Arussi-Bergländer auf Somali Hochscholle. *Petermanns Geogr.Mitt.*, Gotha, p.265-277, 8 fig., 1 pl.
- SCHWARZBACH M. (1963) - Criteria for the recognition of ancient glaciation. in NAIRN A.E.M. "Problems in Palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.81-85.

- + SCOTT G. (1943) - Paleontology of Harar province, Ethiopia. Part 4: Jurassic Cephalopoda and a Cretaceous Nautilus. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, New York, 82, 3, p.61-93, 24 pl.
- SHATA A. (1959) - Structural development of the Sinai Peninsula (Egypt). *20th Int. Geol. Congr.*, Mexico, Ass. Serv. Geol. Afr., p.226-249.
- + SHUMBORO M.M. (1968) - The Amba Aradam formation (formerly the Upper Sandstone). *Rapp. MOBIL Petrol. Ethiopia*, Addis Ababa.
- SIBLEY D.F. (1976) - Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. *J. Sedim. Petrology*, Tulsa, 46, 4, p.881-895, 8 fig.
- + SILVESTRI A. (1973) - Orbitoline mesocretacee degli Strati di Graua. *in* "Missione dell'AGIP nella Danalia...", *Accad. Naz. Lincei*, Roma, 4, 2, p.101-138, 2 pl.
- SLOSS L.L. (1953) - The significance of Evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 23, 3, p.143-161.
- SLOSS L.L. (1969) - Evaporite deposition from layered solutions. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 53, p.776-789, 12 fig., 1 tab.
- SMITH A.G. & HALLAM A. (1970) - The fit of the Southern continents. *Nature*, London 225, p.139-144.
- SOLEILHAVOUP F. (1972) - L'érosion éolienne dans les environs de Laghouat. *Enseign. Sc. Nat. Algérie*, IPN, Alger, 9, p.74-117, fig., pl.
- SOLEILHAVOUP F. (1975) - Crues de l'oued M'zi à Laghouat. Chronologie et description des principaux processus géomorphologiques ayant affecté la surface du lit de l'oued. *Enseign. Sc. Nat. Algérie*, IPN, Alger, p.32-97, 12 fig., 54 photos.
- SOWERBUTTS W.T.C. (1972) - Rifting in East Africa and the fragmentation of Gondwanaland. *Nature*, 235, p.435-436, 3 fig.
- STEFANINI G. (1925) - Primi risultati geologici della Missione della Reale Società Geografica in Somalia (1924). *R.C. R. Accad. Lincei*, vol.1, p.208-241.
- STEFANINI G. (1929) - Successione ed età della "Serie di Lugh" nella Somalia Italiana. *Int. Geol. Congr.*, Pretoria, vol.2, p.223-238.
- STEFANINI G. (1931) - Stato delle conoscenze geologiche delle colonie italiane. *Atti 1° Congr. Stud. Coloniali*, Firenze, 3, p.327-361.
- + STEFANINI G. (1933a) - Le condizioni geologiche dell'Etiopia occidentale. *in* CERULLI "Etiopia Occidentale" *Sind. Arti Grafici*, Roma, p.203-225, 1 pl.
- + STEFANINI G. (1933b) - Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia. *C.N.R.*, Firenze, 1-2, 179 p., 4 pl., 2 cartes.
- STEVENS G.R. (1973) - Jurassic Belemnites. *in* HALLAM A. "Atlas of Palaeobiogeography" *Elsevier*, Amsterdam, p.259-274, 4 fig., 1 pl.
- STOCH L. & SIKORA W. (1976) - Transformations of micas in the processes of Kaolinization of granites and gneisses. *Clay and Clay Minerals*, 24, p.156-162.
- + TADESSE BELACHEW (1970) - Section of the Mugher Canyon. *Dept Geol. Univ. Addis Ababa*
- + TAIEB M. (1974) - Evolution quaternaire du Bassin de l'Awash (Rift Ethiopien et Afar). *Thèse, Univ. Paris*, 2 vol., 390 p., 120 fig., 14 tab., 48 pl.
- TARICCO M. (1936) - Risorse minerarie dell'Abissinia. *L'ind. Min.* Roma, 1 p.
- TARLING D.H. (1971) - Gondwanaland, Paleomagnetism and Continental Drift. *Nature*, London, 229, p.17-21.
- TARLING D.H. & TARLING M.P. (1971) - Continental Drift.. A study of the Earth's moving surface. *Penguin Books*, Harmondsworth, 142 p., 43 fig.
- TARLING D.H. & M.P. - (1973) - La dérive des continents. Conceptions nouvelles. *Dunod*, Paris, 128 p., 43 fig.
- TARLING D.H. & RUNCORN S.K. (1973) - Implications of continental drift to the Earth Sciences. *Acad. Press*, London, 2 vol.
- + TAYLOR M.H. (1948) - Mesozoic geology of the Somali-Ethiopia area. *Bull. Geol. Soc. Am.*, New York, 59, p.1357 (Abstract).
- TAYLOR T.N. (1968) - Application of the scanning electron microscope in paleobotany. *Trans. Am. Microscop. Soc.*, 87, (4), p.510-515.
- + TAZIEFF H. (1968) - Relations tectoniques entre l'Afar et la Mer Rouge. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 10, p.468-477, 9 fig.

- + TAZIEFF H. (1969) - Tectonique de l'Afar septentrional (Ethiopie). *C.R.Acad.Sc.* Paris, 268, 16, p.2030-2033, 1 fig.
- + TAZIEFF H. (1971) - Sur la tectonique de l'Afar central. *C.R.Acad.Sc.* Paris, 272, D p.1055-1058, 3 cates, 4 fig.
- + TAZIEFF H., VARET J., BARBERI F., GIGLIA (1972) - Tectonic significance of the Afar (or Danakil) depression. *Nature*, London, 235, p.144-147, 3 fig.
- TEMPERLEY B.N. (1952) - A review of the Gondwana rocks of Kenya Colony. *19th Int. Geol. Congr.*, Alger, Symp.ser.Gondwana, p.195-208.
- + TEILHARD DE CHARDIN P. (1930a) - Observations géologiques en Somalie Française et au Harar. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, n° 14, p.5-12, fig.1-3.
- + TEILHARD DE CHARDIN P. (1930b) - Observations sur les roches métamorphiques du Plateau Somali près d'Harar. *Mém.Soc.Géol.Fr.*, Paris, n° 14, p.103.
- TERMIER H. & TERMIER G. (1961) - L'évolution de la lithosphère. III, Glyptogénèse. *Masson*, Paris, 471 p., 175 fig., 7 tab.
- + TREUIL M. & VARET J. (1973) - Critères volcanologiques pétrologique et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, 15, 5-6, p.506-540, 23 fig.
- + TROLL C. & SCHOTTENLOHER R. (1939) - Ergebnisse wissenschaftlicher reisen in Äthiopien. I, von Eritrea nach Gondar, Addis Abeba und Harar. *Petermanns Geogr. Mitt.*, Gotha, p.217-238, 10 fig., 1 pl.
- TROMPETTE R. (1973) - Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie. Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Trav.Lab.Sc.Terre*, St Jérôme, Marseille, B, n°7, 185 fig., 50 tab., 27 pl., 1 carte.
- TSCHUDY R.H. & SCOTT R.A. (1969) - Aspects of Palynology. *Wiley Interscience* New York 510 p.
- TURNAU-MORAWSKA M. (1958) - The problem of mineralisation of fossil wood. *Ann.Soc.Géol. Pologne*, Varsovie, 28, p.409-426.
- UNGER F. (1866) - Notiz über fossile Hölzer aus Abyssinien. *Sitz.Kaiserl.Akad.Wissensch.* Wien, 54, p.289-298, 1 pl.
- UNIVERSITE DE BORDEAUX III (1975) - Carte géologique du T.F.A.I.: feuille d'Ali Sabieh (1/100 000). *Centre Etudes Géol.et Develop.*, Bordeaux.
- + USONI L. (1952) - Risorse minerarie dell'Africa Orientale. *Ufficio Studi Min.Africa Ital.* Roma, 553 p., 128 fig.
- + VALETON I. (1969) - Braunerde-Vertisol-Catena des Wochecha Gebietes Westlich Addis Abeba (Äthiopien). *Mitt.Geol.Paläont.Inst.Univ.* Hamburg, 38, 119-133.
- + VAN DOORNINCK (1956) - Contribution to the geology of Tigray province Northern Ethiopia. *20th Int.Geol.Congr.*, Mexico, Ass.Serv.Géol.Afr., 87-92, 1 pl.
- VAN HOUTEN F.B. (1961) - Climatic significance of red beds. in NAIRN A.E.M. "Descriptive palaeoclimatology", *Interscience*, New York, p.89-139, 7 fig.
- VATAN A. (1962) - Les grès et leur milieu. *C.R.Acad.Sc.*, Paris, 254, p.2026-2028.
- VEEVERS J.J., JONES J.G., TALENT J.A. (1971) - Indo-Australian Stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland. *Nature*, London, 229, p.783-788.
- + VENZO S. (1959) - Cephalopodi neo-giurassici degli Altipiani hararini. in "Missione geologica dell'AGIP nella Dancaia..." *Accad.Naz.Lincei*, Roma, vol.4, 1, p.101-197, 14 pl.
- + VERRI P. (1909) - Contributo allo studio geologico della colonia eritrea. *Boll.Soc. Geogr.It.* Roma, 46, p.56-318.
- + VIGNAUD M. (1845) - Rapport géologique et minéralogique sur la province du Tigré. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, Paris, p.492-504.
- + VINASSA DE REGNY P. (1931) - La geologia delle Alpi Dancale. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 50, p.1-24.
- VIVIER G. (1976) - Méthodes de prélèvement et de traitement des échantillons pour études géochimiques et géochronologique. La méthode du Potassium/Argon. *Inst.Dolomieu*, Grenoble, docum.D25, 19 p.
- + VLAICU Z.C. (1964) - Informative report on some marble and limestone occurrences in Harar province and travertine limestones occurrences in Shoa province. *Rep.Min.Mines*, Addis Ababa.

- WALKER T.R. (1967a) - Color of recent sediments in tropical Mexico: a contribution to the origin of red beds. *Geol.Soc.Am.Bull.*, New York, 78, p.917-920, 1 fig.
- WALKER T.R. (1967b) - Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol.Soc. Am.Bull.*, New York, 78, p.353-368, 5 fig., 2 pl.
- WALTERS R. & LINTON R.E. (1973) - The sedimentary basin of coastal Kenya. *Symp.Bassins sedim.litt.Afr.*, Montreal, 1972, Ass.Serv.Géol.Afr., Paris, 2°part., p.132
- WEAVER C.E. (1961) - Clay Minerals of the Ouachita structural belt and adjacent fore-land. in P.T.FLAWN et coll. "The Ouachita system", *Bur.Econ.Geol.Univ.Texas*, Houston, p.147-162.
- + WEBER M. (1906) - Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O.Neumann-v.Erlanger nach Ostafrika und Abessinien 1900-1901. *Mitt.Geogr.Gesell.*, München, 1, p.138-374.
- WEIR A.H., ORMEROD E.C., EL MANSEY I.M.I. (1975) - Clay mineralogy of sediments of the Western Nile Delta. *Clay Minerals*, London, 10, p.369-386.
- + WELLS J.W. (1943) - Palaeontology of Harrar Province, Ethiopia. Part 3: Jurassic Anthozoa and Hydrozoa. *Bull.Am.Mus.Nat.Hist.*, New York, 82, 2, p.37-53, 9 pl.
- WHITEMAN A.J. (1970) - Nubian Group: origin and status. *Bull.Am.Ass.Petrol.Geol.*, Tulsa, 54, 3, p.522-528.
- WHITEMAN A.J. (1971) - The Geology of the Sudan Republic. *Clarendon Press*, Oxford, 220 p., fig., pl.
- WHITTEN D.G.A. & BROOKS J.R.V. (1972) - A dictionary of Geology. *Penguin Books*, Harmondsworth; 520 p.
- + WIESNER K. (1970) - Vergleichende Beobachtungen an Geologie und Tektonik in Eritrea und Harrar-W (Äthiopien). *Geol.Rundschau*, 59, p.391-408, 4 fig.
- WISSMANN H. VON, RATHJENS C., KOSSMAT F. (1942) - Beiträge zur Tektonik Arabiens. *Geol.Rundschau*, Stuttgart, 33, p.221-353.
- + ZANETTIN B. & JUSTIN-VISENTIN E. (1973) - Serie di vulcaniti etiopiche: 1-La serie dell'Altipiano centro-orientale. *Boll.Soc.Geol.It.*, Roma, 92, p.313-327, 1 pl.; 1 fig
- + ZANETTIN B. & JUSTIN-VISENTIN E. (1974a) - The volcanic succession in central Ethiopia 2-The volcanics of the Western Afar and Ethiopian Rift margin. *CNR, Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 19 p., 4 fig.
- + ZANETTIN B. & JUSTIN-VISENTIN E. (1974b) - Evoluzione tettonica e vulcanologica della scarpata dancala (Etiopia). *CNR, Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 19 p., 3 fig.
- + ZANETTIN B. & JUSTIN-VISENTIN E. (1974c) - Rapporti fra andamento delle direttrici tettoniche e vulcanesimo nell'Etiopia centrale. *CNR, Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 16 p., 1 fig.
- + ZANETTIN B., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., NICOLETTI (1974d) - Migration of the Oligo-Miocene ignimbritic volcanism in the central Ethiopian Plateau. *Neue Jahr.Geol.Pal.Monat.*, Stuttgart, p.567-574.
- + ZANETTIN B., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., MEZZACASA G., PICCIRILLO E.M. (1974e) Petrochemistry of the volcanic serie of the central Eastern Ethiopian Plateau and relationships between tectonics and magmatology. *CNR, Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 35 p., 20 fig., 2 pl.
- + ZANETTIN B., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., MORBIDELLI L., PICCIRILLO E.M. (1974f) Geological and petrological researches on the volcanics of central Ethiopia. *C.N.R., Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 6 p., 1 pl.
- + ZANETTIN B. & JUSTIN-VISENTIN E. (1975) - Tectonical and volcanological evolution of the Western Afar margin (Ethiopia). in A.PILGER & A.RÖSLER "Afar depression of Ethiopia", *Schweizerbart'sche*, Stuttgart, p.300-309, 3 fig.
- + ZANETTIN B., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., MEZZACASA G., PICCIRILLO E.M. (1976a) New chemical analyses of the tertiary volcanics from the central Eastern Ethiopian Plateau. *C.N.R.*, Padova, 43 p.
- + ZANETTIN B., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., MEZZACASA G., PICCIRILLO E.M. (1976b) List of names of analysed rocks. *CNR, Centr.Stud.Geol.Petr.*, Padova, 16 p.
- + ZEISS A. (1971) - Vergleiche zwischen den epikontinentalen Ammonitenfaunen Äthiopiens und Süddeutschlands. *Ann.Inst.Geol.Publ.Hungar.*, Budapest, 54, p.535-545, 11 fig.
- + ZEISS A. (1974) - Die Callovien-Ammoniten Äthiopiens und ihre zoo-geographische stellung. *Paläont.Zeit.*, Stuttgart, 48, 3-4, p.269-282, 3 fig., 1 pl.
- + ZUFFARDI-COMERCI R. (1959) - Corallari e Idrozoi giurassici degli Altipiani Hararini. in "Missione dell'AGIP nella Dancalia...", *Accad.Naz.Lincei*, 4; 1, p.199-250, 13 pl.

TABLE DES FIGURES

<u>Figure</u>	<u>Page</u>
1 - Carte de l'Est Africain	(couverture)
2 - Carte altimétrique simplifiée de l'Ethiopie	... 2
3 - Carte géologique simplifiée de l'Ethiopie	... 14
4 - Localisation des régions étudiées	... 19
5 - Topographie du Plateau Ethiopien central et du Bassin moyen du Nil Bleu	... 40
6 - Pont du Nil: croquis géologique	... 42
7 - Coupe sur la rive gauche du Nil Bleu	... 42
8 - Série stratigraphique du Pont du Nil	... 51
9 - Vallée de la Chamoga: carte géologique	... 71
10- Vallée de la Chamoga: série stratigraphique	... 71
11- Vallée de la Chamoga: coupe géologique sur la rive droite	... 75
12- Vallée du Mugher: carte topographique	... 78
13- Vallée du Mugher: carte géologique	... 78
14- Vallée du Mugher: coupe stratigraphique	... 81
15- Vallée du Zega Wodem: esquisse géologique	... 89
16- Debre Libanos: localisation des coupes stratigra- phiques	... 89
17- Debre Libanos: coupe sur la rive gauche du Zega Wodem	... 91
18- Fiché: carte géologique	... 98
19- Fiché: coupe stratigraphique d'Addis Ghié	... 98
20- Fiché: coupe stratigraphique de la rive droite de la rivière Wedessa	...100

21-	Debre Libanos: carte géologique	...103
22-	Région d'Ambo-Guder: croquis topographique	...106
23-	Région d'Ambo-Guder: carte géologique	...106
24-	Région d'Ambo-Guder: coupes stratigraphiques	...111
25-	Vallée du Guder: carte structurale	...111
26-	Principales coupes stratigraphiques observées dans le Bassin moyen du Nil Bleu	...122
27-	Série stratigraphique synthétique du Bassin moyen du Nil Bleu	...124
28-	Haut Bassin de l'Omo: carte géographique	...126
29-	Haut Bassin de l'Omo: coupe stratigraphique de Welkite	...126
30-	Localisation des gisements fossilifères OMO 1 et OMO 2	...130
31-	Haut Bassin de l'Omo: position stratigraphique schématique des secteurs étudiés	...130
32-	Pont sur l'Omo: fracturation d'après vues ERTS	...139
33-	Haut Bassin de l'Omo: carte structurale	...139
34-	Bordure orientale du Plateau Ethiopien: carte structurale d'après vues ERTS	...142
35-	Environs d'Addis Abéba: carte topographique	...146
36-	Collines d'Entoto: localisation stratigraphiques des gisements fossilifères AA 1, AA 2 et AA 3	...146
37-	Vallée du Cassam: fracturation d'après vue ERTS	...152
38-	Vallée du Cassam: coupe stratigraphique	...154
39-	Wolenchite: localisation des sédiments lacustres	...154
40-	Vallée de la Mush: localisation des gisements fossilifères	161
41-	Vallée de la Mush: coupe stratigraphique	...161
42-	Bordure NW du Plateau d'Harar: emplacements des secteurs étudiés	...170
43-	Coupe stratigraphique dans la vallée de Kuni	...172
44-	Coupe NW-SE dans le Massif du Chercher	...172
45-	Région de Deder-Soka: esquisse topographique d'après vues ERTS	...174
46-	Région de Soka: localisation des coupes stratigraphiques	..174

47- Coupes stratigraphiques dans la région de Soka	...176
48- Coupe stratigraphique de Tute	...179
49- Grès supérieurs de Kulubi: bois silicifié en place	...198
50- Contact du faciès "Grès d'Adigrat" sur le Socle à Langhe	...198
51- Région de Carsa-Harar: coupes stratigraphiques	...204
52- Coupe dans la région de Diré Dawa	...204
53- Coupe au col de Balla (Alemaya)	...209
54- Coupe de Founiambira (Harar)	...209
55- Affleurements gréseux dans la région de Diré Dawa	...210
56- Correlations stratigraphiques dans la région de Diré Dawa	...213
57- Ourso: localisation schématique du gisement fossilifère	...220
58- Principales coupes stratigraphiques dans le Chercher	...222
59- Carte structurale du Massif du Chercher d'après vues ERTS	...224
60- Morphométrie des galets	...237
61-62 Granulométrie des grès: résultats en microns et en phi	..240-1
63-64 Granulométrie des grès: représentations graphiques	..242-3
65- Pétrographie des grès	...261
66- Disposition stratigraphique des "Grès gris"	...286
67- Stratigraphie des formations gréseuses du Tigré	...286
68- Formations glaciaires permo-carbonifères en Afrique	...297
69- Paléogéographie des formations glaciaires d'Ethiopie	...297
70- Position des paléoéquateurs au Permien et au Trias	...306
71- Faciès "Grès d'Adigrat" et similaires (Afrique Est et Yémen)	306
72- Coupes géologiques à travers l'Afrique Orientale	...316
73- Evolution hypothétique du Bassin moyen du Nil Bleu	...323
74- Structure présumée de l'Afrique Orientale au Permo-trias	...323
75- Paléogéographie de l'Ethiopie au Permo-trias	...329
76-77-78 Paléogéographie de l'Ethiopie au Jurassique	330 & 340-1
79- Paléogéographie de l'Ethiopie au Crétacé inférieur	...351
80- Evolution paléogéographique de l'Ethiopie: récapitulatif	...354
81- Carte structurale du Plateau Ethiopien central	...372

TABLE DES TABLEAUX

		page
I	Etudes détaillées récentes ou en cours poursuivies en Ethiopie (1970-1974)	...37-38
II	Coupe du Pont du Nil relevée sur le schéma de D.H.JEPSEN & M.J.ATHEARN	... 45
III	Paléofaune du faciès calcaire du Bassin moyen du Nil Bleu	...47-49
IV	Pont du Nil: stratigraphie du Faciès Pré-Adigrat	... 53
V	Pont du Nil: stratigraphie du Faciès "Grès d'Adigrat"	...57-58
VI	Coupe stratigraphique dans la vallée du Muger	... 82
VII	Paléofaune du faciès calcaire de la vallée du Muger	...85-86
VIII	Coupe stratigraphique dans la vallée de la Dabissa	... 112
IX	Vulcanites du Plateau Ethiopien central: composition chimique	... 114
X	Coupe stratigraphique de Dima (Chercher)	... 173
XI	Coupe stratigraphique de Killo (Chercher)	...175-7
XII	Coupe stratigraphique de Soka-Nord (Chercher)	... 177
XIII	Coupe stratigraphique de Tuté (Chercher)	...178-80
XIV	Coupe dans la vallée de la Soka (d'après C.LEBLING & E.NOWACK)	... 181
XV	Faune des "Strates de Graua"	...188-9
XVI	Coupe stratigraphique d'Hirna (Chercher)	... 192
XVII	Vulcanites du Plateau d'Harar: analyses chimiques	... 194
XVIII	Grès du Plateau d'Harar: analyses chimiques	... 199
XIX	Coupe stratigraphique de Carsa (1)	... 201
XX	Coupe stratigraphique de Carsa (2)	... 202

XXI	Coupe stratigraphique au Km 516 (route d'Harar)	...205-6
XXII	Coupe stratigraphique au Km 515 (route d'Harar)	... 207
XXIII	Coupe stratigraphique de Founiambira	... 207
XXIV	Principaux fossiles du faciès calcaire de Dire-Dawa	...214-7
XXV	Ammonites du Plateau d'Harar	... 219
XXVI	Préparation de la fraction argileuse pour l'étude au diffractomètre RX	... 234
XXVII	Evaluation semi-quantitative des minéraux des argiles -Pont du Nil-	... 262
XXVIII	Evaluation semi-quantitative des minéraux des argiles -Chercher-	... 264
XXIX	Indice d'Aigu de l'illite	... 264
XXX	"Grès d'Adigrat" <i>sensu lato</i> de l'Erythrée et du Tigré	... 309
XXXI	Base de la série sédimentaire en Ethiopie Orientale et en Somalie Septentrionale	... 312
XXXII	Stratigraphie du Bassin de Mekele d'après M.BEYTH	... 334
XXXIII	Principales formations sédimentaires d'Ethiopie	... 356
XXXIV	Principales classification des vulcanites des Plateaux	... 368

TABLE DES PLANCHES

CONDITIONS DE GISEMENT

- I Faciès Pré-Adigrat au Pont du Nil
- II Faciès Pré-Adigrat et Strates de l'Abbaï au Pont du Nil
- III Faciès Pré-Adigrat et "Grès d'Adigrat" du Chercher
- IV Faciès "Grès supérieurs" du Bassin moyen du Nil Bleu
- V Faciès "Grès supérieurs" du Plateau d'Harar
- VI Formations volcaniques du Plateau Ethiopien (Fiché, Mush, Cassam)
- VII Formations volcaniques du Plateau Ethiopien (Cassam, Debre Sina).
- VIII Formations volcaniques du Plateau Ethiopien (Ambo, Pont sur l'Omo)

PETROGRAPHIE EN LAME MINCE

- IX Faciès Pré-Adigrat: néoformation de minéraux argileux
- X Faciès Pré-Adigrat: nourrissage et corrosion des grains de quartz
- XI Faciès Pré-Adigrat: corrosion des grains par le ciment carbonaté
- XII Faciès "Grès d'Adigrat" du Pont du Nil et du Chercher
- XIII Faciès "Grès d'Adigrat" du Chercher
- XIV Faciès calcaires (Strates de l'Abbaï et "Calcaires d'Antalo")
- XV Faciès "Grès supérieurs" du Chercher et Grès d'Ambo

OBSERVATIONS AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

- XVI Faciès Pré-Adigrat du Pont du Nil
- XVII Faciès Pré-Adigrat du Pont du Nil
- XVIII Faciès Pré-Adigrat du Pont du Nil et du Chercher
- XIX Faciès "Grès d'Adigrat" du Pont du Nil et du Chercher
- XX Faciès "Grès supérieurs" et Strates de l'Abbaï
- XXI Paléoflore du Faciès Pré-Adigrat du Pont du Nil (microscopescopie optique et électronique)

TABLE ANALYTIQUE DES MATIERES

Sommaire	1
Avant-propos	3
Résumé	4
Abstract	6

PREMIÈRE PARTIE: INTRODUCTION

CHAPITRE 1: CADRE GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETHIOPIE

1. CADRE GEOGRAPHIQUE	13
1.1. Le Haut Plateau Ethiopien		
1.2. La dépression du Rift et de l'Afar		
1.3. Le Haut Plateau Somali (ou Plateau d'Harar)		
2. CADRE GEOLOGIQUE	15
3. REMARQUES	15
3.1. Orthographe des noms de lieux		
3.2. Divisions administratives de l'Ethiopie		
3.3. Cartes topographiques de l'Ethiopie		
3.4. Photos aériennes		

CHAPITRE 2: THEMES D'ETUDE ET LEUR LOCALISATION GEOGRAPHIQUE..... 18

CHAPITRE 3: METHODES DE TRAVAIL 21

CHAPITRE 4: ETUDES ANTERIEURES 23

1. OUVRAGES GENERAUX FONDAMENTAUX	23
1.1. W.T. Blanford (1870)		
1.2. G. DAINELLI & O. MARINELLI (1909)		
1.3. G. STEFANINI (1933)	24
1.4.G. DAINELLI (1943)		
1.5 G. DAINELLI (1956)	25
1.6 U. USONI (1952)		
1.7 P.A. MOHR (1962)	26
1.8 P.A. MOHR (1963)		
1.9 D.N. JELENC (1966)	27
1.10 V. KAZMIN (1973)		
1.11 G. MERLA et coll. (1973)		

2. ETUDES LOCALES	28
2.1 <u>Shoa et région de Jimma</u>		
21.1 <i>Les premières explorations</i>	28
- C.ROCHET D'HERICOURT (1841)		
- W.C.HARRIS (1845)		
- T.LEFEBVRE (1846)		
21.2 <i>Les recherches géologiques jusqu'en 1941</i>	28
- A.AUBRY (1886)		
- A.CECCHI (1886)	29
- G.DE ANGELIS D'OSSAT & F.MILLOSEVITCH (1900)		
- H.ARSANDAUX (1903)		
- L.DUPARC & E.MOLLY (1927)		
- L.VON ZUR MÜHLEN (1936)		
- G.STEFANINI (1933)		
- A.FRANCAVIGLIA (1940)		
- A.DESIO (1938, 1940a, 1940b)		
- M.GORTANI & E.BIANCHI (1941a, 1941b)	30
21.3 <i>Les travaux récents</i>		
a) P.A.MOHR (1960, 1961, 1967)		
b) D.H.JEPSEN (1964)		
c) Missions du C.N.R.	31
- G.MERLA (1963)		
- G.FICCARELLI (1968)		
- B.ZANETTIN & E.JUSTIN-UISENTIN (1973)		
- L.MORBIDELLI & E.M.PICCIRILLO (1973)		
- P.CANUTI & C.PIRINI-RADRIZZANI (1973)		
d) P.DAINELLI (1970)	32
e) A.ZEISS (1971)		
f) Rapports du Ministère des Mines d'Addis Abeba		
- T.G.MURDOCKS (1944)		
- G.BARTALUCCI (1950)		
- P.CHAUMONT (1959)		
- D.H.JEPSEN (1959)		
- B.BIAZEN (1962a, 1962b)		
- D.N.JELENC & R.PEDCIA (1964)		
- Z.C.VLAICU (1967)	33
- G.NEGUSSIE & K.NIEMEN (1968)		
- M.BEYTH & A.AMENTI (1970)		
- C.GARLAND & B.WOLDE MICHAEL (1971)		
g) Travaux du Département de Géologie de l'Université d'Addis Abeba		
- T.BELACHEW (1970)		
- P.ITOE ROMANUS (1973)		
- GETANEH ASSEFA (1975)		
2.2. <u>Harar</u>		
22.1 <i>Les premières explorations</i>	33
- P.PAULITSCHKE (1887)		
- K.KOETTLITZ (1900)		
- G.DE ANGELIS D'OSSAT (1900)		
- E.DACQUE (1905)		
- H.ARSANDAUX (1909)		
- J.COTTREAU (1924)		
22.2 <i>Les grandes expéditions scientifiques</i>	33
- P.TEILHARD DE CHARDIN et coll. (1930)		
- L.VON ZUR MÜHLEN (1931)		

- R.SCHOTTENLOHER (1939)	35
- M.GORTANI & A.BIANCHI (1937)		
22.3 <i>Les travaux récents</i>	35
- R.BLACK & coll. (1973)		
- Y.GREITZER (1970)		
- K.WIESNER (1970)	36
- F.M. DAKIN & coll. (1972)		
- P.A.MOHR (1971)		
- P.CANUTI & coll. (1972)		
- G.FICCARELLI & coll. (1975)		

DEUXIÈME PARTIE : ETUDES LOCALES

<u>CHAPITRE 1</u> : BASSIN MOYEN DU NIL BLEU	41
I - PONT DU NIL	43
1. LOCALISATION ET TRAVAUX ANTERIEURS		
2. SERIE STRATIGRAPHIQUE	46
-2.1. Coupe stratigraphique	50
-2.2. Observations complémentaires et interprétations	52
22.1 <i>Grès gris: Pré-Adigrat</i>	52
22.2 <i>Grès massif et Grès silteux: Faciès "Grès d'Adigrat"</i>	56
22.3 <i>Gypse, argiles et siltstones: Strates de l'Abbaï</i>	60
22.4 <i>Calcaires et marnes: Faciès "Calcaires d'Antalo"</i>	64
22.5 <i>Grès et silt: Faciès "Grès supérieurs"</i>	65
22.6 <i>Roches volcaniques: Série des Trappes</i>	66
3. REMARQUES TECTONIQUES	68
II - VALLEE DE LA CHAMOGA		
1. LOCALISATION ET TRAVAUX ANTERIEURS	70
2. SERIE STRATIGRAPHIQUE		
-2.1. Coupe stratigraphique		
-2.2. Données complémentaires	72
22.1 <i>Vulcanites</i>	72
22.2 <i>Siltstones</i>	73
22.3 <i>Grès rouges massifs</i>	74
22.4 <i>Grès silteux</i>	74
3. REMARQUES STRUCTURALES	74
III - VALLEE MOYENNE DU MUGHER		
1. INTRODUCTION	77
-1.1. Localisation		
-1.1. Travaux géologiques antérieurs		
2. ETUDE STRATIGRAPHIQUE	80
-2.1. Coupe stratigraphique		
-2.2. Observations complémentaires et interprétations		

22.1 <i>Vulcanites</i>	80
22.2 <i>Grès francs</i>	83
22.3 <i>Grès fins et shales</i>	84
22.4 <i>Faciès calcaire</i>	84
3. REMARQUES TECTONIQUES	86
4. CONCLUSION: CARACTERES DU FACIES "GRES SUPERIEURS"	87

IV - VALLEE DE LA ZEGA WODEM

1. DEBRE LIBANOS		
-1.1. Situation et travaux antérieurs	88
-1.2. Série stratigraphique	88
-1.3. Vulcanites	90
13.1 <i>Coupe stratigraphique</i>	90
13.2 <i>Caractères pétrographiques</i>	92
13.3 <i>Caractères paléobotaniques</i>	93
13.4 <i>Mise en place</i>	95
-1.4. Faciès gréseux	96
2. FICHE		
-2.1. Situation et travaux antérieurs	98
-2.2. Série stratigraphique	98
22.1 <i>Coupe d'Addis Ghie</i>	98
22.2 <i>Coupe de la Wedessa</i>	99
-2.3. Données complémentaires	101
23.1 <i>Vulcanites</i>	101
23.2 <i>Faciès gréseux</i>	101
3. REMARQUES TECTONIQUES	102
-3.1. Observations de terrain		
-3.2. Photographies aériennes		
-3.3. Photographies ERTS		
-3.4. Conclusion	104

V - REGION D'AMBO-GUDER

1. INTRODUCTION		
-1.1. Localisation	105
-1.2. Etudes antérieures	105
-1.3. Plan suivi	106
2. ETUDE DES FACIES GRESEUX		
-2.1. Colline de Sankale	107
-2.2. Secteur de Guder	109
-2.3. Rive droite de la rivière Dabissa	110
-2.4. Conclusions	112
24.1 <i>Coupe synthétique</i>	112
24.2 <i>Caractères paléobotaniques</i>	113
24.3 <i>Place stratigraphique</i>	113
3. LES FACIES CALCAIRES		
-3.1. Colline de Sankale	116
-3.2. Rive gauche de la rivière Guder	117
-3.3. Conclusions	117
4. ROCHES VOLCANIQUES		
-4.1. Basaltes	117
-4.2. Tufs et cendres	118
-4.3. Geysérite	118

5. ETUDE STRUCTURALE	
-5.1. Fracturation119
-5.2. Volcanisme récent120
-5.3. Esquisse tectonique120

VI - CONCLUSION A L'ETUDE DU BASSIN MOYEN DU NIL BLEU

1. SERIE STRATIGRAPHIQUE121
2. TECTONIQUE123

CHAPITRE 2 : HAUT BASSIN DE L'OMO (GHIBIE)

1. LOCALISATION125
2. ETUDES ANTERIEURES125
3. REGION DE WELKITE - PONT SUR L'OMO	
3.1. Welkite127
31.1 Km 143: Gisement Welkite 1127
31.2 Km 148: Gisement Welkite 2128
3.2. Pont sur l'Omo129
32.1 Gisement OMO 2129
32.2 Gisement OMO 3131
32.3 Gisement OMO 1131
4. REGION DE JIMMA	
4.1. Cascade du Petit Ghibie132
4.2. Ancienne piste de Soddo133
4.3. Bulbula133
4.4. Giren134
4.5. Bonga134
5. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	
5.1. Le problème des grès mesozoïques134
5.2. La série des Trappes135
5.3. Le volcanisme post-trappéen136
5.4. Les cailloutis récents137
5.5. Les sols137
5.6. La série stratigraphique synthétique137
6. REMARQUES TECTONIQUES	
6.1. Nord de la région138
6.2. Sud de la région140

CHAPITRE 3 : BORDURE ORIENTALE DU PLATEAU ETHIOPIEN

1. COLLINES D'ENTOTO	
1.1. Pétrographie145
1.2. Stratigraphie145
1.3. Paléontologie148
1.4. Datation149
2. VALLEE DU CASSAM	
2.1. Aleltu151
2.2. Balchi151
22.1 Coupe d'ARSANDAUX151
22.2 Coupe d'A.FRANCAVIGLIA153
22.3 Coupe d'E.JUSTIN-UISENTIN et coll.155

2.3. Wolenchite	155
23.1 <i>Lieu-dit Djawis</i>	156
23.2 <i>Lieu-dit Dalachagada</i>	156
3. ANKOBER	157
4. DEBRE BERHAN	159
4.1. Rivière Beressa	159
4.2. Rivière Mush	160
42.1 <i>Localisation</i>	160
42.2 <i>Coupe stratigraphique</i>	160
42.3 <i>Etude paléobotanique</i>	162
42.4 <i>Position stratigraphique du gisement</i>	164
5. WENEBER (MOLALE)	164
6. DEBRE SINA	165
7. REMARQUES TECTONIQUES	167
8. CONCLUSION	168

CHAPITRE 4: PLATEAU D'HARAR

1. MASSIF DU CHERCHER	
1.1. Localisation	169
1.2. Travaux antérieurs	171
1.3. Série stratigraphique	171
13.1 <i>Coupes stratigraphiques</i>		
a) <i>Dima</i>	173
b) <i>Killo</i>	175
c) <i>Soka-Nord</i>	177
d) <i>Tute</i>	178
e) <i>vallée de la Soka</i>	181
1.4. Données complémentaires et interprétations		
14.1 <i>Faciès Pré-Adigrat</i>	181
14.2 <i>Le problème de la discordance des Grès d'Adigrat</i>	183
14.3 <i>Le faciès "Grès d'Adigrat"</i>	184
14.4 <i>Faciès "Calcaires d'Antalo"</i>	186
14.5 <i>Faciès "Grès supérieurs"</i>	187
14.6 <i>Roches volcaniques</i>	190
2. BORDURE DU RIFT		
2.1. Route d'Asba Tafari à Harar	191
21.1 <i>D'Hirma à Kulubi: faciès "Grès supérieurs"</i>		
a) <i>Hirma</i>	191
b) <i>Ziguita</i>	193
c) <i>Kulubi</i>	196
21.2 <i>De Kulubi à Harar: faciès "Grès d'Adigrat"</i>		
a) <i>Langhe</i>	200
b) <i>Carsa</i>	200
c) <i>route d'Harar, Km 515 & 516</i>	203
d) <i>Founiambira</i>	206
e) <i>conclusion</i>	208
2.2. Région de Dire Dawa-Ourso		
22.1 <i>Dire Dawa</i>		
a) <i>Affleurements gréseux</i>	211
b) <i>Faciès calcaire</i>	211
1° <i>Coupe de Dire Dawa</i>	211
2° <i>Coupe de Gildessa</i>	211
c) <i>Roches éruptives</i>	219
22.2 <i>Ourso</i>	221

2.3. Wondo221
3. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DU PLATEAU D'HARAR	
3.1. Série stratigraphique223
3.2. Remarques tectoniques225
31.1 <i>Déformations anciennes</i>225
31.2 <i>Déformations récentes</i>226

TROISIÈME PARTIE: ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

CHAPITRE 1: LES TECHNIQUES UTILISEES

1. ETUDE SUR LE TERRAIN229
2. ETUDE DE LABORATOIRE229
2.1. Morphométrie des galets229
2.2. Etude des grès230
22.1 <i>Taille des grains: granulométrie</i>230
22.2 <i>Nature minéralogique des grains et du ciment</i>231
a) <i>observation au microscope optique</i>231
b) <i>carbonatimétrie</i>231
c) <i>minéraux lourds</i>231
d) <i>diffraction R.X.</i>231
e) <i>exoscopie</i>232
2.3. Etude des argiles et des marnes	
22.1 <i>Carbonatimétrie</i>232
22.2 <i>Diffraction R.X.</i>232
a) <i>préparation de la fraction argileuse</i>232
b) <i>appareillage</i>232
c) <i>identification des minéraux</i>232
d) <i>évaluation semi-quantitative</i>233

CHAPITRE 2: MORPHOMETRIE DES GALETS

1. NATURE PETROGRAPHIQUE236
2. INDICE D'EMOUSSE236
3. INDICE D'APLATISSEMENT236
4. INDICE DE DISSYMETRIE238
5. REPRESENTATION GRAPHIQUE238
6. CONCLUSION238

CHAPITRE 3: GRANULOMETRIE DES GRES

1. RESULTATS239
2. INTERPRETATION239
2.1. Facies Pré-Adigrat239
21.1 <i>Bassin du Nil Bleu</i>239
21.2 <i>Chercher</i>239
2.2 Grès d'Adigrat244
22.1 <i>Bassin du Nil Bleu</i>244
22.2 <i>Chercher</i>244

2.3. Grès supérieurs244
23.1 Bassin du Nil Bleu244
23.2 Chercher244

CHAPITRE 4: ETUDE PETROGRAPHIQUE

1. FACIES PRE-ADIGRAT	
1.1. Pont du Nil246
1.2. Chercher (Soka)249
2. FACIES ADIGRAT	
2.1. Pont du Nil252
2.2. Massif du Chercher253
3. STRATES DE L'ABBAI255
4. CALCAIRES D'ANTALO256
5. FACIES "GRES SUPERIEURS"	
5.1. Bassin du Nil Bleu256
5.2. Massif du Chercher258
52.1 Soka258
52.2 Hirna258
52.3 Région d'Asba Tafari259

CHAPITRE 5: MINERAUX DES ARGILES

1. PRESENTATION DES RESULTATS263
2. INTERPRETATIONS263
2.1. Bassin moyen du Nil Bleu	
21.1 Facies Pré-Adigrat263
21.2 Faciès "Grès d'Adigrat"265
21.3 Strates de l'Abbai265
21.4 Base des "Grès supérieurs"265
2.2. Chercher	
22.1 Faciès Pré-Adigrat265
22.2 "Grès d'Adigrat" et "Grès supérieurs"266
22.3 Faciès "Calcaires d'Antalo"266
3. CONCLUSION	
3.1. Les "Grès Pré-Adigrat"266
3.2. Les "Grès d'Adigrat" et les "Grès supérieurs"266
3.3. Les shales des Strates de l'Abbai266
3.4. Les bancs calcaires266

CHAPITRE 6: LES DONNEES DU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE

1. OBSERVATIONS267
2. CONCLUSIONS267
2.1. Faciès Pré-Adigrat257
2.2. Faciès "Grès d'Adigrat"268
2.3. Faciès "Strates de l'Abbai"268
2.4. Faciès "Grès supérieurs"268
3. REMARQUES268

CHAPITRE 7: BILAN DE L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1. FACIES PRE-ADIGRAT270
2. FACIES "GRES D'ADIGRAT"270
3. FACIES "STRATES DE L'ABBAI"270
4. FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"270
5. FACIES "GRES SUPERIEURS"270

QUATRIÈME PARTIE : ETUDE PALÉOBOTANIQUE

1. RECAPITULATIF DES ESPECES VEGETALES COLLECTEES273
1.1. Faciès Pré-Adigrat273
<i>Pont du Nil Bleu</i>	
<i>Soka</i>	
1.2. Faciès "Grès d'Adigrat"274
<i>Pont du Nil Bleu</i>	
<i>Carsa</i>	
<i>Route d'Harar Km 515</i>	
1.3. Faciès "Grès supérieurs"274
<i>Ambo-Guder</i>	
<i>Mugher</i>	
<i>Kulubi</i>	
<i>Hirna</i>	
1.4. Série des Trappes275
<i>Debre Libanos</i>	
<i>Pont du Nil Bleu</i>	
1.5. Ignimbrites post trappéennes276
<i>Debre Libanos</i>	
<i>Debre Sina</i>	
<i>Mush Valley</i>	
<i>Molale</i>	
<i>Addis Abeba</i>	
<i>Wondo</i>	
<i>Welkite</i>	
<i>Pont sur l'Omo (OMO 1 et OMO 2)</i>	
<i>Bulbulla</i>	
<i>Pont sur l'Omo (OMO 3)</i>	
<i>Jimma</i>	
2. AFFINITES DES PALEOFLORES	
2.1. Flores des "Grès d'Adigrat" et des "Grès supérieurs"278
2.2. Flores des Vulcanites coénozoïques278
3. MODES DE PRESERVATION DES BOIS SILICIFIES278

CINQUIÈME PARTIE : SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

CHAPITRE 1 : FACIES PRE-ADIGRAT

1. QUELQUES DONNEES RELATIVES AU SOCLE ANCIEN283
2. LOCALISATION ET CARACTERES DES SEDIMENTS ANTE-ADIGRAT	
2.1. Aspect historique284
2.2. Bassin moyen du Nil Bleu285
2.3. Chercher288
2.4. Alpes Danakiles289
2.5. Tigré et Sud de l'Erythrée289
2.6. Nord de l'Erythrée291
2.7. Ogaden292
2.8. Wollega292
2.9. Caractères de ces sédiments292
3. SEDIMENTS COMPARABLES DANS LES PAYS VOISINS	
3.1. Soudan et Egypte293
3.2. Somalie293
3.3. Arabie et Yémen294
3.4. Kénya, Ouganda et Tanzanie294
3.5. Caractères de ces sédiments295
4. CONDITIONS DE DEPOT DES SEDIMENTS CARBONIFERES	
4.1. Données générales sur le glaciaire295
4.2. La glaciation carbonifère en Afrique296
4.3. Les phénomènes glaciaires en Ethiopie299
43.1 <i>Tillite d'Edaga Arbi</i>299
43.2 <i>Milieu de dépôt des autres sédiments carbonifères</i>299
43.3 <i>Emplacement des glaciers de montagne</i>300
4.4. Emplacement de la Mer carbonifère301
5. LES DEFORMATIONS TECTONIQUES AU CARBONIFERE	
5.1. Afrique302
5.2. Ethiopie303

CHAPITRE 2 : FACIES "GRES D'ADIGRAT"

1. CARACTERES DES "GRES D'ADIGRAT" DANS LE BASSIN DU NIL BLEU ET LE CHERCHER305
2. REPARTITION EN ETHIOPIE305
2.1. Tigré et Erythrée307
2.2. Horst Danakil309
2.3. Harar310
23.1 <i>Chercher</i>310
23.2 <i>Ogaden</i>310
2.4. Bassin du Nil Bleu312
3. NOMENCLATURE ET LOCALITE TYPE	
3.1. La confusion de nomenclature313
3.2. L'appellation proposée313
3.3. Localité-type et définition du "Faciès Grès d'Adigrat"314
4. FACIES ANALOGUES EN AFRIQUE ORIENTALE ET EN ARABIE	
4.1. Arabie et Yémen314
4.2. Egypte et Soudan315
4.3. Somalie315
4.4. Kénya317

5.2. Climat au Permo-trias318
6. DEFORMATIONS TECTONIQUES	
6.1. Les mouvements épirogéniques320
6.2. L'évolution tectonique de l'Ethiopie321
62.1 <i>L'orogénèse hercynienne en Ethiopie</i>321
62.2 <i>Les rapports avec la fracturation coenozoïque</i>321
62.3 <i>La rupture du Continent de Gondwana</i>321
7. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIE	
7.1. Répartition des aires d'érosion et de sédimentation324
7.2. Les grandes unités structurales permo-triasiques324
72.1 <i>Le Relief Ethiopico-soudanais</i>324
72.2 <i>Le Bassin du Tigre et du Nil Bleu</i>325
72.3 <i>Les Reliefs du Lac Rodolphe, Harar, Sud Yémen</i>326
72.4 <i>Le Bassin de l'Ogaden et du Nord Kenya</i>327
72.5 <i>Le Relief Sud Somali</i>327
72.7 <i>L'emplacement du domaine marin</i>327

CHAPITRE 3 : STRATES DE L'ABBAI

1. NATURE ET EXTENSION331
2. MILIEU DE FORMATION331
3. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE (LIAS SUPERIEUR)332
3.1. Les zones de relief332
3.2. Les bassins332

CHAPITRE 4 : FACIES "CALCAIRES D'ANTALO"

1. LOCALITE TYPE ET DEFINITION : LA REGION DU TIGRE333
2. FACIES CALCAIRES JURASSIQUES DANS LES AUTRES REGIONS D'ETHIOPIE335
2.1. Bassin du Nil Bleu335
2.2. Alpes Danakiles335
2.3. Plateau d'Harar (Chercher)335
2.4. Sud de l'Ethiopie (frontière kényane)336
3. CALCAIRES JURASSIQUES DES PAYS VOISINS	
3.1. Arabie et Yémen337
3.2. Somalie et Djibouti337
3.3. Kenya et Tanzanie337
4. MOUVEMENTS TECTONIQUES DE LA FIN DU JURASSIQUE	
4.1. Aden, Dhofar et Somalie du Nord338
4.2. Ethiopie338
5. CONDITIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ASSOCIEES AU FACIES CALCAIRE	
5.1. Empreinte de la tectonique permo-triasique338
5.2. Jurassique moyen (Bathonien)340
5.3. Jurassique supérieur (Oxfordien)340

CHAPITRE 5 : FACIES "GRES SUPERIEURS"

1. LES GRES SUPERIEURS DU TIGRE343
2. LES FACIES GRESEUX DU JURASSIQUE SUPERIEUR - CRETACE EN ETHIOPIE ET DANS LES PAYS LIMITOPHES344

2.1. Alpes Danakiles344
2.2. Bassin du Nil Bleu344
2.3. Plateau d'Harar et Bassin de l'Ogaden345
2.4. Djibouti et Somalie346
2.5. Arabie et Yémen347
2.6. Kénya347
2.7. Soudan347
3. LOCALITE TYPE ET DEFINITION DU FACIES "GRES SUPERIEURS"348
4. LES CONDITIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DE L'ETHIOPIE AU CRETACE	
4.1. Climat349
4.2. Reconstitution paléogéographique350

CHAPITRE 6 : RESUME DE L'HISTOIRE SEDIMENTAIRE DE L'ETHIOPIE

1. LES SEDIMENTS ANCIENS353
2. LE CYCLE SEDIMENTAIRE MESOZOIQUE353
2.1. Permo-trias353
2.2. Jurassique moyen355
2.3. Fin du Jurassique355
3. LES SEDIMENTS COENOZOIQUES355

CHAPITRE 6 : MANIFESTATIONS VOLCANIQUES COENOZOIQUES

1. GENERALITES357
2. PRINCIPALES ETUDES ANTERIEURES358
2.1. W.T. BLANFORD358
2.2. Auteurs ultérieurs358
2.3. D.H. JEPSEN, P.A. MOHR et V. KAZMIN359
2.4. Travaux actuels sur le Plateau Ethiopien et dans l'Afar359
3. QUELQUES DONNES RELATIVES AUX VULCANITES D'ETHIOPIE ET DES PAYS LIMITROPHES	
3.1. Bassin du Nil Bleu360
3.2. Bordure Orientale du Plateau Ethiopien (Sud)361
3.3. Haut Bassin de l'Omo362
3.4. Plateau de l'Harar (Chercher)362
3.5. Plateau du Tigré363
3.6. Bordure Orientale du Plateau Ethiopien (Nord)363
3.7. Afar et Alpes Danakiles364
3.8. Les roches volcaniques des pays limitrophes364
4. LA STRATIGRAPHIE DES VULCANITES DES PLATEAUX	
4.1. Caractères stratigraphiques communs365
4.2. Les principaux problèmes	
42.1 La Série des Trappes "sensu stricto"	
a) Datations des premiers épisodes365
b) Succession des différents phases366
42.2 Le volcanisme postérieur aux Trappes s.s.	
a) Shield Group366
b) Ignimbrites des plateaux367
c) Volcanisme "récent"367
4.3. Essai de stratigraphie fine367

ANNEXES

1 - UTILISATION DE L'IMAGERIE ERTS DANS L'ETUDE STRUCTURALE DU PLATEAU ETHIOPIEN CENTRAL371
2 - QUELQUES ORIENTATIONS DE RECHERCHES ULTERIEURES377
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES379
TABLE DES FIGURES401
TABLE DES TABLEAUX404
TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE406
TABLE ANALYTIQUE DES MATIÈRES407

PLANCHES

FACIES "PRE-ADIGRAT"

PONT DU NIL / BLUE NILE BRIDGE

- A - Falaise du faciès "Grès d'Adigrat" sur la rive droite du Nil; les grès gris du faciès "Pré-Adigrat" affleurent au pied de la pile du pont.

"Adigrat sandstone" facies re1 escarpment along the right bank; the "Pre-Adigrat" sandstone is exposed at the river level.

- B - Bloc de sol carbonaté dans un grès fin.

Fine-grained sandstone containing a block of carbonate-rich paleosol.

- C - Empreinte végétale imprégnée d'oxydes de fer (couche "n").

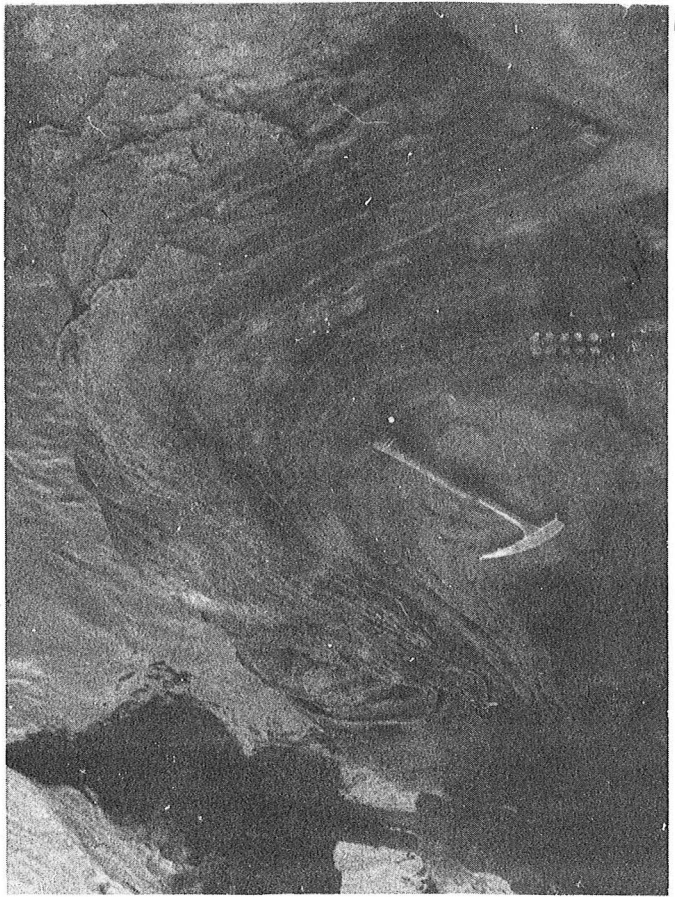
Haematized plant print.

- D - Phénomène de slumping dans un banc de grès fin (couche "i") sur la berge du Nil.

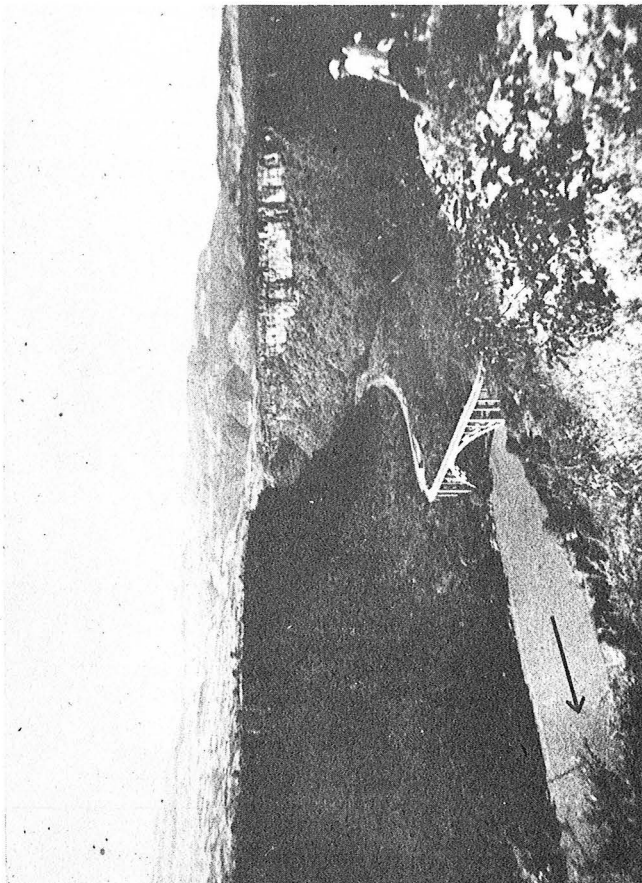
Slump structure in a fine sandstone bed.



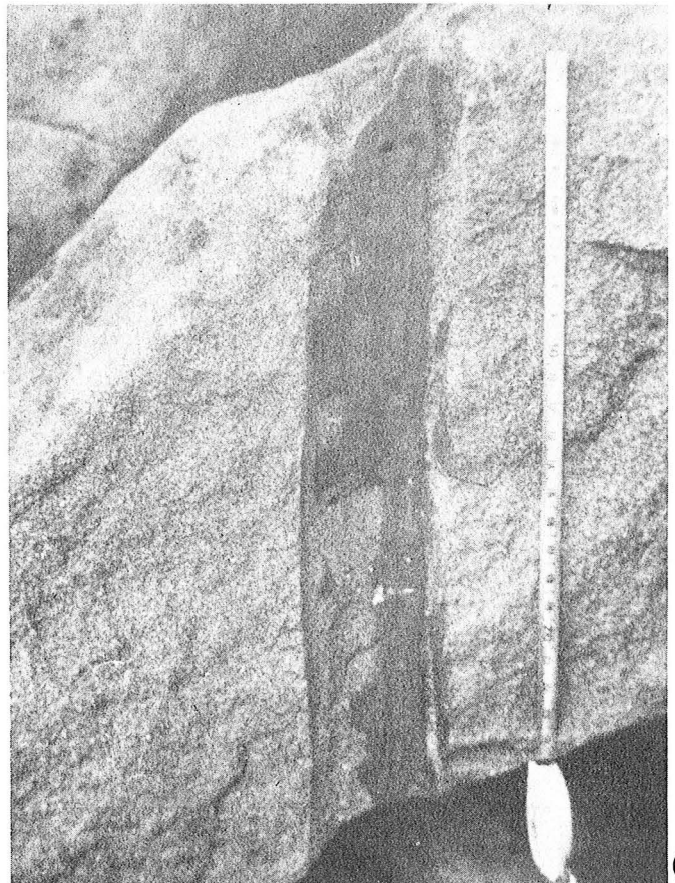
B



D



A



C

FACIES "GRES D'ADIGRAT" ET STRATES DE L'ABBAI

PONT DU NIL / BLUE NILE BRIDGE

A - Surface structurale des "Grès d'Adigrat" au fond du canyon du Nil.

Sub-horizontal bedding plane of Adigrat sandstone facies.

B - Section d'un chenal orienté NW-SE au sommet de la falaise gréseuse.

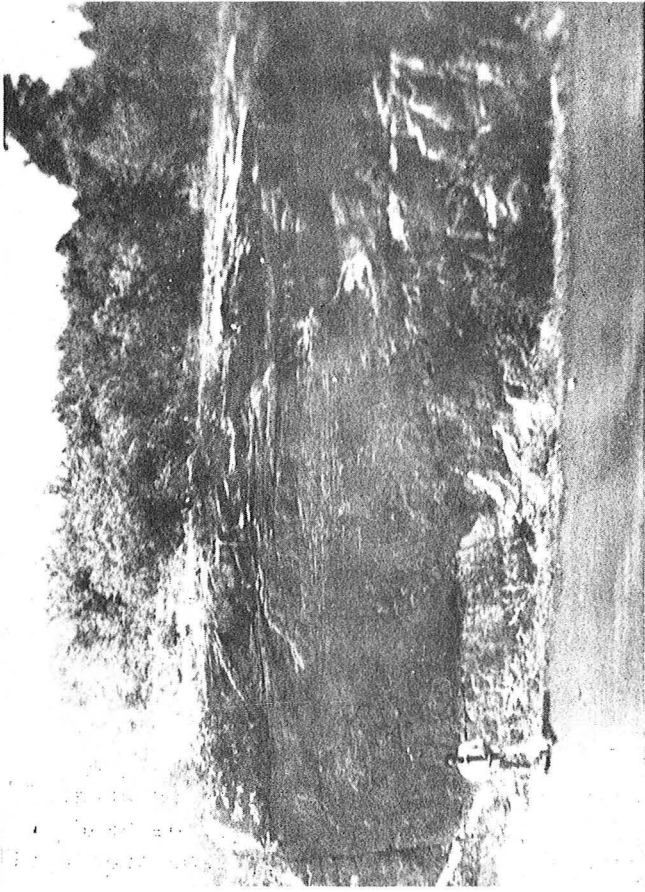
Section of a NW-SE channel in Adigrat sandstone facies.

C - Traces de plantes à la surface d'un banc de grès fin.

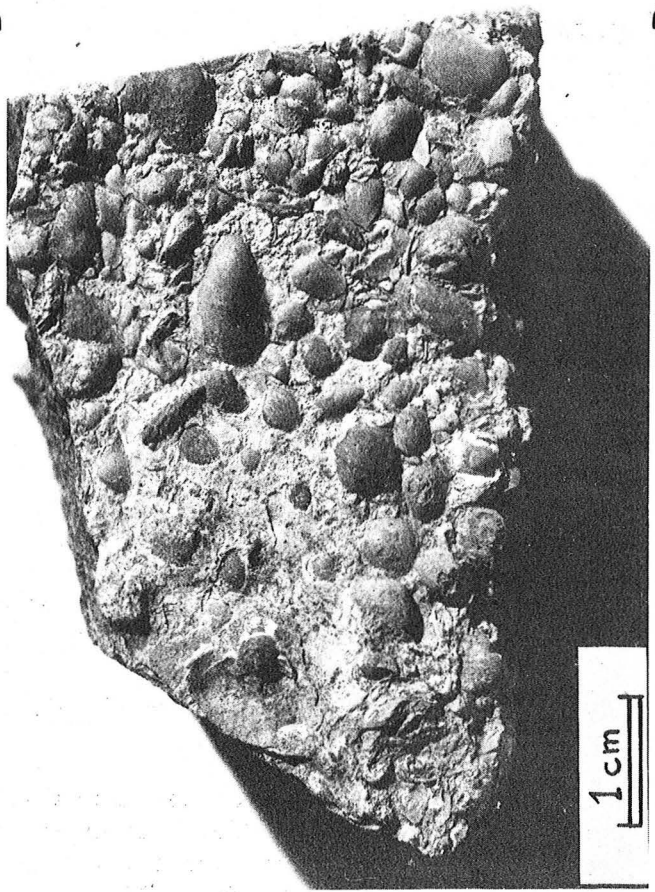
Plant prints on a fine sandstone bed.

D - Niveau fossilifère dolomitique des Strates de l'Abbai.

Abbai strata: fossiliferous dolomitic horizon (Corbula, Cyrena, Mytilus, Cerithium).



B



D



A



C

FACIES "PRE-ADIGRAT" ET "GRES D'ADIGRAT"

MASSIF DU CHERCHER / CHERCHER MOUNTS

- A - Plissement des Strates d'Uaju près de Soka (lieu-dit "Tuté"): à droite, les couches sont redressées à la verticale.

Folding of Uaju Strata (Pre-Adigrat facies).

- B - Phénomène d'altération et de recristallisation superficielle masquant la stratification: la surface altérée du premier plan "S" paraît être une surface de banc, mais, en fait, la stratification est horizontale (visible au fond); remarquer également, à gauche, les taffoni "T".

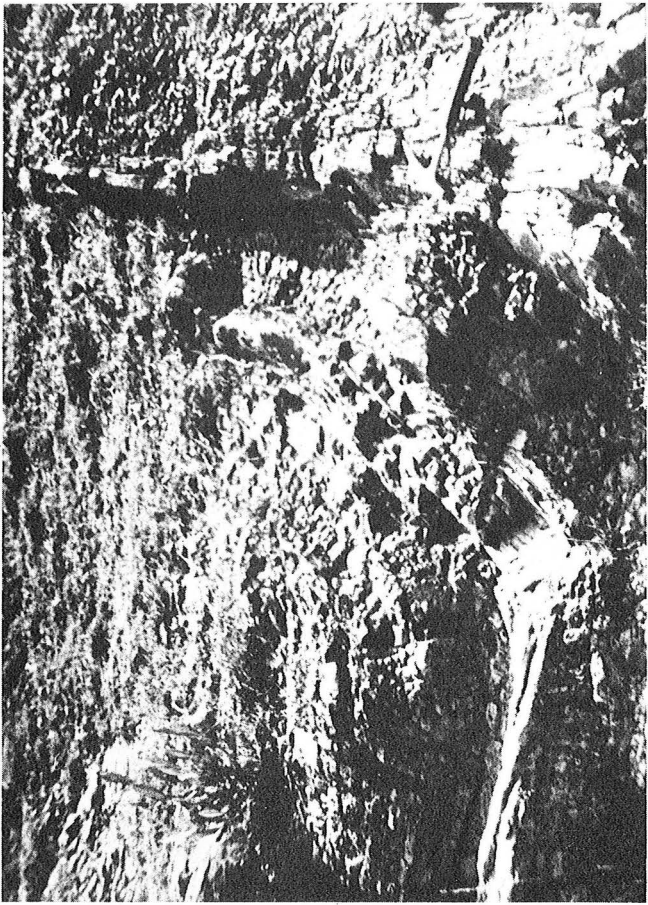
Weathering in Uaju Strata: the bedding is masked by a thin recrystallised coating.

- C - Mud cracks à la surface d'un banc du faciès "Grès d'Adigrat" (coupe de Tuté, couche Cf).

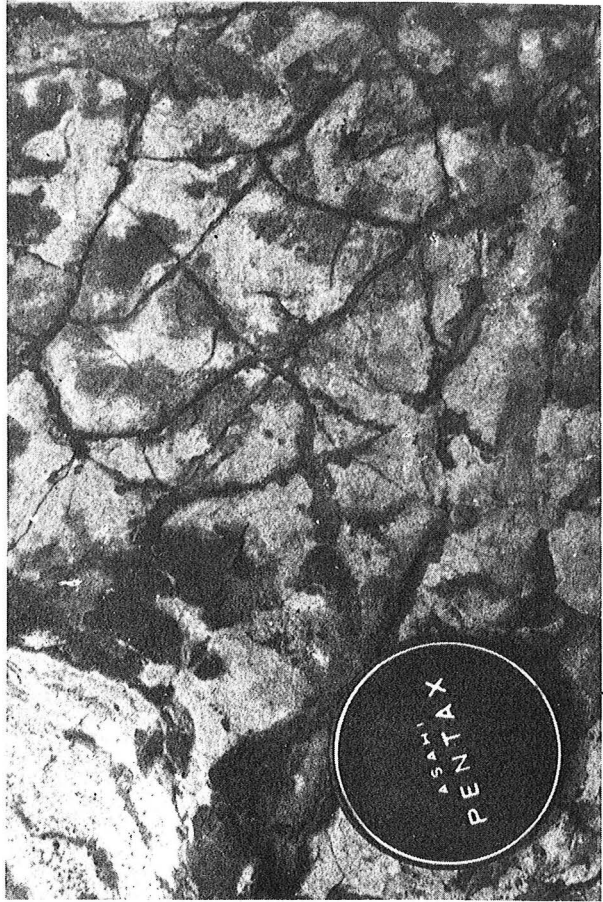
Mud cracks in Adigrat sandstone formation.



B



A



C

FACIES "GRES SUPERIEURS"

BASSIN DU NIL BLEU / BLUE NILE BASIN

A - Vallée du Mughèr: contact entre vulcanites et grès francs.

β : basalte

a : cinérites jaunes

G : grès moyen, jaune à rouge; surface alvéolée à placage de concrétions ferrugineuses

Mughèr valley: Trap series (a and β) overlying the Upper sandstone formation (G).

B - Vallée de la Wedessa (rive droite): la série de terrains.

T : basaltes et pyroclastes des Trappes

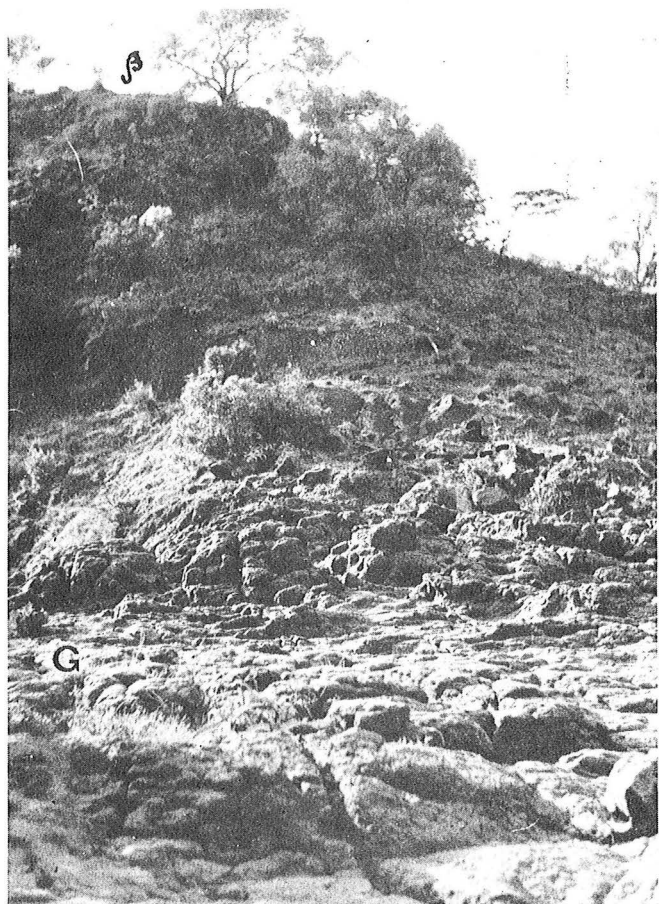
G2 : grès francs

G1 : grès fin et silt

Wedessa valley (right bank): stratigraphic succession (T: Trap series; G1 and G2: Upper sandstone formation).

C & D - Vallée de la Wedessa (rive gauche): disposition des vulcanites sur les "Grès supérieurs".

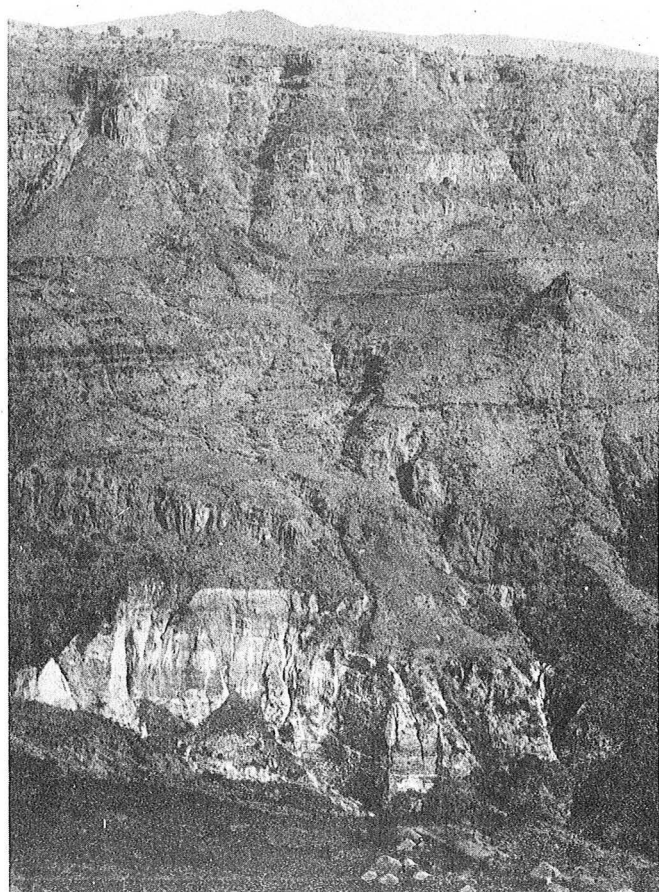
Wedessa valley (left bank): Trap series and Young volcanics overlying the Upper sandstone formation.



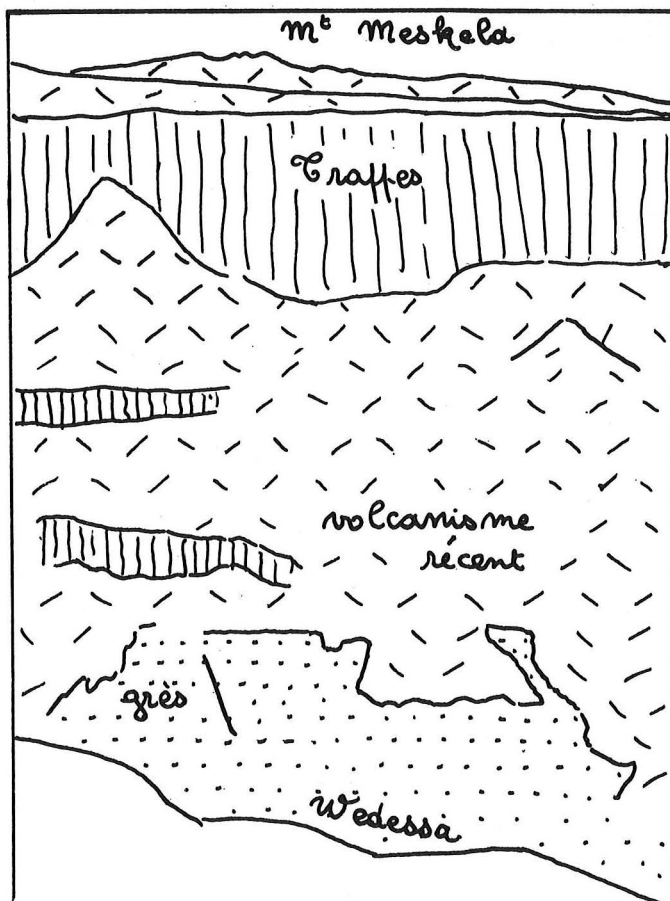
A



B



C



D

FACIES "GRES SUPERIEURS" ET "CALCAIRES D'ANTALO"

PLATEAU D'HARAR / HARAR PLATEAU

A & B - Sill basaltique (β) dans les "Grès supérieurs"(Route d'Harar, Km 460); remarquer la déformation des bancs gréseux.

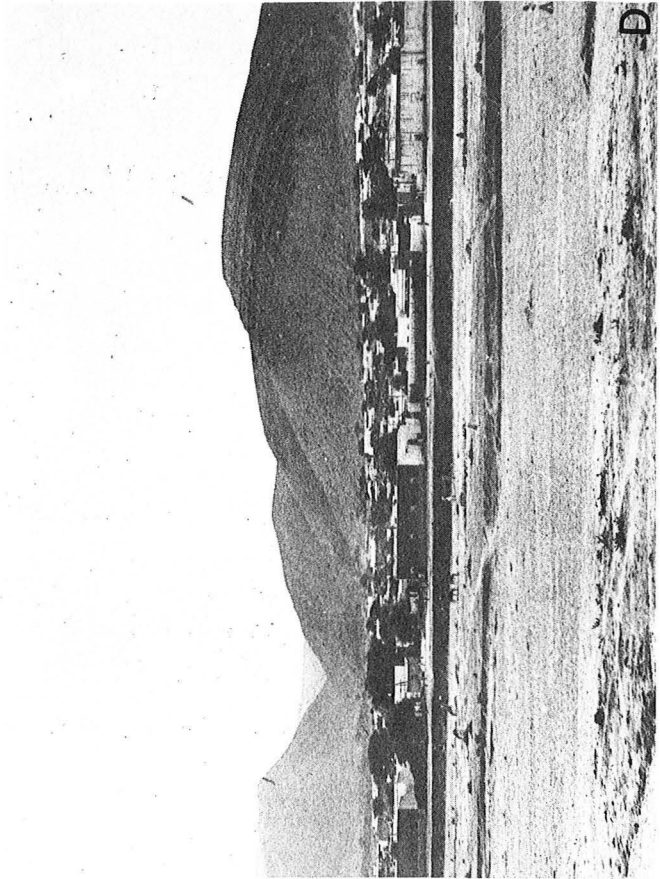
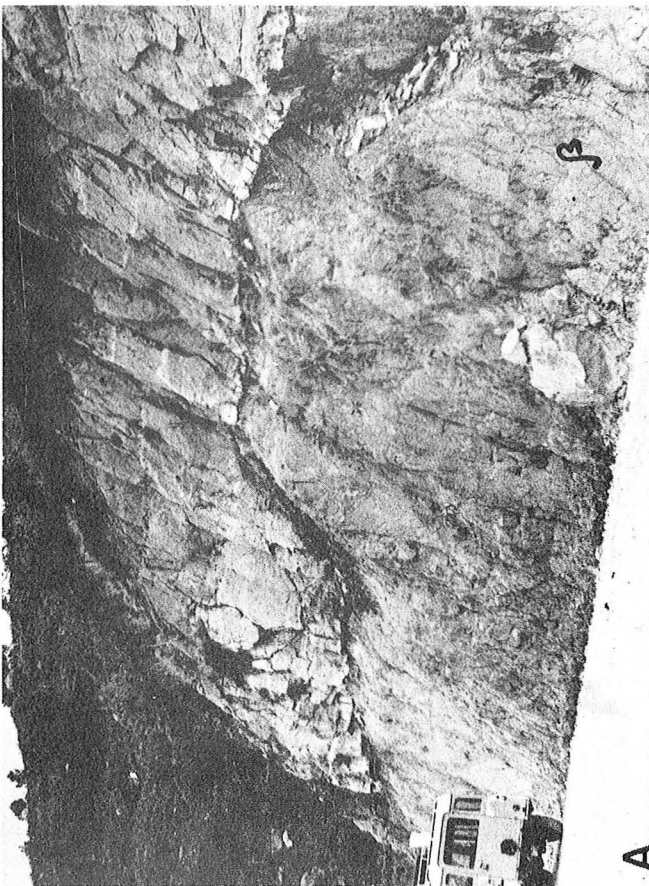
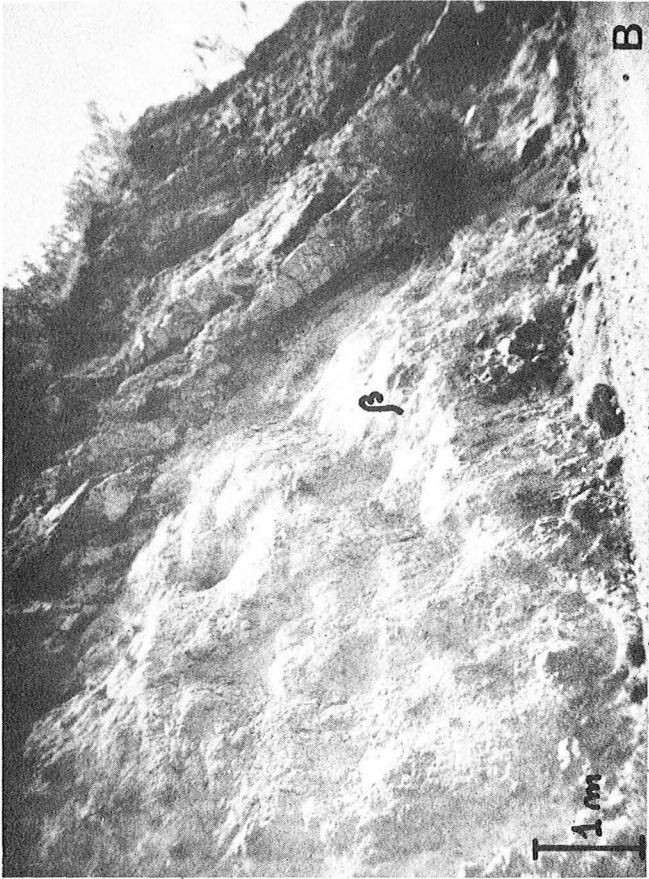
Upper sandstone beds contorted by a thick basaltic sill (β).

C - Tronc silicifié en place dans une lentille conglomératique près de Kulubi (Route d'Harar, Km 461).

Silicified trunk in a channel (Kulubi, Upper sandstone).

D - Léger bombement des bancs calcaires à Dire Dawa: cette déformation est produite par la fracturation.

Arch-folded Antalo limestone near Dire Dawa(consequent on faulting).



FORMATIONS VOLCANIQUES

PLATEAU ETHIOPIEN / ETHIOPIAN PLATEAU

- A - Contact des vulcanites sur les "Grès supérieurs" (Vallée de la Wedessa): les basaltes des Trappes sont envoyés dans des tufs plus récents; remarquer la petite faille "F" dans les grès.

Wedessa valley (Fiche): Trap series basalts covered by younger volcanics ("F": fault).

- B - Falaise des Trappes (Haute vallée du Cassam, près d'Aleltu); à gauche, un tuf calcaire de cascade apparaissant plus clair.

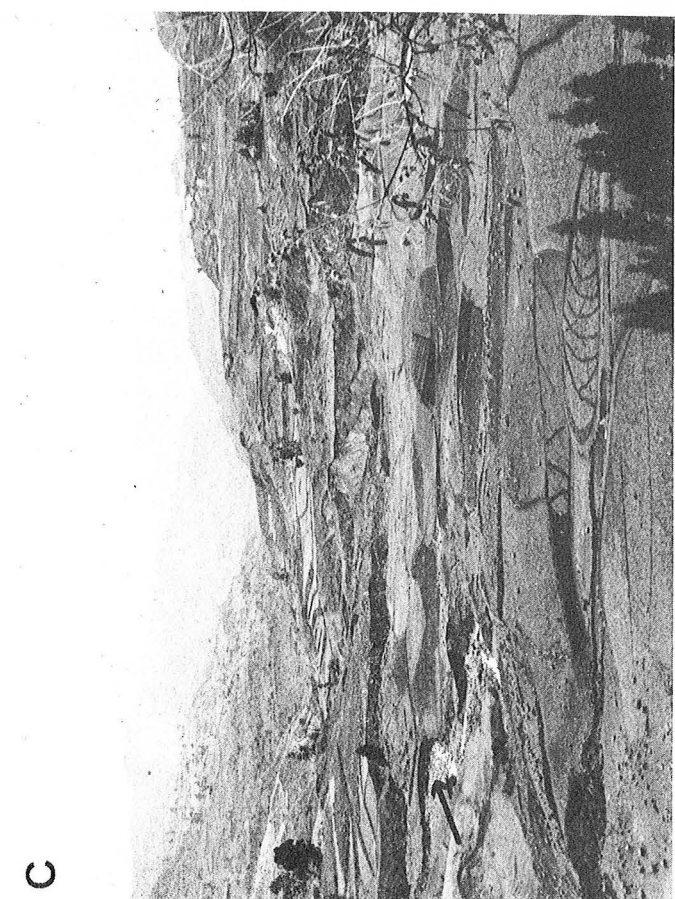
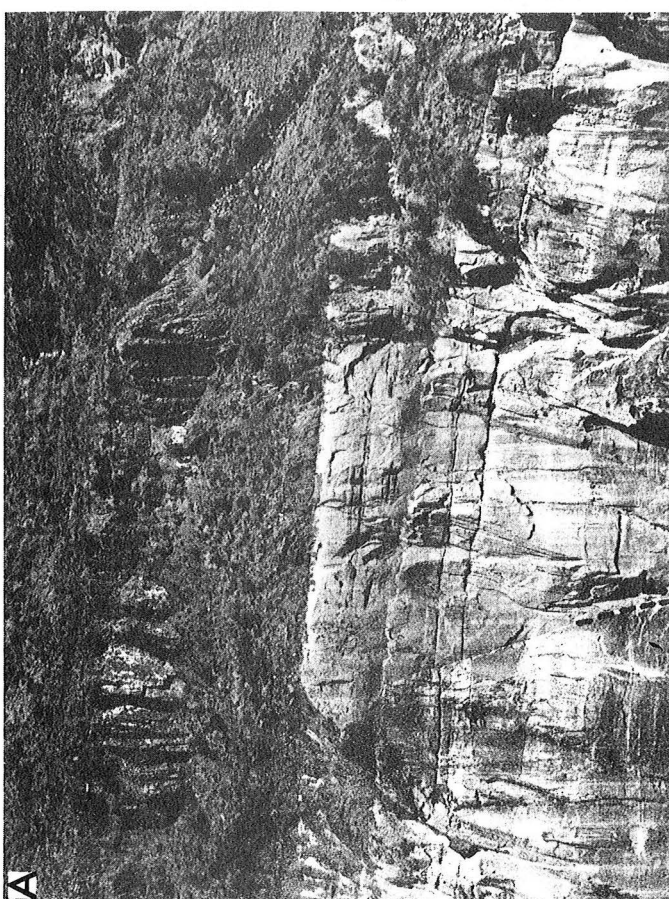
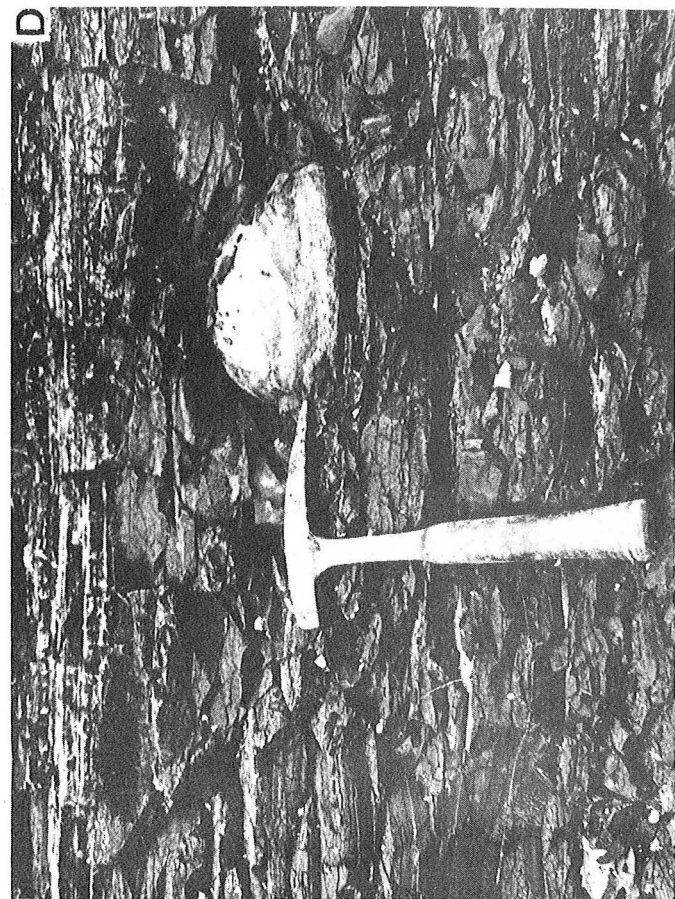
Cassam valley (Aleltu): Trap series escarpment; note the white calc tufa (left).

- C - Bassin lignitifère de Mush: la flèche indique l'affleurement principal sur la rive droite de la rivière.

Mush valley: lignitic basin (arrow: main lignite exposure).

- D - Schistes ligniteux à boules fossilifères (Mush, couche 3).

Mush valley: lignitic shales with fossiliferous balls (prints of leaves).



FORMATIONS VOLCANIQUES

PLATEAU ETHIOPIEN

A & B - Debre Sina: deux troncs silicifiés de belle taille dans des cinérites jaunes (Ignimbrites post-trappéennes).

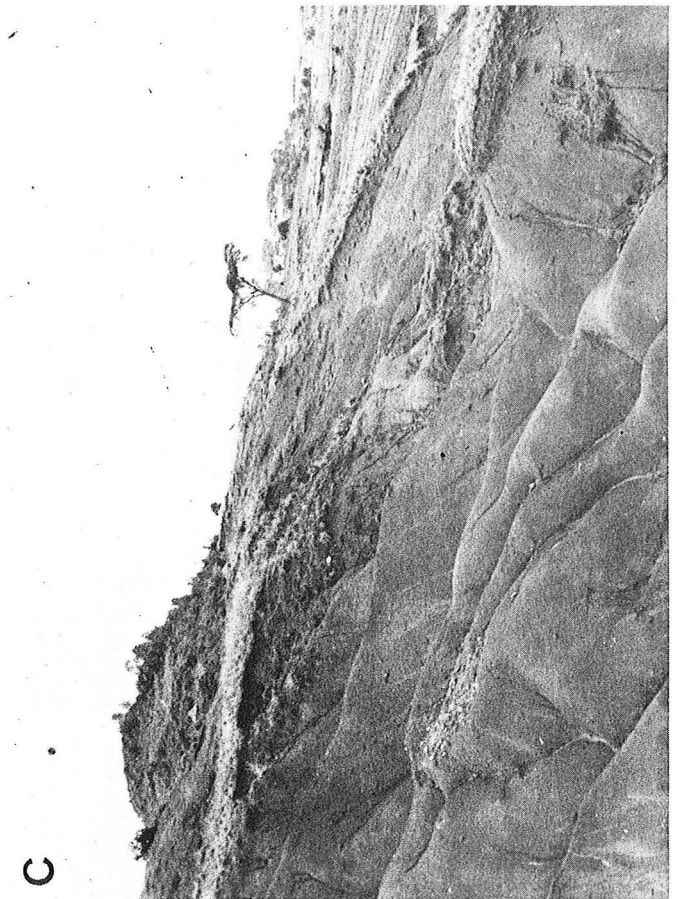
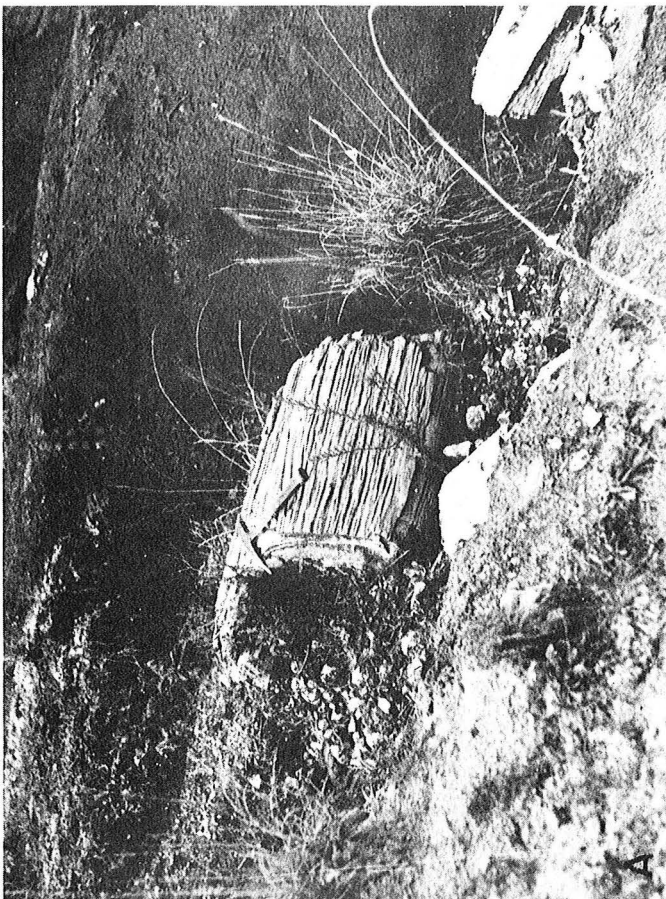
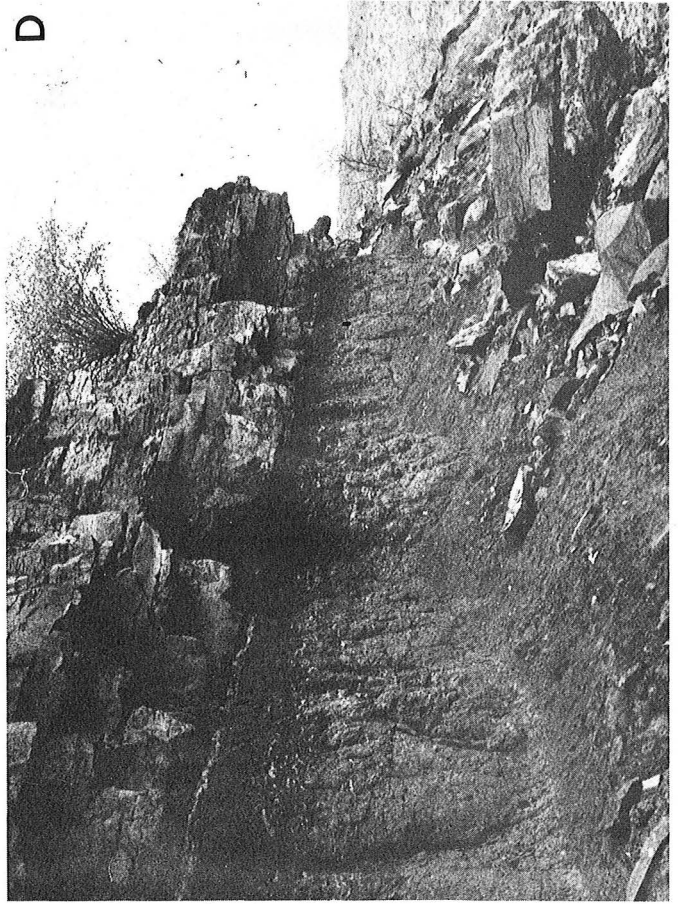
Debra Sina: two silicified trunks in yellow tuff (Post-trappean Ignimbrites).

C - Debre Sina: ruissellement dans les cinérites à proximité du gisement fossilifère.

Debra Sina: gully erosion in tuff (Post-trappean Ignimbrites).

D - Vallée du Cassam: vulcanite récente reposant sur un paléosol installé sur la "formation fluvio-lacustre" de A. FRANCAVIGLIA).

Cassam valley: younger volcanics overlying a paleosol horizon on the top of the so-called "fluvio-lacustrine formation" (reworked tuffs).



FORMATIONS VOLCANIQUES

(IGNIMBRITES POST - TRAPPEENNES & VOLCANISME RECENT)

PLATEAU ETHIOPIEN / ETHIOPIAN PLATEAU

A & B - Troncs agatisés du gisement "OMO 2".

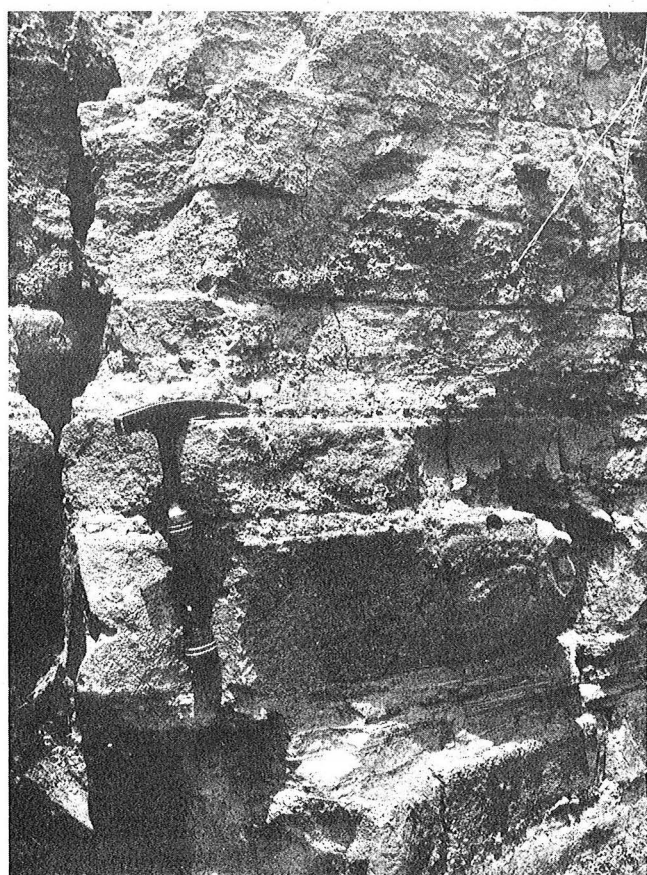
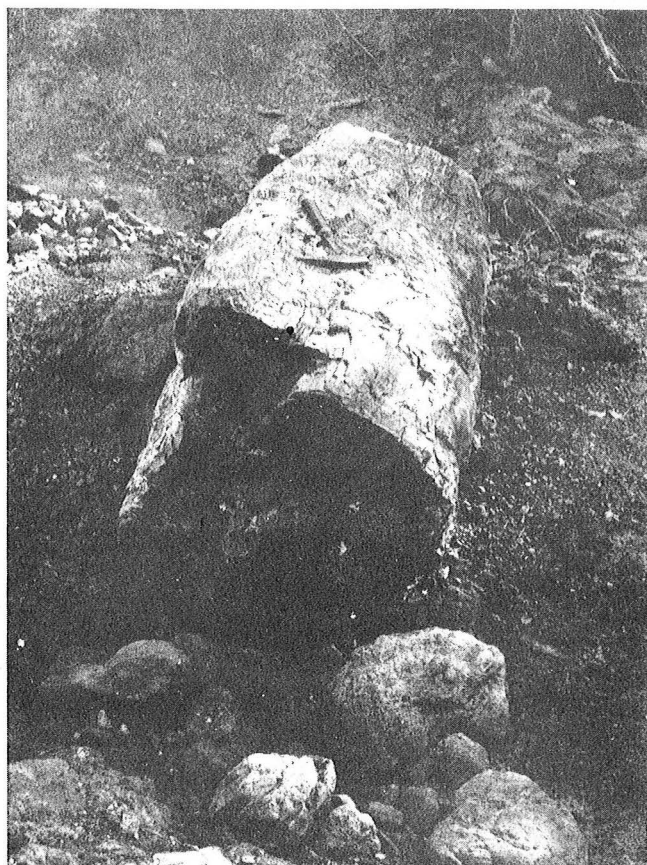
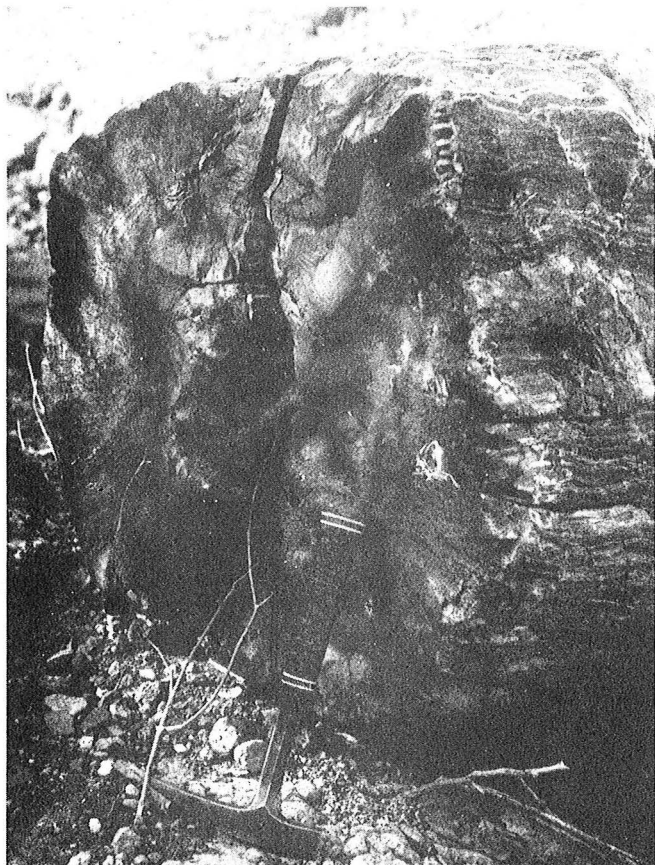
Opalized trunks from Omo Bridge ("OMO 2").

C - Geysérite d'Ambo: la roche est entièrement siliceuse; remarquer les sections des empreintes de tiges.

Siliceous sinter from Ambo: silicic rock with prints of plants.

D - Tufs et cinérites lacustres (route d'Ambo, Km 127); volcanisme acide du Massif du Lac Wonchi.

Wonchi Massif recent volcanism: tuffs and lacustrine deposits.



A

B

C

D

FACIES "PRE-ADIGRAT"

NEOFORMATION DE KAOLINITE ET D'ILLITE DANS LE CIMENT
AUTHIGENIC KAOLINITE AND ILLITE IN PRE-ADIGRAT SANDSTONES

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A - Lame NL 3 (Lumière Polarisée) -Pont du Nil-

Un grain de feldspath se transforme en vermicules d'illite qui s'insinuent entre les autres grains pour former ciment. A gauche, une baguette d'apatite incluse dans un quartz.

Thin section NL 3 (Polarized Light) -Blue Nile Bridge-

A feldspar grain is replaced by worm-shaped illite crystals creeping between the others grains and constituting a part of the cement. On the left, a apatite stick is comprised in a quartz crystal.

B - Lame NL 1 (L.P.) -Pont du Nil-

Extrémité de mica détritit ouvert "en éventail"; formation de kaolinite (?) entre les lamelles.

Thin section NL 1 (P.L.) -Blue Nile Bridge-

Fan-shaped extremity of a detrital mica; authigenic kaolinite (?) sandwiched between the sheets.

C - Lame NL 3 (L.P.) -Pont du Nil-

Néoformation de paillettes d'illite à la place de deux grains altérés.

Thin section NL 3 (P.L.) -Blue Nile Bridge-

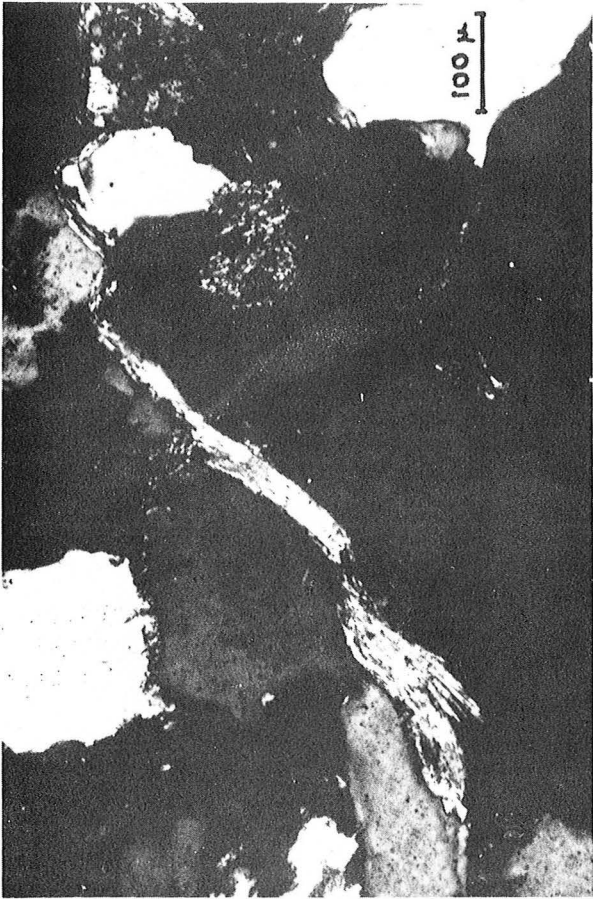
Two grains replaced by neoformed illite flakes.

D - Lame NL 3 (L.P.) -Pont du Nil-

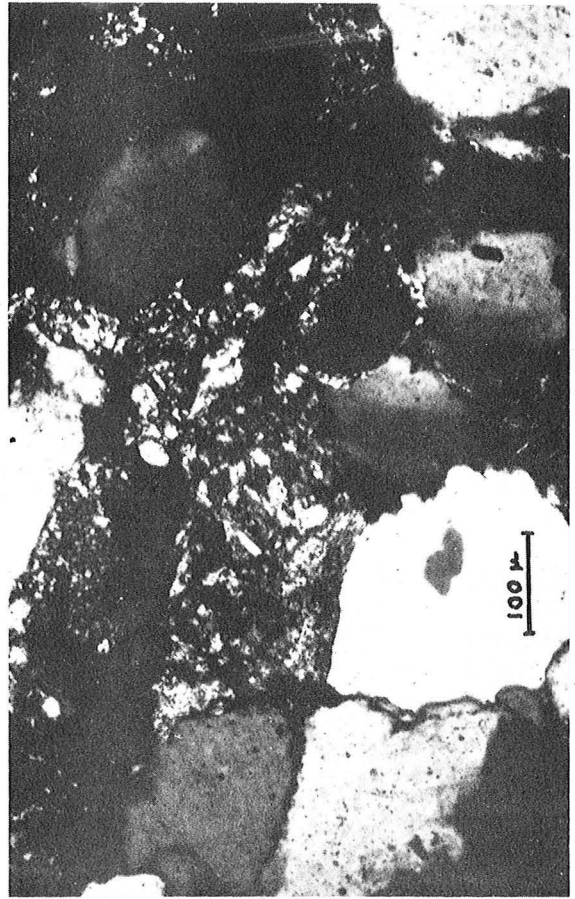
Développement de paillettes d'illite dans un fond vermiculaire d'illite et de kaolinite; remarquer à gauche l'imbrication des grains de quartz due à leur nourrissage.

Thin section NL 3 (P.L.) -Blue Nile Bridge-

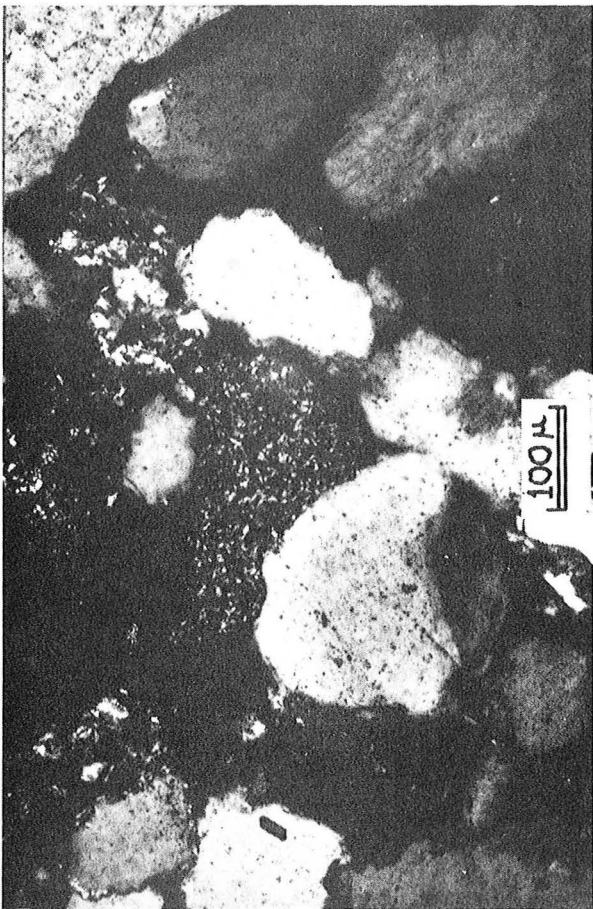
Authigenic illite flakes in a worm-shaped background made of kaolinite and illite; note the quartz overgrowth on the left.



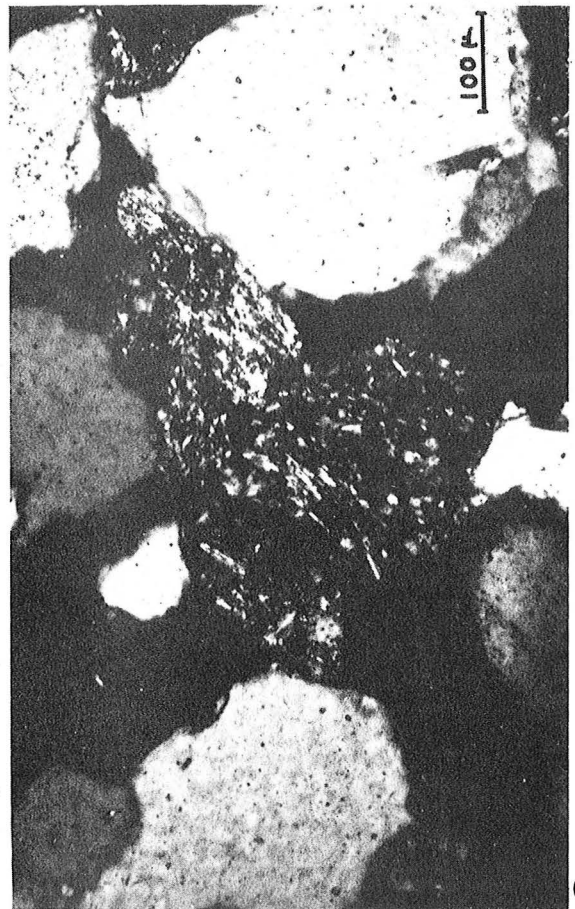
B



D



A



C

FACIES "PRE-ADIGRAT"

NOURRISSAGE ET CORROSION DES GRAINS DE QUARTZ OVERGROWTH AND WEATHERING OF QUARTZ GRAINS

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A - Lame NL 2a (L.P.) -Pont du Nil-

Corrosion des grains par le ciment carbonaté: le contour des grains de quartz, à droite, est finement indenté et souligné par la calcite; le grain gris central possède de nombreux rentrants. Au centre, le grain ovoïde est probablement un feldspath en cours d'altération (noter les paillettes d'illite).

Quartz grains are etched away by the carbonate cement: note their saw-shaped edges. The central grain is supposed to be a feldspar partially replaced by illite flakes.

B - Lame NL 1 (L.P.) -Pont du Nil-

Nourrissage des grains de quartz: les grains sont contigus et l'on devine leurs contours primitifs. Le ciment est gris sombre; il est surtout composé de vermicules de kaolinite mieux visibles au centre droit de la photographie.

Quartz overgrowths: the primitive shapes of grains can be noticed. The cement is mainly comprised of dark kaolinite flakes.

C - Lame NL 2a (L.P.) -Pont du Nil-

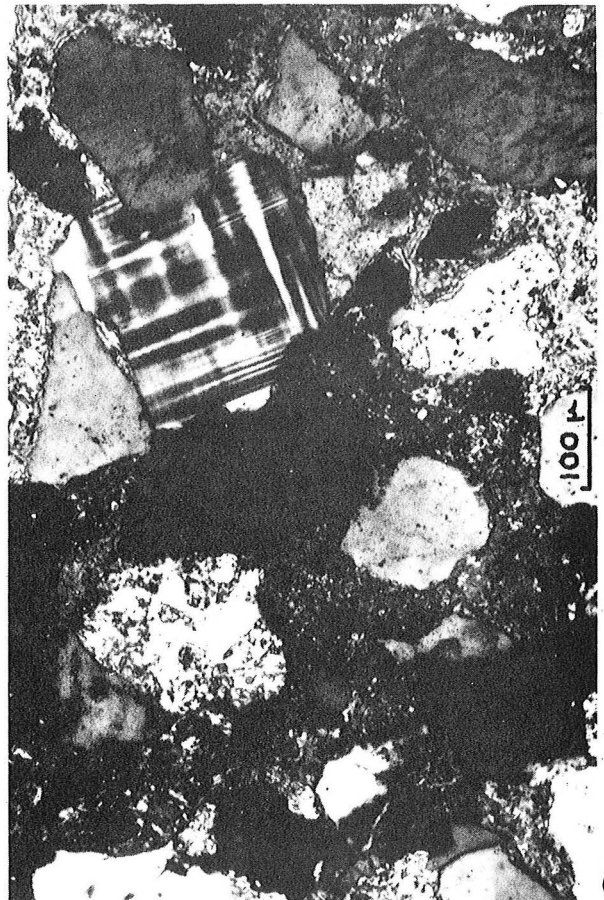
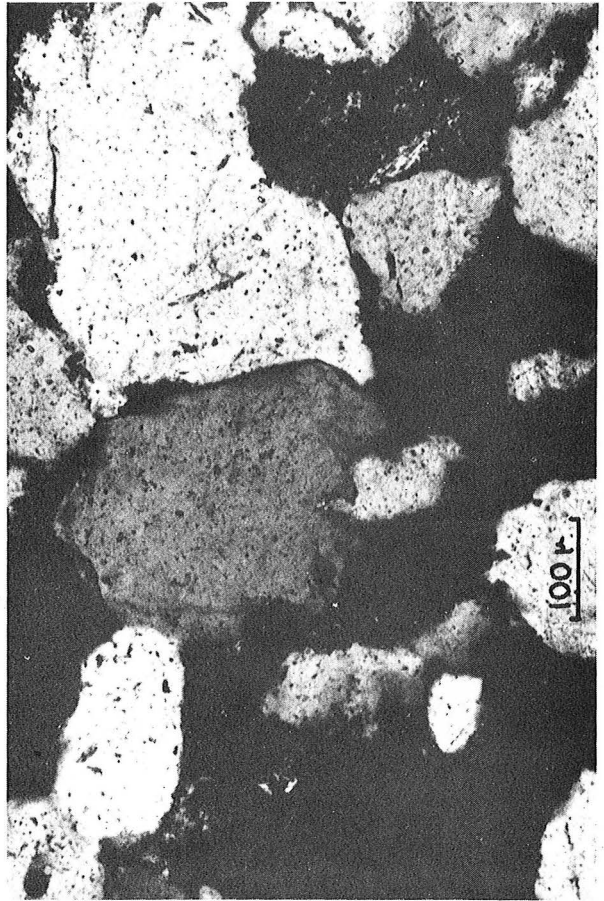
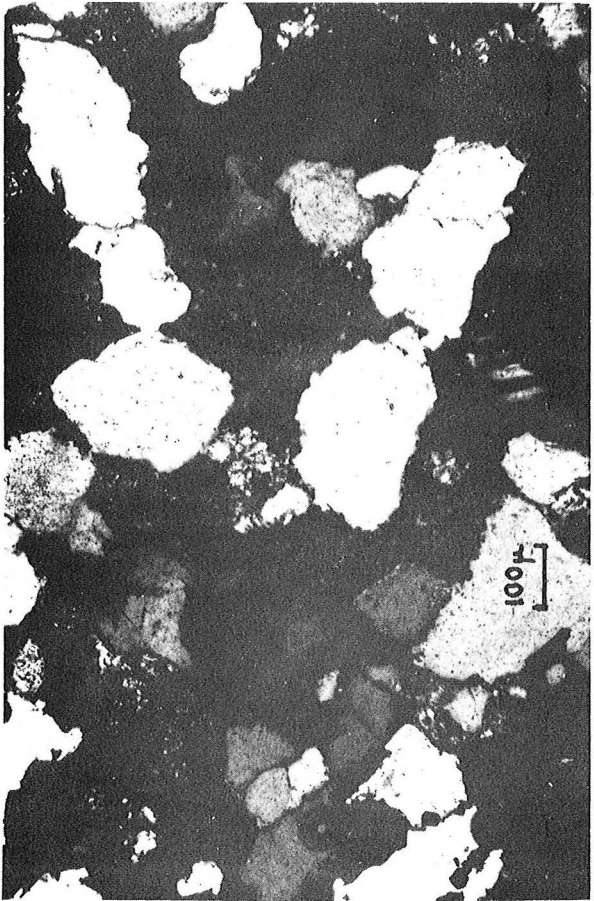
Les grains de quartz sont fortement corrodés par le ciment calcitique mais, assez paradoxalement, le cristal de microcline paraît très frais.

Heavily weathered quartz grains: note the well-preserved microcline crystal.

D - Lame NL 1 (L.P.) -Pont du Nil-

Nourrissage des grains de quartz: un gros et un petit grain sont assemblés en puzzle. Les fines taches claires discernables à leur ligne de contact correspondent vraisemblablement à des vermicules d'illite.

Quartz overgrowth: a large and a small grain are interlocked. The lights dots between the two grains could be illite flakes.



B

D

A

C

FACIES "PRE-ADIGRAT"

CORROSION DES GRAINS PAR LE CIMENT CARBONATE
GRAINS CORRODED BY CARBONATE CEMENT

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A- Lame NL 1a (L.P.) -Pont du Nil-

Grains polycristallins de roche volcanique (basalte?) en voie de corrosion par le ciment carbonaté: les microlithes feldspathiques sont dissociés.

Volcanic fragments (basalt?) being destroyed by carbonate cement: the feldspar microlites are dissociated.

B- Lame NL 1a (Lumière Naturelle) -Pont du Nil-

Un halo micritique entoure les grains de quartz corrodés.

Micritic halo surrounding corroded quartz grains.

C- Lame NL 1b (L.P.) -Pont du Nil-

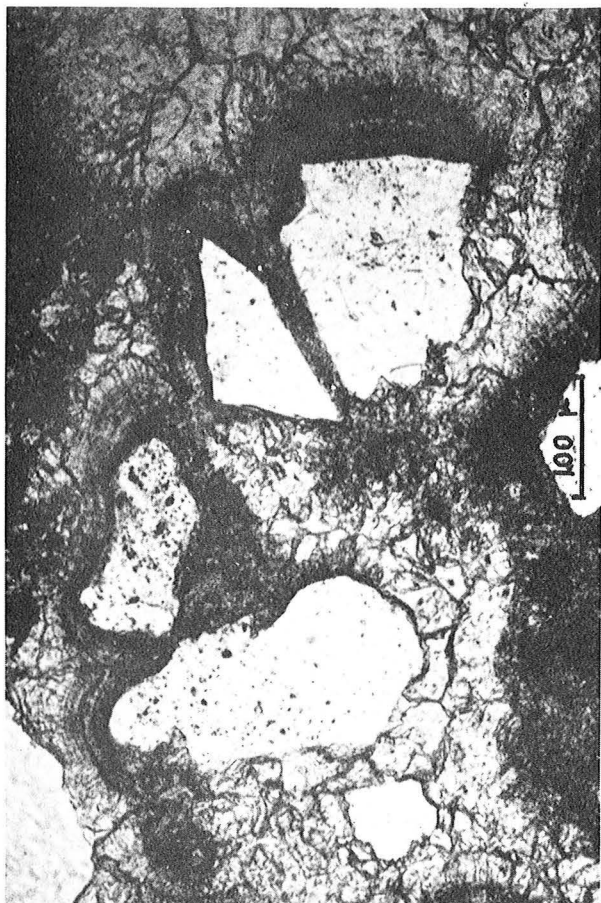
Stade plus avancé: les microlithes ont presque complètement disparu; un grain polycristallin est remplacé par un amas micritique ("fantôme de grain"). Il subsiste également quelques grains de quartz fortement corrodés. Le ciment est microsparitique avec amas micritiques et cavités.

Next stage: the microlites have been more or less desintegrated; a polycrystalline grain is replaced by a micritic cluster ("Ghost grain"); it still remains some pitted quartz grains in the microsparitic cement with micritic clusters and cavities.

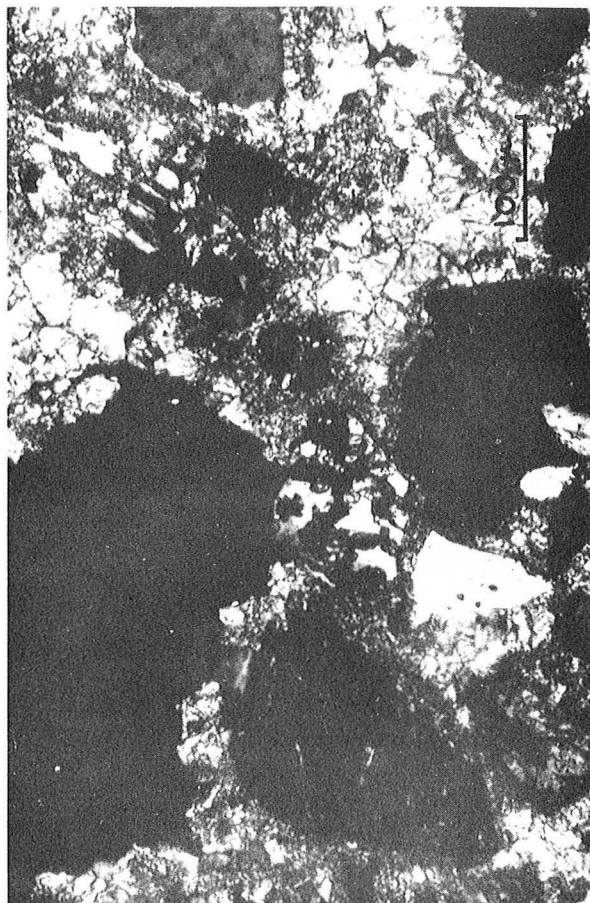
D- Lame NL 1a (L.P.) -Pont du Nil-

Forte corrosion d'un grain de quartz situé entre deux cavités (en noir) qui est réduit en petits fragments anguleux. Le ciment est microsparitique.

A quartz grain situated between two black cavities has been partly destroyed; small angular fragments still remain.



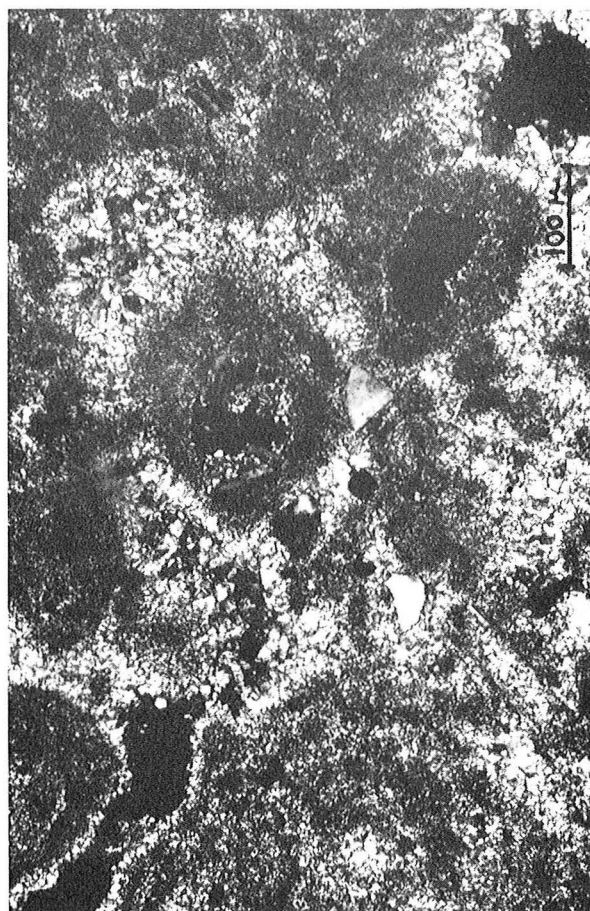
B



D



A



C

FACIES "GRES D'ADIGRAT"

ADIGRAT SANDSTONE FACIES

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A - Lame NL 40 (L.N.) -Pont du Nil-

Grains arrondis revêtus d'un film limonitique; ciment localement riche en limonite (amas noirs).

Limonite-coated rounded grains; black limonitic spots in cement.

B - Lame UJ 1b (L.P.) -Soka-

Grain polycristallin de microcline dans un fond microsparitique contenant des sections de petits Gastéropodes (en noir).

Microcline grain in microsparitic background with small Gastropods.

C - Lame UJ 1a (L.P.) -Soka-

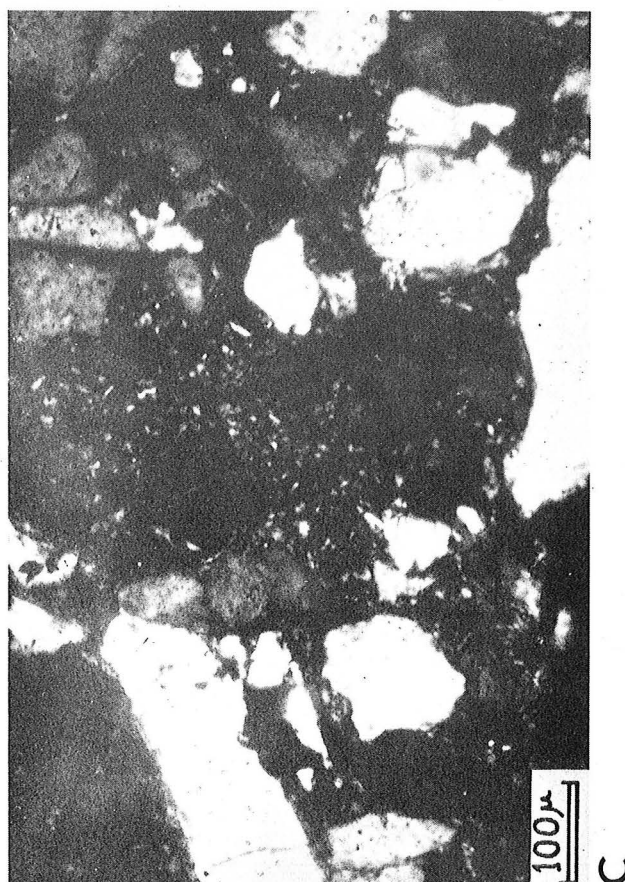
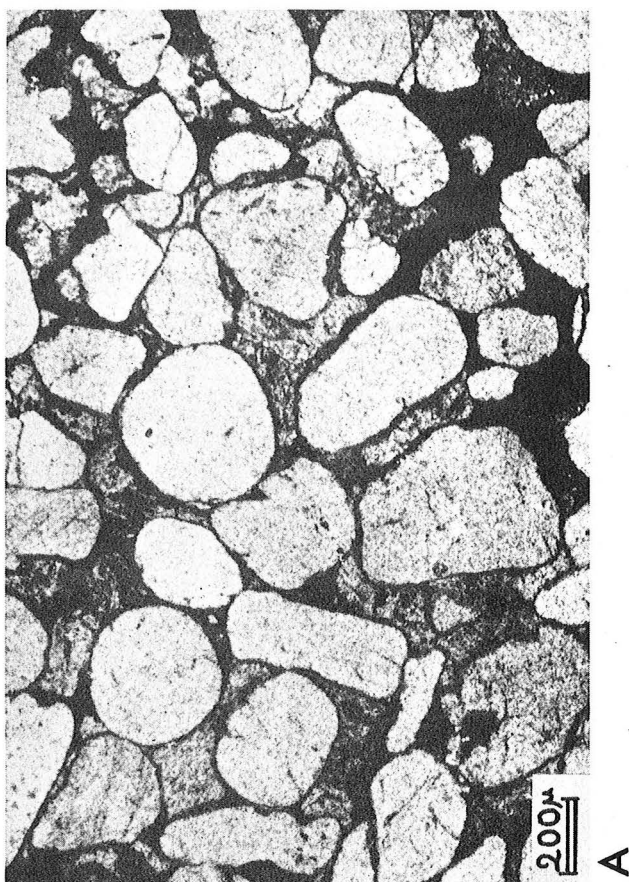
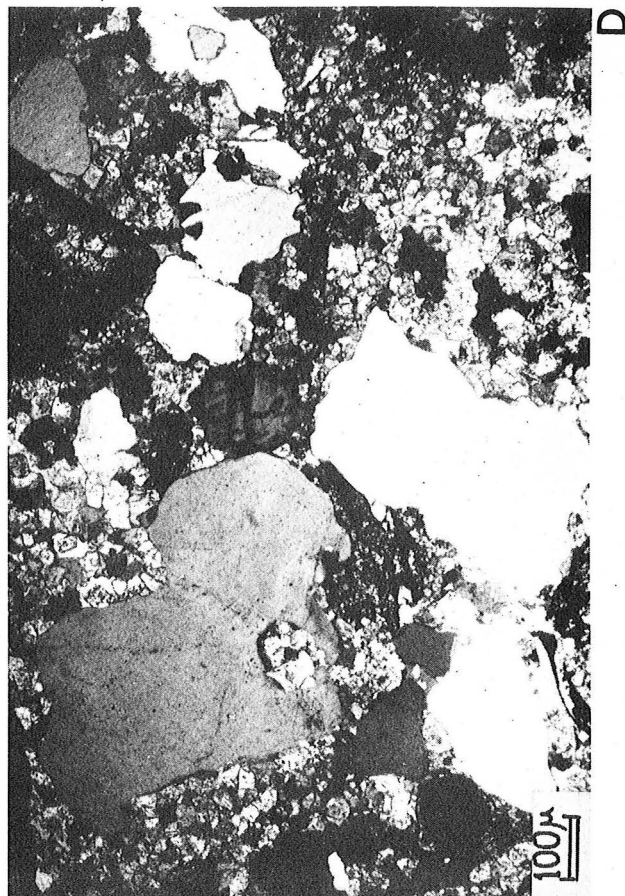
Amas vermiculaire grisâtres de kaolinite.

Grey worm-like clusters of kaolinite.

D - Lame UJ 1b (L.P.) -Soka-

Corrosion des grains de quartz par le ciment microsparitique; remarquer les rhomboèdres épars de dolomite; la plage grise entre les deux gros grains contient de la kaolinite.

Weathered quartz grains in microsparitic cement; note the scattered dolomite rhomboedrical crystals; the grey spot between two large grains consists mainly of kaolinite.



FACIES "GRES D'ADIGRAT"

ADIGRAT SANDSTONE FACIES

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A - Lame UJ 1b (L.P.) -Soka-

Sections de petits Gastéropodes dans un fond microsparitique.

Small Gastropods shells in microsparitic background.

B - Lame UJ 4 (L.P.) -Soka-

Aspect de mosaïque donné par le fond calcitique en lumière polarisée; les petits grains clairs dans les zones éteintes sont des quartz.

Patchwork appearance of the calcitic background in polarized light; the light spots in dark areas are quartz grains.

C - Lame UJ 1c (L.P.) -Soka-

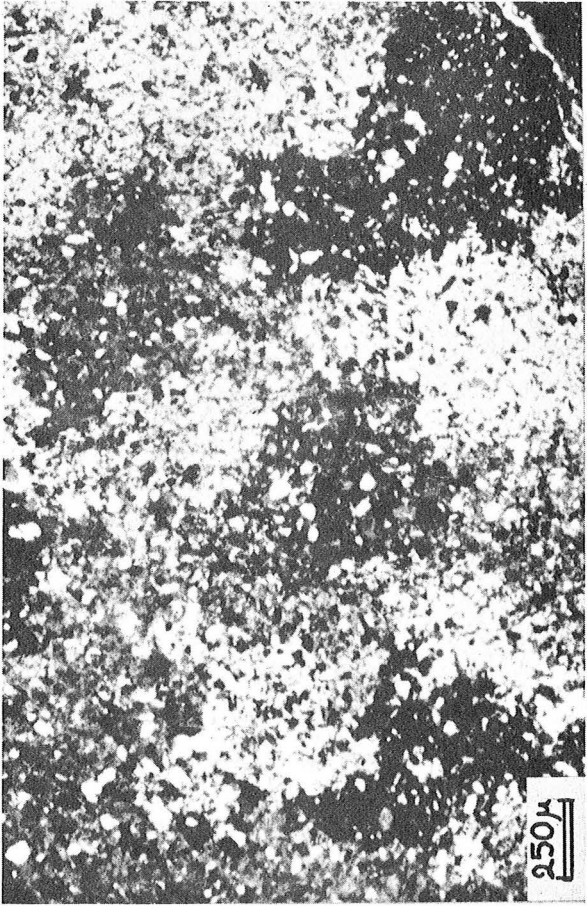
Amas kaolinique gris développé entre deux cristaux de quartz contigus; ces grains ont subi d'abord un nourrissage puis une corrosion.

Grey kaolinite cluster between two adjacent quartz grains.

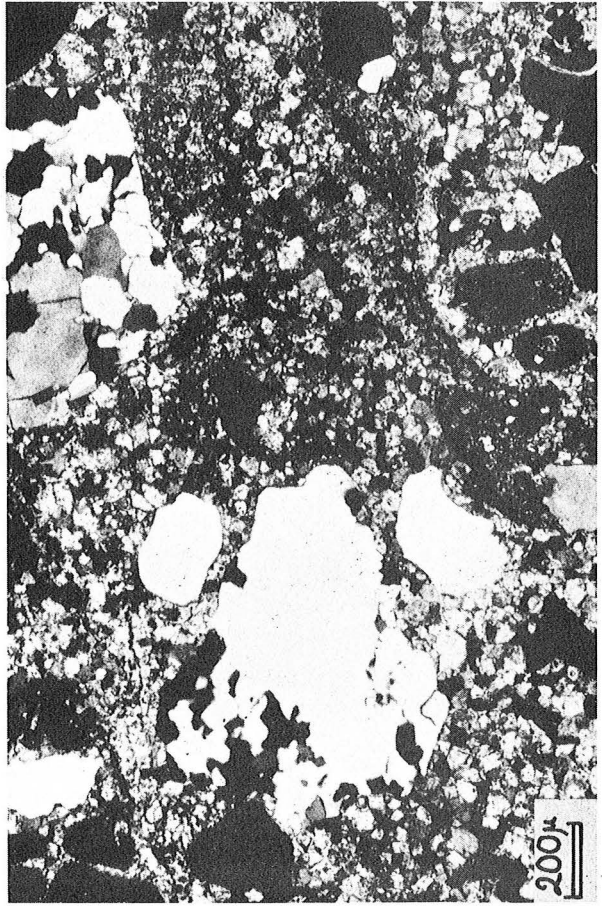
D - Lame UJ 1b (L.P.) -Soka-

Grains polycristallins de quartzite en cours de corrosion dans le ciment microsparitique.

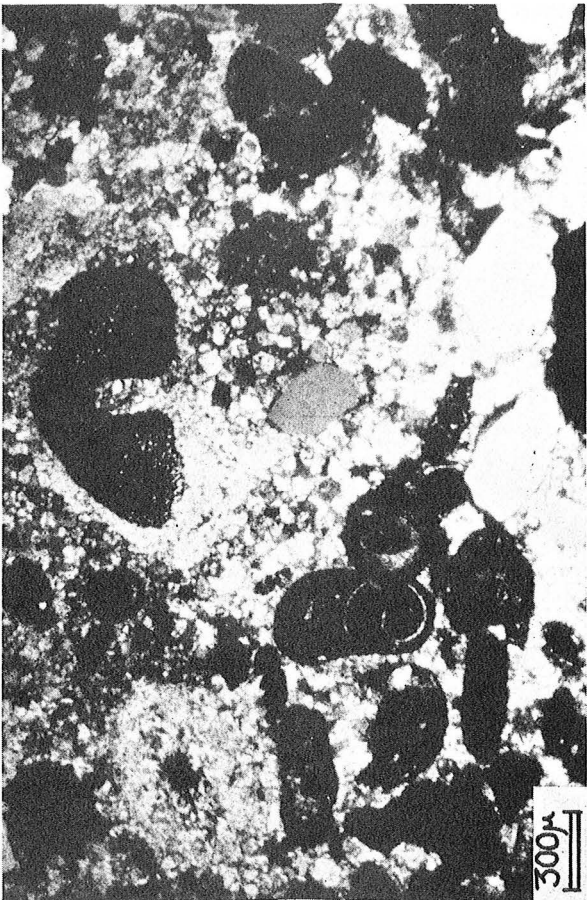
Quartzite fragments in microsparitic cement.



B



D



A



C

FACIES CALCAIRES

LIMESTONE FACIES

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

A - Lame AB 2 (L.N.) Strates de l'Abbai -Pont du Nil-

"Coated grains" dans un fond dolomicritique: leur nucleus est souvent un quartz anguleux; amas sparitique en haut à gauche.

Coated grains in dolomicrite: their nuclei are generally made of angular quartz.

B - Lame SK 4a (L.P.) Faciès Antalo -Soka-

Filonnet microsparitique à rhomboèdres de dolomite dans un fond micritique.

Microsparitic veinlet consisting of rhomboedral dolomite crystals in micritic background.

C - Lame UJ 2b (L.P.) couches de passage Adigrat-Antalo -Soka-

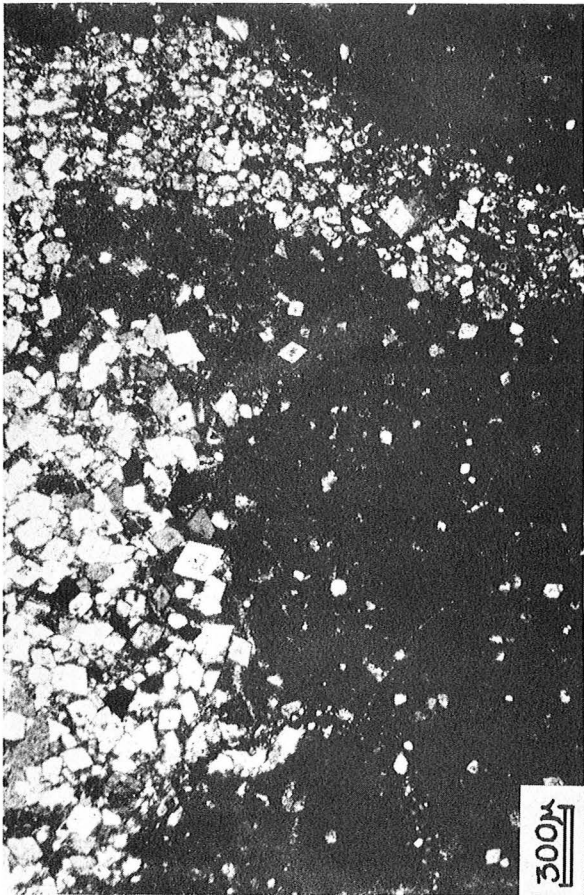
Amas sparitique de forme octogonale dans un fond micritique (pseudomorphose de sel?)

Octogonal sparitic cluster in micritic background (halite crystal print?)

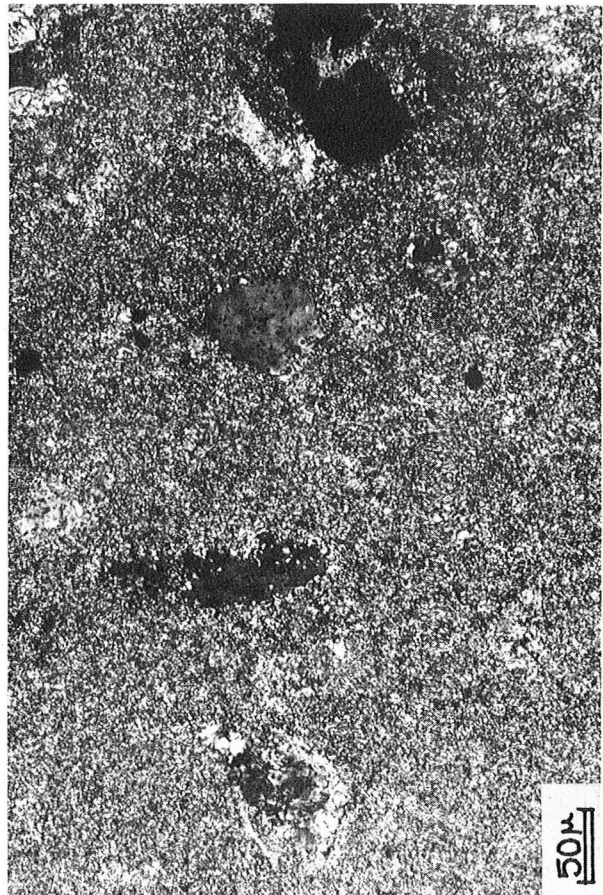
C - Lame SK 4c (L.P.) Faciès Antalo, -Soka-

Petits grains de quartz fortement corrodés par le fond micritique.

Small, heavily weathered quartz grains in micritic cement.



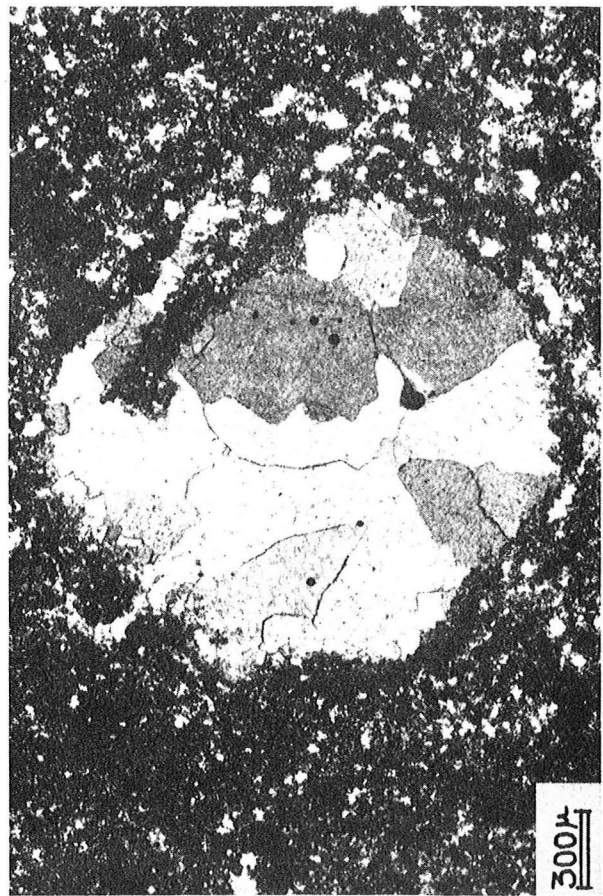
B



D



A



C

FACIES "GRES SUPERIEURS"

UPPER SANDSTONE FACIES

MICROSCOPE OPTIQUE / LIGHT MICROSCOPE

- A - Lame AMB 3 (L.P.) Grès d'Ambo
Nourrissage des grains de quartz qui deviennent jointifs.

Quartz overgrowth: the constituent grains have recrystallised and exhibit an interlocked mosaic texture.

- B - Lame D 1a (L.P.) -Chercher-
Grains anguleux et grains arrondis dans un ciment argilo-siliceux imprégné de limonite.

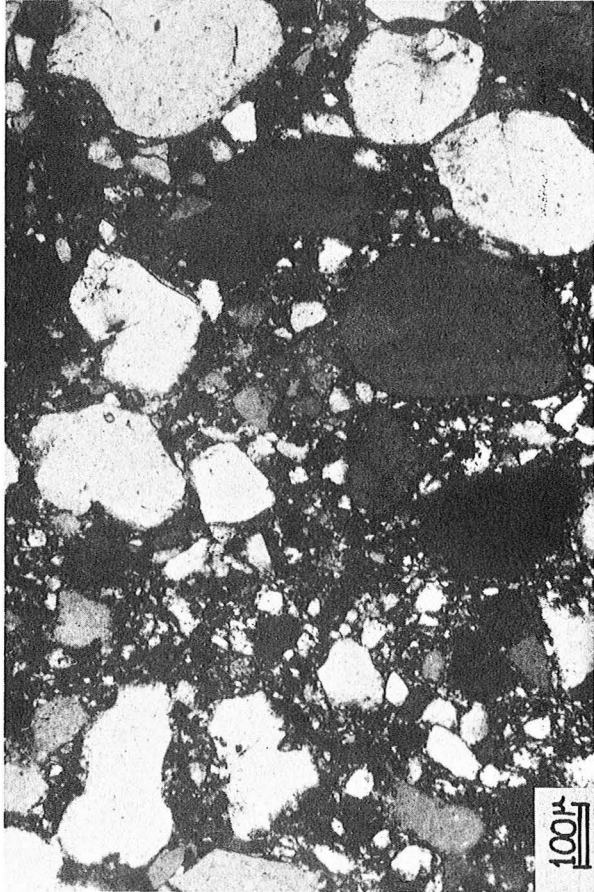
Angular and rounded grains mixed in argilo-siliceous cement rich in limonite.

- C - Lame XDD (Lumière Naturelle) -Chercher-
Gros grains arrondis dans un fond de petits grains anguleux; ciment opaque limonitique.

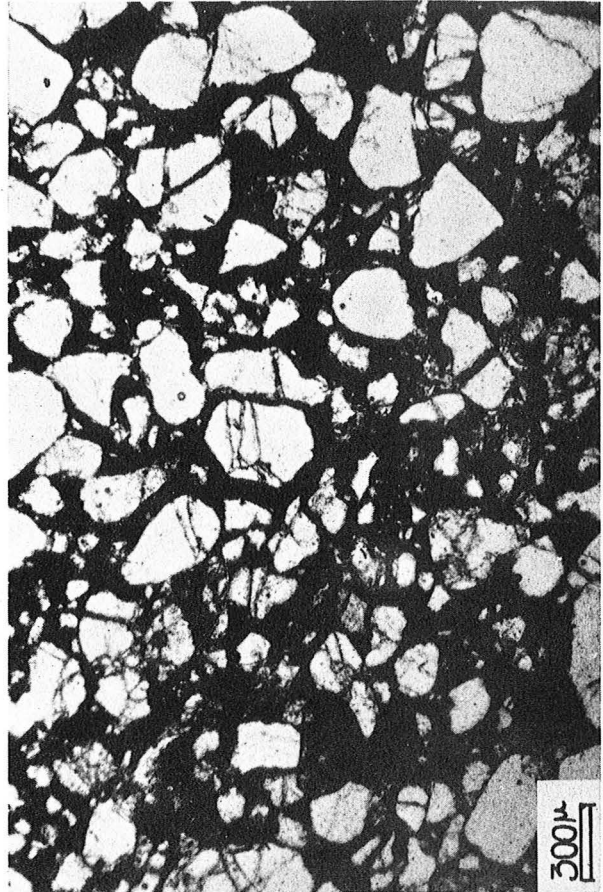
Large rounded grains scattered among small angular grains; limonitic cement.

- D - Lame SK 5d (L.N.) -Chercher (Soka)-
Grains anguleux, fraîchement cassés, enrobés par un ciment limonitique. L'échantillon a été prélevé au contact de la première coulée des Trappes: l'éclatement des grains pourrait être le résultat de l'échauffement.

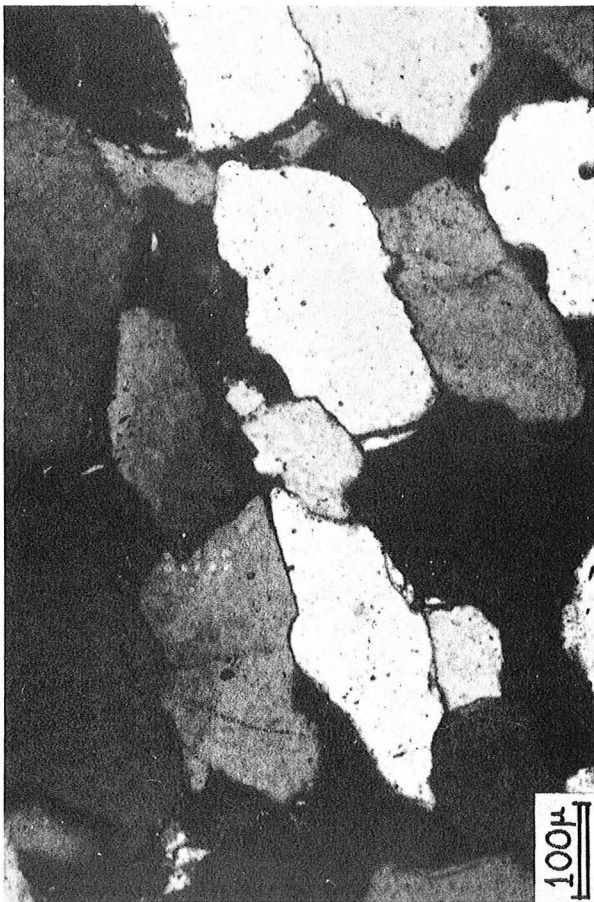
Broken quartz grains in limonitic cement: they probably have been cracked by the overlying hot basalt of the first Trap series flow.



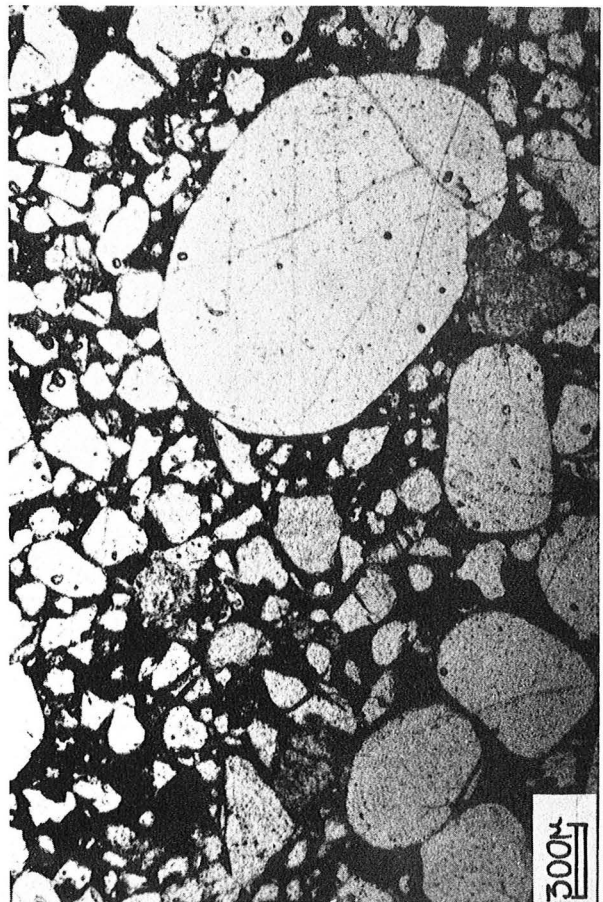
B



D



A



C

FACIES "PRE-ADIGRAT"

MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE / S.E.M.

- A - Grès NL 3 (grain de quartz isolé et préalablement décapé à l'acide oxalique)
Le grain est enrobé de cristaux de néogénèse d'origine diagénétique.

After oxalic acid treatment: quartz grain covered by authigenic crystals.

- B - Détail du grain précédent: les arêtes des cristaux de néogénèse sont dépourvues de traces de choc; les globules siliceux fixés sur les faces confirment l'immobilisation du grain.

Same grain: there is no shock mark on the edges and small silica globules are stuck on the faces. This grain stayed in a silica-rich environment.

- C - Détail du grain précédent: globules siliceux sur une face cristalline.

Same grain: silica globules stuck on a crystalline face.

- D - Détail du même grain: les dépressions à la surface du grain représentent des milieux confinés où se sont formés des petits cristaux de quartz.

Same grain: depression on the grain surface filled by small authigenic crystals.

- E - Grès PN 3 (fragment non décapé) -Pont du Nil-

Cristaux de dickite disséminés entre les grains. Ces derniers ont été fortement nourris: ils sont plus ou moins jointifs et présentent des faces cristallines bien nettes. Les stries rectilignes et courtes visibles sur la face cristalline à droite correspondent aux empreintes des lamelles de dickite emprisonnées au cours du développement du quartz et arrachées lors du montage de la préparation.

Stacked plates of dickite of authigenic origin (dickite has been differentiated from kaolinite on the basis of X Ray diffraction). Some of them have been trapped by idiomorphic quartz overgrowths (note line prints upon the face on the left).

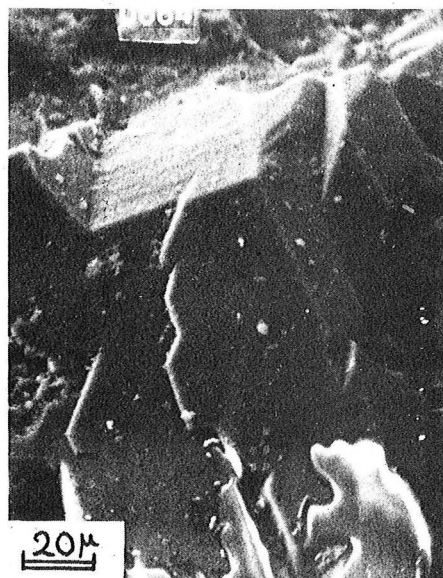
- F - Grès NL 3 (fragment non décapé) -Pont du Nil-

La matrice argileuse a contrarié la croissance diagénétique des grains: les cavités polygonales observées sur la face cristalline au milieu du cliché sont des empreintes des lamelles argileuses (kaolinite surtout) englobées au cours de la croissance.

Idiomorphic quartz overgrowth partly covered by honeycomb-like clay coating (chlorite?). Note the cluster of authigenic kaolinite plates on the crystal face.

- G - Même fragment: croissance diagénétique des grains de quartz: ceux-ci sont emboîtés les uns dans les autres et présentent des formes géométriques.

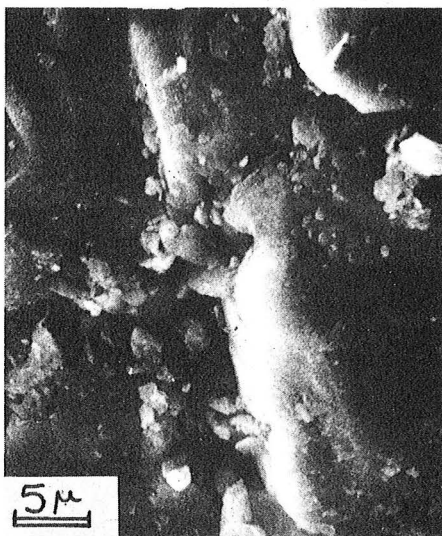
Same fragment: jiggle puzzle disposition of grains due to idiomorphic overgrowth.



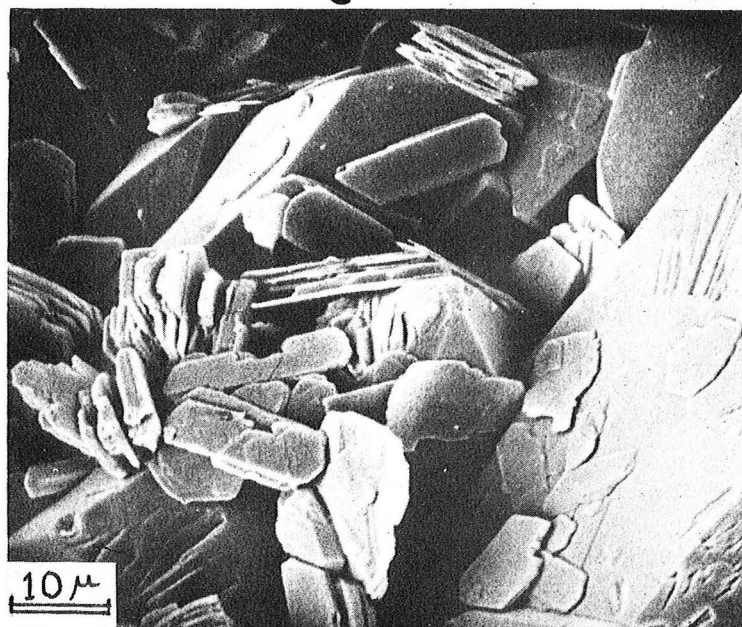
A

B

C



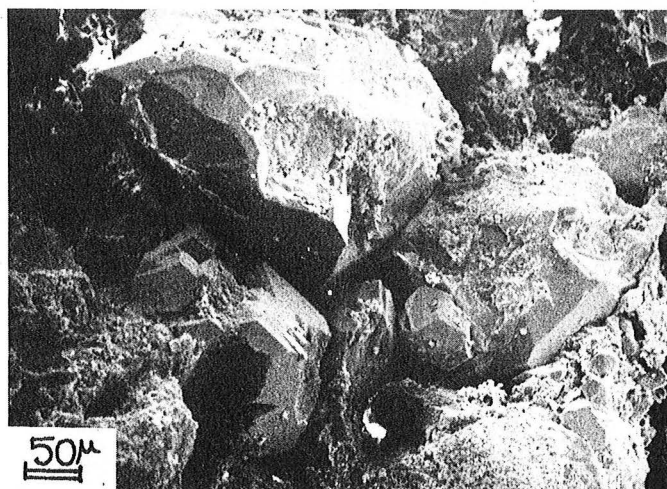
D



E



F

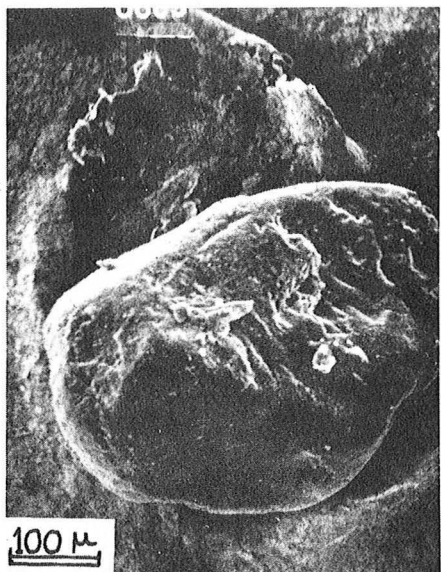


G

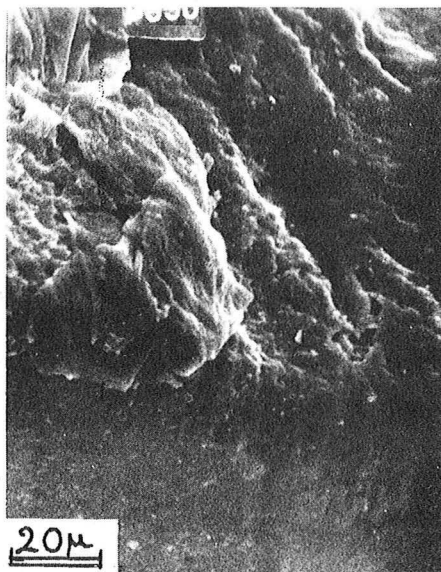
FACIES "PRE-ADIGRAT"

MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE / S.E.M.

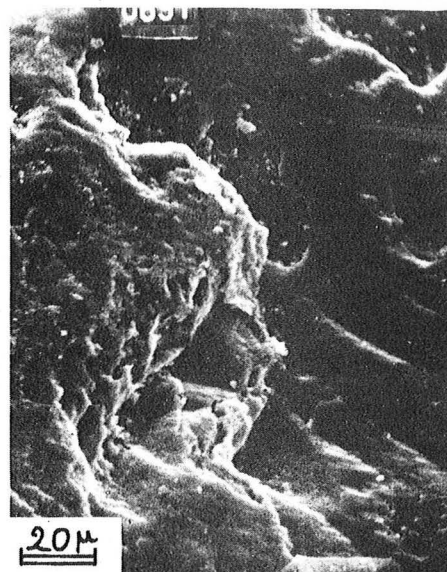
- A - Paléosol NL 1b -Pont du Nil- (grain de quartz décapé à l'acide oxalique)
Grain arrondi fortement corrodé et montrant des traces de chocs en "V" et en "coup d'ongle". La pellicule amorphe qui le recouvre lui donne un aspect mat.
After acid treatment: weathered grain with V-shaped and crescent shock marks.
- B - Détail du même grain: la pellicule siliceuse amorphe est d'origine pédogénétique.
Same grain: amorphous silica coating of pedogenetic origin ("frosting").
- C - Détail du même grain: traces de chocs en "V" et amorphisation.
Same grain: V-shaped shock marks and frosting.
- D & E - Autre grain: figures de dissolution sur une arête avec dépôt de silice secondaire.
Other grain: partial dissolution of an edge and secondary silica formation.
- F - Grès PN 3 -Pont du Nil-
Grain anguleux recouvert d'un peu de ciment. Ce grain a subi une légère croissance diagénétique.
Angular grain coated by some cement; note the slight overgrowth.
- G - Grès PN 1 -Pont du Nil-
Croissance diagénétique des grains de quartz; le ciment est fait d'agrégats de petits cristaux (dont des lamelles de kaolinite) comme on en voit dans les sols.
Diagenetic overgrowth of quartz grain; aggregates of clay minerals (note kaolinite plates).
- H - Grès PN3 -Pont du Nil-
Nourrissage du grain à gauche mais forte corrosion du grain à droite qui est probablement un feldspath; les lamelles plaquées sur les grains sont des argiles (disposition en plaquettes et en alvéoles).
Idiomorphic quartz overgrowth of the left grain but weathering of the right one; the latter is coated by authigenic clays (plates and honeycomb aspect).



A



B



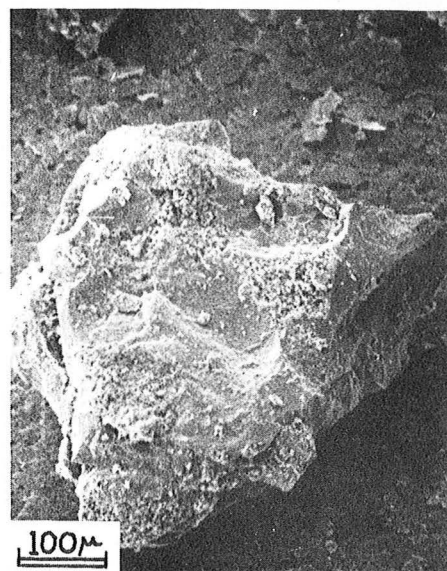
C



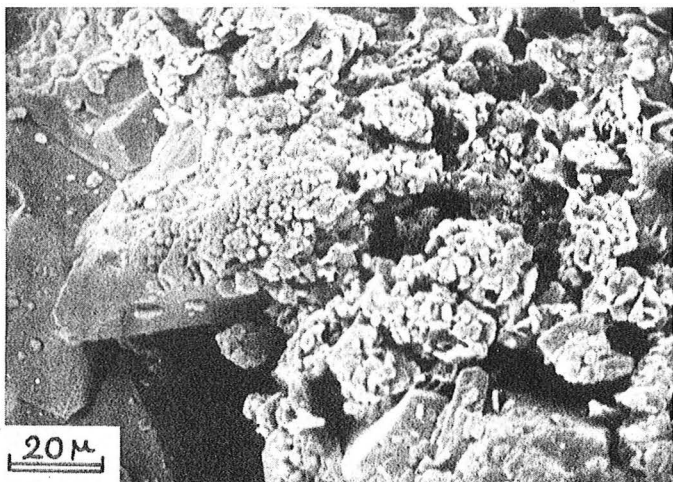
D



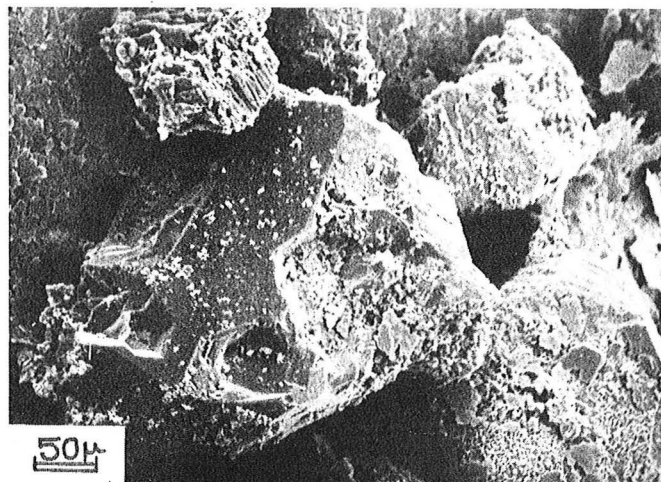
E



F



G

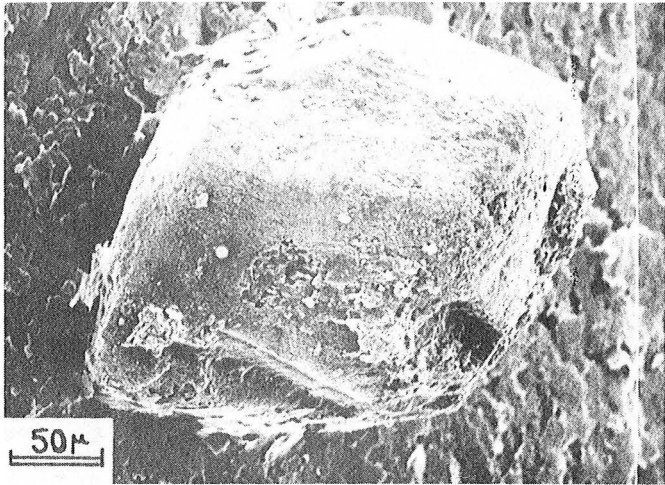


H

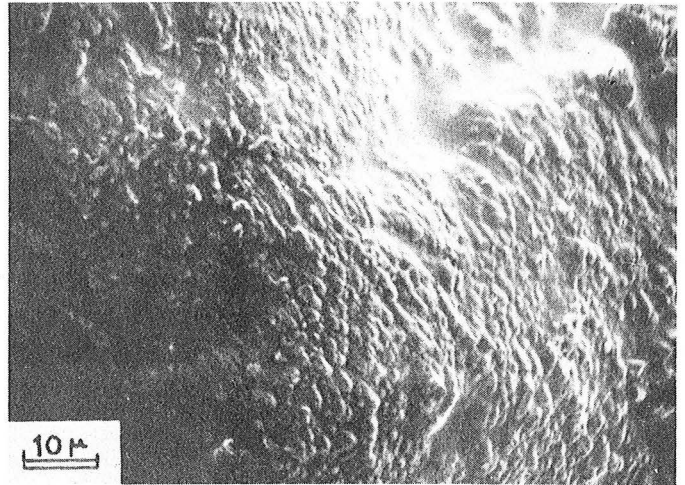
FACIES "PRE-ADIGRAT" ET "GRES D'ADIGRAT"

MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE / S.E.M.

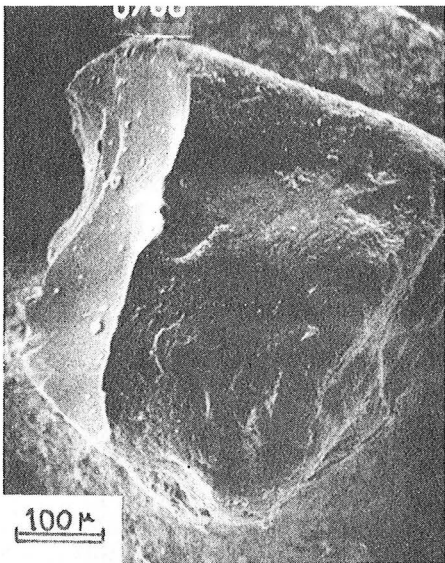
- A - Grès DE 1 -Chercher- (décapage à l'acide oxalique)
 Grain primitivement anguleux, à cassures conchoïdales, usé puis amorphisé et parsemé de fleurs de silice.
After acid treatment: abraded angular grain with conchoidal fractures, silica coating and globules.
- B - Même grain: surface amorphisée.
 L'histoire de ce grain est donc la suivante:
 -1- transport en milieu de haute énergie
 -2- usure en milieu littoral ou deltaïque
 -3- immobilisation et amorphisation
Same grain: frosted surface.
Conclusion: this grain was broken by high velocity streams, abraded in littoral (or deltaic) environment, and finally locked up, frosted and covered by silica globules.
- C - Grès NL 40 -Pont du Nil- (décapage à l'acide oxalique)
 Grain de quartz émoussé à coins arrondis (selon A. CAILLEUX), cassé en milieu de haute énergie puis immobilisé (noter les globules de silice sur la cassure).
After acid treatment: blunt quartz grain, first broken then immobilized (note silica globules on the fractured edge).
- D - Même grain: enduit siliceux grumeleux recouvrant le grain.
 Ce grain a donc été transporté en milieu de haute énergie, poli, amorphisé, repris en milieu de haute énergie, immobilisé enfin. (cf milieu intertidal).
Same grain: clotted siliceous coating.
Conclusion: this grain was transported by high velocity streams, abraded, immobilized and frosted, transported again and broken, and finally deposited. (cf intertidal stage).
- E - Autre grain: grain arrondi ou ovoïde selon J. TRICARD.
Other grain: rounded quartz grain similar to the former.
- F - Même grain (dépression en haut près de l'arête): microsiliçifications et Bactéries suggérant une émergence et une pédogénèse. Les Bactéries sont abondante en milieu intertidal de type slikke (Bactéries du cycle de l'Azote).
Same grain: microsiliçifications and Bacteria in the cavity located at the top, suggesting a deposition in intertidal environment (slikke).
- G & H : Même grain: cassure ancienne en "coup d'ongle" et microsiliçifications dans les dépressions.
 L'histoire de ce grain est donc la suivante: (1) cassure, (2) usure, (3) immobilisation et microsiliçifications en milieu intertidal.
Same grain: old shock mark and microsiliçifications in cavities.
Conclusion: this grain was broken, abraded and deposited in intertidal environment.



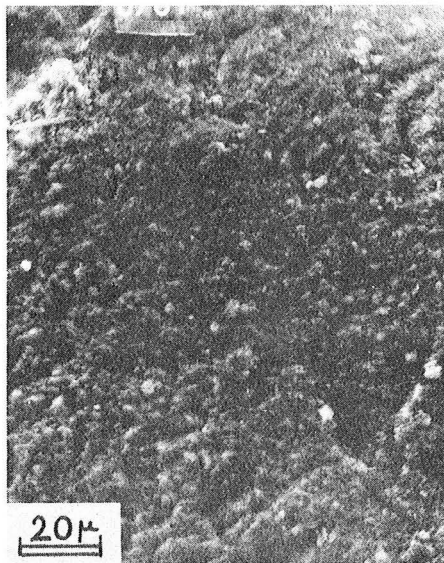
A



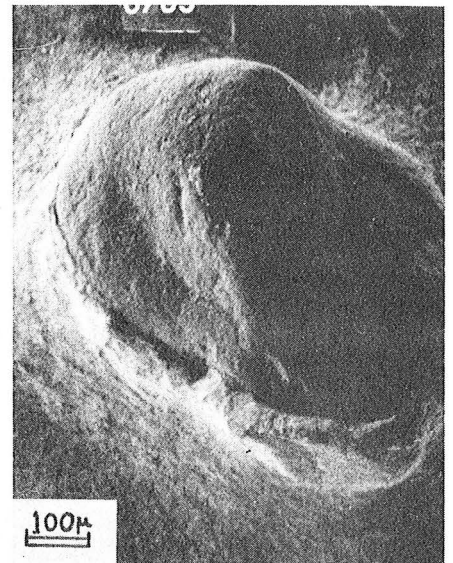
B



C



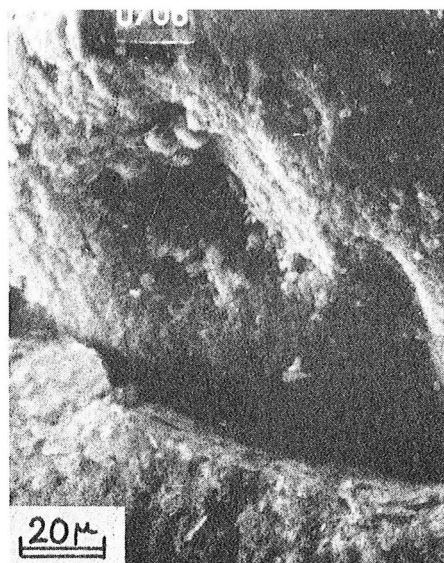
D



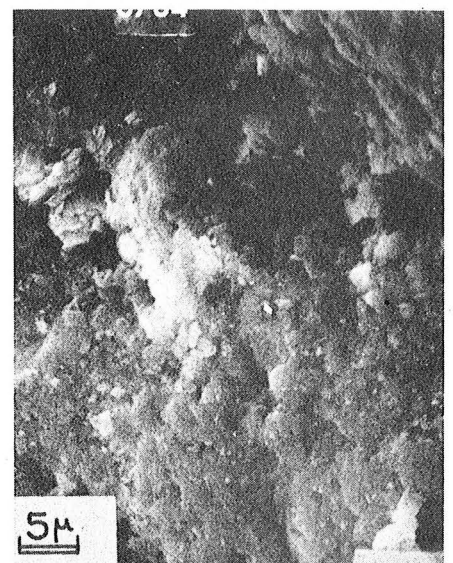
E



F



G



H

FACIES "GRES D'ADIGRAT"

Microscope électronique à balayage / S.E.M.

A - Grès NL 40 -Pont du Nil-

Enduit calcitique tapissant les cavités intergranulaires (noter la disposition "en oursin" des aiguilles de calcite au centre du cliché).

Pore lining calcite (note the urchin position of calcite needles).

B - Grès UJ 1b -Chercher- (partie inférieure de la formation)

Grain anguleux, fortement cassé, dont la surface corrodée porte quelques fleurs de silice.

Broken angular grain: note silica concretions on the left ("fleur de silice").

C & D - Même grain: figures d'altération; en C, la pellicule siliceuse d'amorphisation est partiellement enlevée, des fentes de dissolution apparaissent sur la surface du grain; en D, des microsilicifications se développent sur les arêtes des "V" de choc. Histoire de ce grain:

-1- transport en milieu de forte énergie (type torrentiel)

-2- immobilisation: amorphisation partielle et corrosion de type pédogénétique (cf épandage de glacis continental).

Same grain: weathering features; (C), partially removed silica coating and chemical etching (splints); (D), microsilicifications along the edges of V-shaped shock marks.

Conclusion: grain transported by a mountain stream and deposited in a soil (cf alluvial fan).

E - Grès NL 40 -Pont du Nil- (après décapage à l'acide)

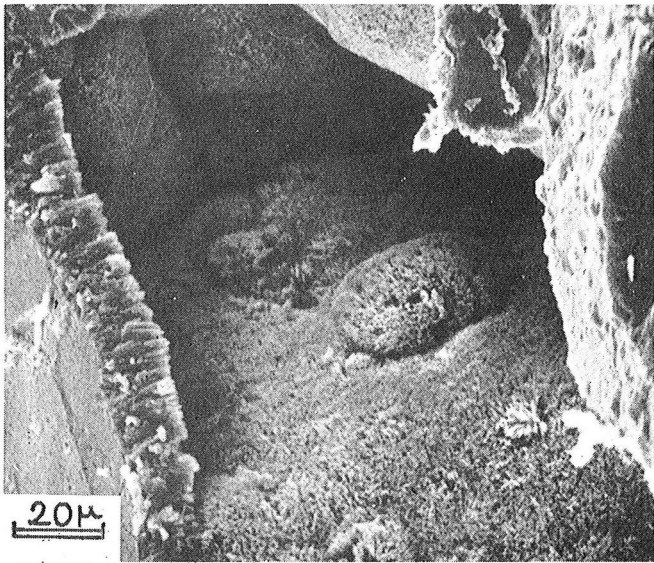
Grain anguleux ayant subi un fort nourrissage diagénétique

After acid treatment: angular grain with diagenetic overgrowth.

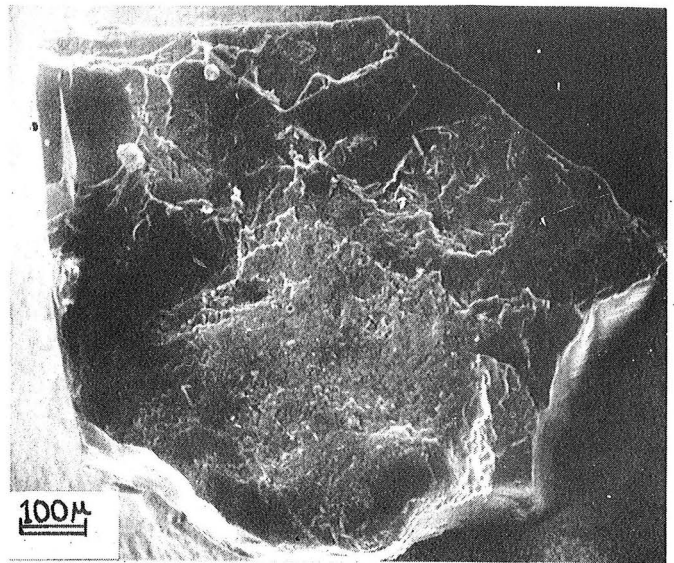
F - Grès NL 40 (non décapé)

Grain arrondi revêtu d'une pellicule composée essentiellement de goethite.

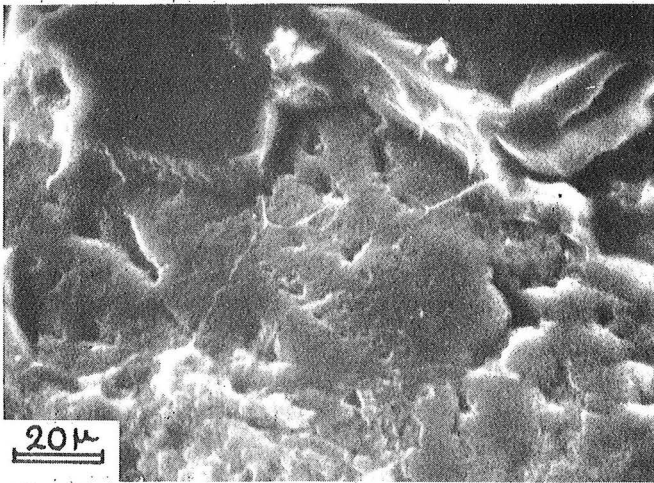
Without treatment: rounded grain coated by iron oxides.



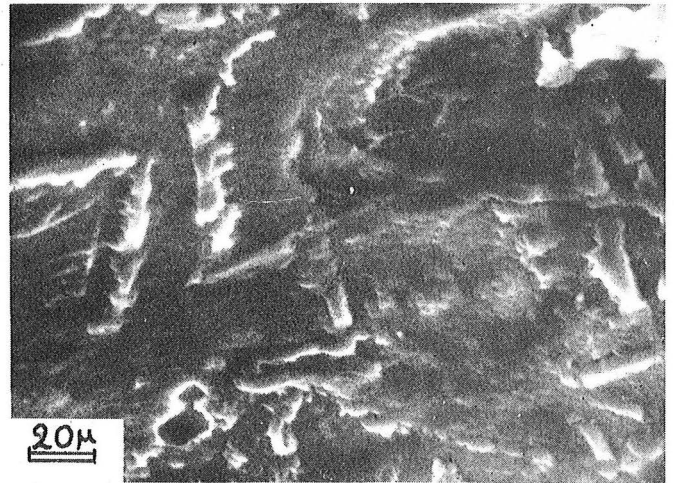
A



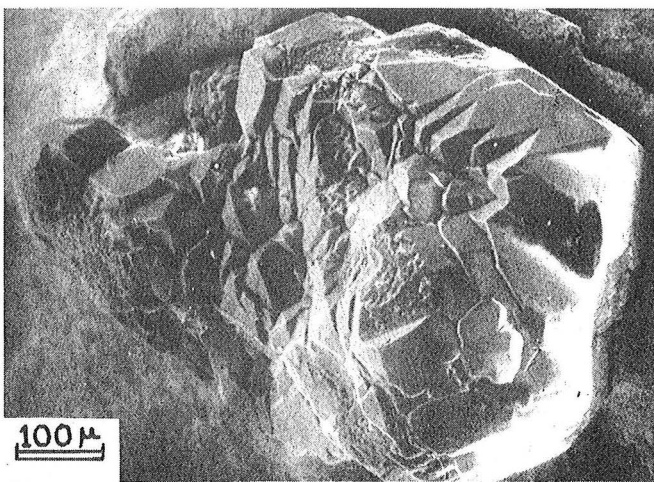
B



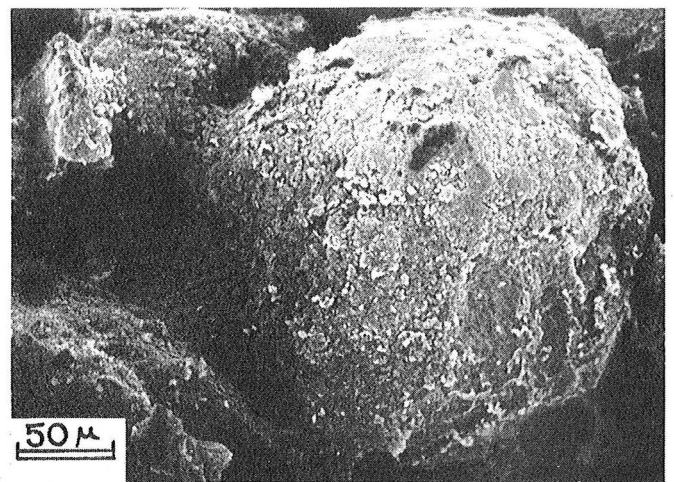
C



D



E

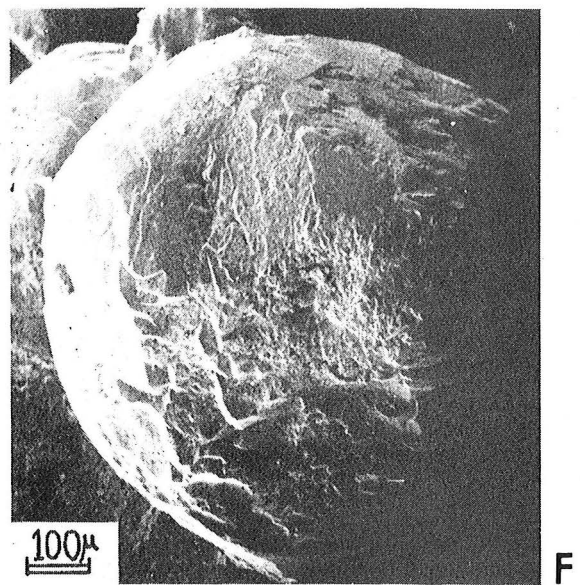
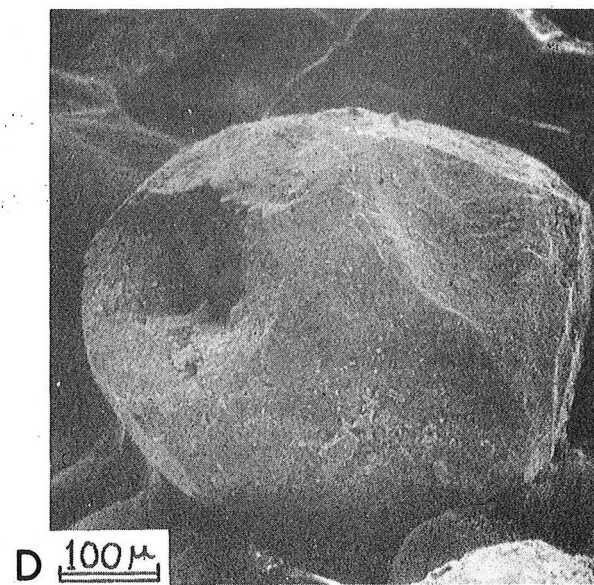
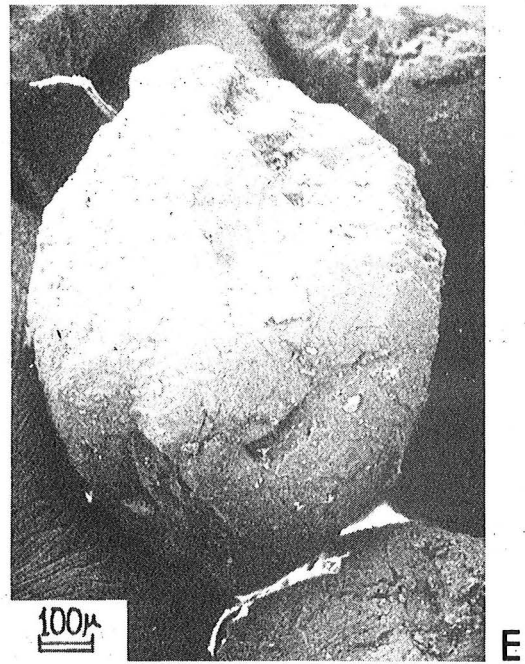
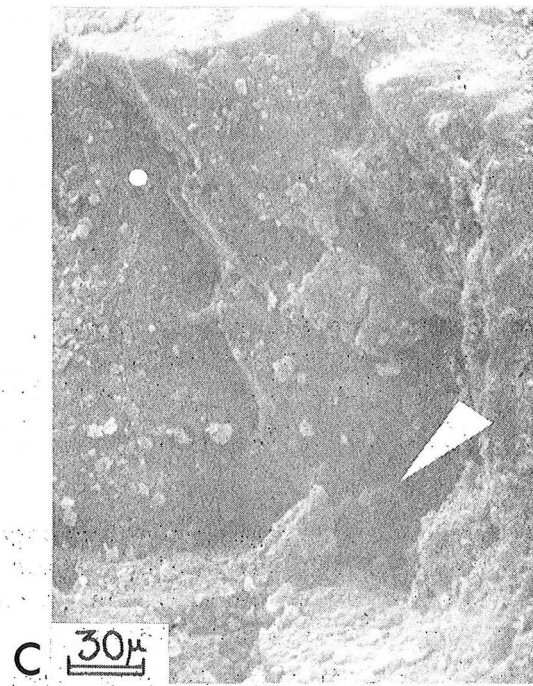
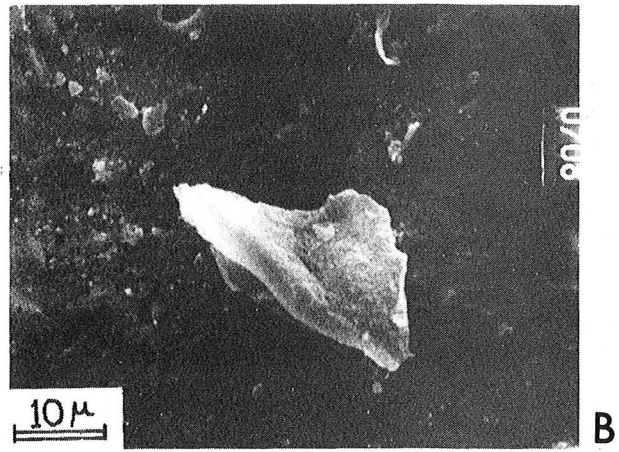
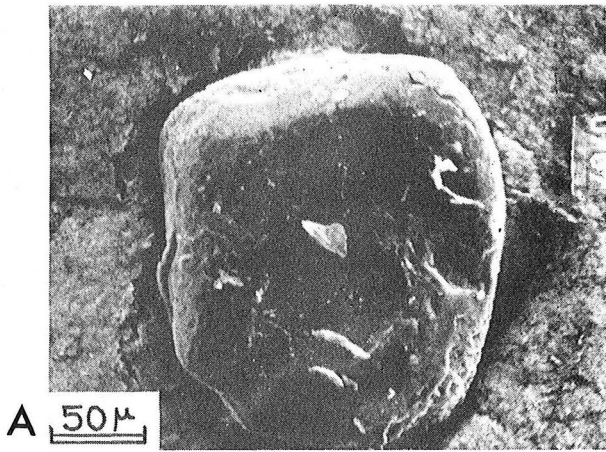


F

FACIES "GRES SUPERIEURS" ET "STRATES DE L'ABBAI"

MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE / S.E.M.

- A - Grès NL 10 -Pont du Nil- base des "Grès supérieurs" (décapage préalable)
Grain arrondi portant des traces de choc anciennes, recouvert par endroit d'une pellicule amorphe en coulée partiellement desquamée (en bas, à droite).
After acid treatment: rounded grain; note the old shock marks and the partly removed silica coating.
- B - Détail du grain précédent: la surface, paraissant très lisse, est parsemée de cavités d'altération (le placage blanc central représente probablement une partie de la matrice).
Ce grain est vraisemblablement d'origine fluviatile et a été déposé en milieu infratidal. Son histoire est la suivante:
-1- transport dans un fluide de haute à moyenne énergie
-2- immobilisation terrestre
-3- usure par fluide de basse énergie
-4- altération par immersion dans un milieu sous-saturé en silice.
Same grain: note pits due to dissolution.
Conclusion: this quartz grain was transported by streams, deposited in continental environment, abraded and finally weathered in aquatic (marine) environment under-saturated with silica (cf infratidal stage).
- E - Grès NL 5, Strates de l'Abbai (unité 6 de la coupe du Pont du Nil)
Grain arrondi recouvert d'une pellicule ferrugineuse. Il présente néanmoins quelques irrégularités: c'est un grain anguleux ayant subi une usure en milieu de basse énergie.
Rounded grain coated by a limonitic film; however, it still remains slight irregularities on the surface. This grain was abraded in low energetic environment.
- C & D - Grain similaire au précédent: dans la cavité située à gauche on remarque, au fort grossissement, des microsilicifications et des lamelles de kaolinite (flèche).
Other grain, same sample: note the tiny quartz crystals and kaolinite plates in the cavity on the left.
- F - Grès NL 5 (après décapage à l'acide oxalique)
Ce grain est bien arrondi mais montre, en bas, des figures de nourrissage et de dissolution (cavité au centre). L'usure n'a pas cependant été suffisante au point d'estomper les irrégularités antérieures.
C'est un grain primitivement anguleux qui a été usé puis immobilisé en milieu littoral et qui a enfin subi un nourrissage diagenétique.
After acid treatment: rounded grain with overgrowth features and one dissolution cavity. This was an angular grain which was abraded, deposited in littoral environment and later on it underwent diagenetic overgrowths.
All these grain from sample NL 5 were deposited in the intertidal stage.



PALEOFLORE DU FACIES "PRE-ADIGRAT"

PONT DU NIL

A, B & C - Grès PN 2: spores de type ptéridophytique (A: tétrade)

Pteridophytic spores

D & F - Grès PN 2: cuticules de type gymnospermien avec stomates

Gymnosperm-like cuticules with stomata.

E- échantillon NL 1d: bois hématisé de Gymnosperme, du genre compréhensif *Dadoxylon*, observé en coupe longitudinale radiale (Microscope optique, lumière réfléchie). Les rayons, ici horizontaux, sont faits d'une dizaine de cellules.

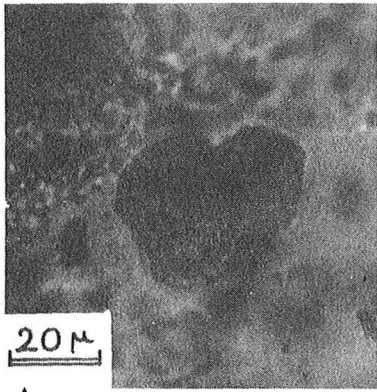
Haematized Gymnosperm wood (Dadoxylon); rays about 10 cells high.

G- échantillon NL 1d: observation au microscope électronique à balayage après décapage à l'acide chlorhydrique. Les trachéides apparaissent ici verticales; elles sont remplies d'oxydes de fer que l'acide a partiellement dégagé. Les rayons leur sont perpendiculaires, la taille de leur cellules est plus faible.

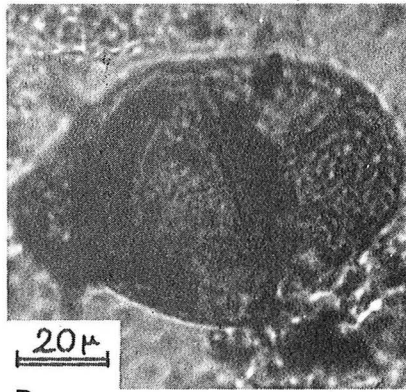
Same sample after acid etching (S.E.M. picture): the iron oxydes have been partly removed by HCl.

H- échantillon NL 1d: observation sans décapage préalable; les trachéides sont intersectées, en haut de la photo, par les cellules des rayons.

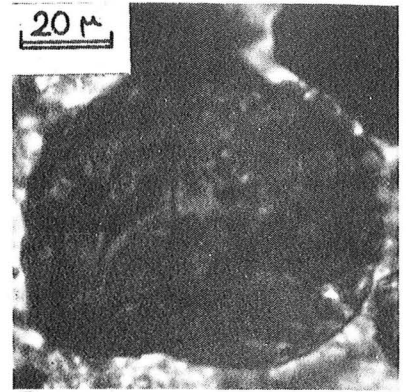
Same sample without etching (S.E.M. picture): vertical tracheids crossed by the horizontal walls of rays.



A



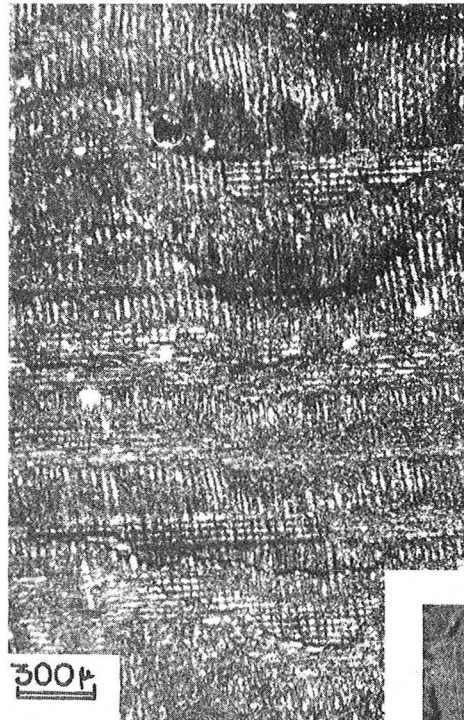
B



C



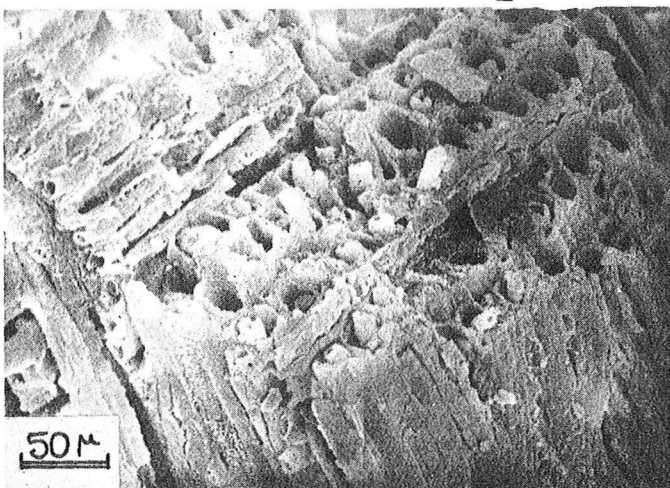
D



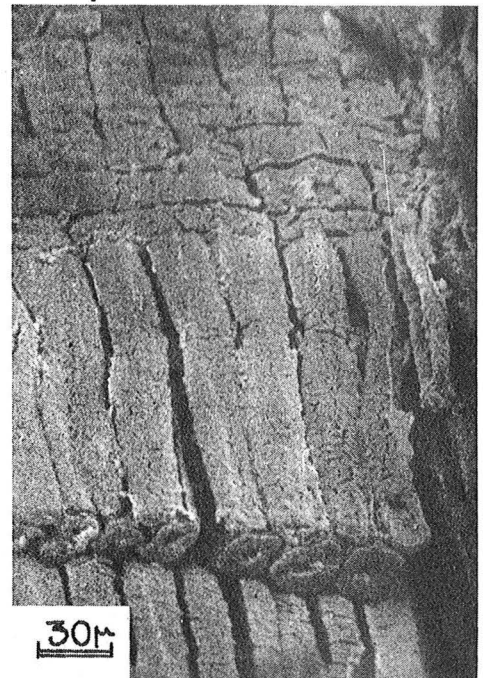
E



F



G



H

INDEX ALPHABETIQUE

- ABETTI 126, 127, 130, 131, 136, 138.
 ABU AL 'AF. "NIL BILAH"
 ABUAI (Série) 60-64, 69, 73, 75, 81, 114, 115, 121, 124,
 210-215, 255, 256, 261, 262, 261-266, 268, 270, 302, 305,
 313, 314, 330-332, 353, 354, 356.
 ABDEKASSIM 316.
 ADABAI 372, 373, 375.
 ADNIS ALPH 40, 41, 144.
 ADNIS ABLEBA 16, 18, 19, 29, 30, 33, 36, 40, 119, 141-143, 145-
 147, 149, 150, 159, 167, 168, 270, 359, 361, 367, 369, 372,
 373, 375.
 ADNIS GHIE 97.
 ADEN 28, 34, 302, 324, 338.
 ADEN (Série) 153, 160, 358, 359, 364, 368.
 ADIGRAT (Grès) 23, 56-60, 69, 74, 75, 84, 113-116, 121, 124,
 171-173, 175-178, 180-186, 196, 198-203, 205-208, 211, 219,
 221, 222, 225, 236-238, 240-245, 252, 253, 255, 261-266,
 268, 270-271, 274, 278, 283-286, 288, 289, 291-293, 299,
 300, 301-333, 335, 339, 343, 345, 346, 348, 353, 354, 356.
 ADMA-AXIM (Série) 358, 363.
 AFAR 13, 15, 17, 26, 27, 30, 37, 38, 156, 219, 301, 316, 321,
 326, 355, 357-361, 363-365.
 AGAT 89, 90, 92-94, 102, 104.
 AGUIA (Shales) 334, 340, 355, 356.
 AIBA (Formation) 364, 366, 368, 369.
 AICHA (Horst) 15.
 AKAKI 142, 146, 147, 167.
 ALAJI (Formation) 364, 367-369.
 ALBELTU 40, 77, 78, 80-82, 142, 146, 151.
 ALMAYYA 194, 203, 208, 219.
 ALI SABIHLI 337, 338, 345-347, 351, 354.
 AMBA ARADAM 343, 348, 349.
 AMHO 19, 26, 32, 33, 40, 41, 105-120, 145, 147, 274, 330,
 361, 372, 374.
 AMBO (Grès) 84, 112, 116, 240, 241, 243, 257, 261, 332, 339-
 341, 345, 351, 354.
 AMELAN (Calcaires) 337, 339, 340, 341, 354.
 ANGAR 320, 375.
 ANKOBET 26, 28, 40, 43, 141-144, 157, 158, 164, 167.
 ANIABO (Calcaires) 23, 31, 36, 64, 65, 69, 77, 84, 85, 87,
 114-116, 121, 124, 156, 173, 176-178, 180, 181, 186, 187,
 200, 201, 207, 222, 225, 254, 256, 270, 302, 305, 311,
 312, 314, 330, 333-341, 343-345, 349, 354-356, 363, 365.
 ARABIE 19, 34, 238, 283, 294, 295, 301, 303, 313, 322, 324,
 325, 328, 329, 330, 332, 337-341, 347, 351, 352, 354.
 ARIRTU 40, 105, 106, 119, 372, 374, 375.
 ASHA AFARI 19, 36, 169, 170, 190, 221, 224, 225, 259, 362.
 ASHANGHI (Groupe) 28, 30, 358, 359, 364, 366, 368, 369.
 ASMAR 291, 363.
 ATLADU (Formation) 356.
 AWASH 13, 19, 24, 29, 34, 37, 40, 41, 105, 106, 141-143, 145,
 151, 152, 157, 158, 168, 169, 326, 361, 372, 373, 374-376.
 BALCHI 142, 151-157, 159, 168.
 BALCHI (Rhyolites) 362, 367-369.
 BANOUA (Série) 315, 330-332.
 BANESSA 26, 142, 143, 159, 160, 164.
 BICHOFTU (= DEBRE ZEIT) 30, 40, 141, 142, 167, 372-374.
 BICHOFTU (Basaltes) 362, 368, 369.
 BIKEN (Formation) 337.
 BOLLE (= BOLE) 77-80, 82, 87.
 BONGA 40, 125, 126, 134.
 BRAVA (Formation) 337.
 BULBULA 126, 133, 140, 277.
 BUR ACABA 316, 324, 327, 328, 330, 332, 354.
 CARSA 84, 170, 194, 196, 199-204, 206, 208, 219, 226, 254,
 274, 310.
 CASAM 29, 141-144, 150-153, 167, 362, 372, 373, 375.
 CHADONGA 40, 41, 70-76, 122, 305, 312, 360.
 CHURCHER 17, 18, 26, 34, 35, 169-203, 223-226, 236, 239-245,
 249, 252, 253, 255, 258, 260, 264, 265, 267, 268, 270, 271,
 282, 284, 287, 288, 292, 304, 305, 310, 312, 314, 327, 328,
 335, 336, 345, 351, 352, 354, 357, 362.
 CHOKKE 32, 40, 41, 70, 73, 76, 123.
 CIAI 331.
 DARISSA 105-107, 110-113, 115, 119, 120.
 DARGANI (Shales) 337, 340.
 DANAKIL (Horst, Alpes) 15, 24, 289, 305, 309, 310, 316, 318,
 327, 328, 330, 332, 335, 340, 344, 349, 351, 364.
 DAWA (Calcaires) 294, 337, 339, 341, 347, 354.
 DEBRE BEMHAN 19, 26, 40, 141-143, 159, 169, 181, 367, 372,
 375.
 DEBRE LIBANOS 32, 40, 41, 68, 88-96, 101-103, 122, 159, 221,
 274, 276, 278, 345, 361, 365.
 DEBRE MARCOS 16, 19, 31, 32, 40, 43, 44, 70-73, 76, 145, 331,
 372.
 DEBRE SINA 19, 40, 141, 142, 143, 160, 161-168, 276, 361, 362.
 DEBER 169-171, 173, 174, 190, 294, 362.
 DEBEN 10, 41, 60, 372, 376.
 DEBEH 30, 40, 143, 145, 151, 160, 165, 302, 361, 366, 369.
 DEGAR 326, 328, 337, 338, 347.
 DIRIGIA (Formation) 326, 336, 356.
 DIRESSA 40, 126, 132, 135, 139, 140, 312.
 DUMA 173, 174, 176, 181-187, 222.
 DUNE DAWA 26, 30, 33, 34-36, 169, 170, 187, 191, 197, 204,
 209-214, 219, 236, 311, 335, 346.
 DJIBOUTI 19, 24, 34, 219, 337, 338, 346.
 DOKTU 77-79.
 DUBBA (Grès) 294, 317, 328, 354.
 DWYKA (Série) 295, 296, 298.
 ECCA (Série) 295.
 EDAGA ARDI (Tillite) 286, 289-292, 294, 297, 299, 303, 304,
 308, 309, 353, 355.
 EGYPT 34, 192, 293, 295, 302, 303, 315.
 ENDEBER 126, 136, 362.
 ENTICHO 286, 289-292, 294, 297, 300, 304, 308, 309, 353, 355.
 ENTOTO 41, 142-150, 155, 159, 362.
 ERYTHREE 23-27, 37, 38, 284, 289, 291, 304, 307, 308, 314,
 324, 363.
 ERYTHREE (Grès) 115, 307-309.
 FICHE 40, 88, 95, 97-102, 122, 345, 361, 372, 374.
 FILTU (Formation) 346, 351, 354, 356.
 FINCHOA 283, 287.
 FINGIAR 40, 41, 111, 312, 372, 375.
 FOULAMDIRA (=FIAMDIRO) 206, 207, 209, 336.
 FURSA (Basaltes) 362, 364, 368, 369.
 GABREDAIRE (= GADRA HARRE, Calcaires) 310, 311, 312, 326,
 337, 356.
 GALETTI 170, 185, 191, 224.
 GANALE (DORIA) (Formation) 326, 336, 339, 341, 346, 354, 356.
 GARA MULATA 169, 171, 172, 187, 190, 194, 197, 199, 224, 345,
 346, 362, 363.
 GAWAN (Calcaires) 337, 347.
 GEDAMLF (Grès) 315, 348.
 GHIBIE (voir aussi OMO) 29, 40, 125-140, 374.
 GIAMMA 40, 41, 43, 47, 372, 374, 376.
 GIREN 126, 130, 134, 136.
 GIUBA 15, 315, 328, 330, 332, 339, 341, 354.
 GOGEB 125, 126, 132, 135, 139, 140.
 GOGGIAM 42, 43.
 GORA TSION 40-44, 46, 47, 67, 144, 372.
 GONDWANA 296, 319, 321.
 GORFU 40, 41, 80, 81, 123, 142, 146, 150.
 GRAUA (Strates) 187, 188, 345, 346, 354.
 GUDER 29, 32, 40, 41, 44, 104, 105-120, 127, 138, 274, 285,
 287, 330, 345, 361, 372, 374-376.
 GURAGHE 40, 125-127, 136, 138, 139, 140, 372-375.
 HADRAMAOUT 19, 294, 326, 328, 337-340, 347, 354.
 HAKIM 206, 336.
 HAMANLEI (Série) 304, 310-312, 330, 331, 336, 337, 339-341,
 354, 356.
 HANMAMAT (Série) 293.
 HARAR (Province, Plateau) 12, 13, 15, 16, 18, 24, 25, 27, 31,
 33, 35, 37, 38, 84, 169, 173, 190, 191, 194, 199, 208, 212,
 218, 219, 223, 288, 300, 309, 310, 318, 324, 326-328, 330,
 333, 335, 337, 341, 343, 345, 349, 355, 357, 359, 360, 362-
 365, 369.
 HARAR (Ville) 19, 32, 34, 35, 169, 170, 187, 190, 191, 199,
 204-209, 212, 219, 274, 282, 303, 305, 310, 311, 336, 340,
 345-347, 363.
 HUNA 84, 170, 176, 191, 192, 194, 197, 221, 222, 224, 258,
 259, 274, 278, 346, 362.
 HOGGAR 299, 319.
 IGIMBRITES POST-TRAPPENNES 136, 144, 150, 155, 159, 160,
 161, 167, 168, 276, 355, 368.
 INDA AD (Série) 293.
 JESOMMA (Formation) 346, 356.
 JIJIGA 35.
 JIMBA 19, 26, 28, 29, 31, 40, 125, 126, 130-132, 134, 137,
 140, 223, 278, 362, 367.
 KARROO 284, 294, 303.
 KASSE 42, 46, 65.
 KENYA 15, 19, 26, 30, 292, 294, 295, 302, 303, 311, 317, 320,
 324, 327, 328, 332, 337, 339, 341, 347, 354, 364.
 KHOLAN (Série) 294, 303, 306, 314, 318, 325, 326, 328, 330,
 332, 354.
 KUTFE (Calcaires) 294.
 KULLO 174-176, 181, 185, 222.
 KOLAFI (Canches) 292, 300, 304.
 KULLEI 36, 84, 153, 170, 191, 196-199, 221, 227, 274, 345,
 346, 362, 369.
 KUNI 170-172, 185.
 KUYI 77, 78, 87.

LAGA DADI 147, 148, 150.
 LAGOGHIA (=LIPPA rivière) 77-79, 84, 85, 335.
 LANGHI 193, 200.
 LERIMTI 292, 312, 325, 375.
 LIBYE 302.
 LIBYR (Série) 317.
 LIER (Série) 315, 326, 327, 330, 332, 354.
 LUKUGA 295.

 MADAGASCAR 303, 321.
 MAGDALA (Groupe) 28, 30, 160, 358, 359, 364, 365, 368.
 MAIN GYEMH 336, 356.
 MANDRA (Série) 326, 347, 354.
 MANSA GUDA (Grès) 294, 307, 311, 317, 326-328, 330, 332, 354.
 MARHAN (Grès) 347.
 MARPAT (Formation) 315.
 MATHIOS (Formation) 291, 353.
 MEGHNEZ 40, 141, 142, 144, 151, 155, 368, 369, 372, 374.
 MEKILE (=MACALLE) 289, 290, 307-309, 313, 318, 324, 325, 333, 334, 343, 344, 350, 363.
 MER ROUGE 13, 17, 19, 25, 29, 30, 34, 36, 38, 291, 294, 303, 310, 316, 318, 322, 325, 337, 355, 358, 360, 364.
 MIESO 36, 170, 219, 221.
 MINJUR (Grès) 306, 315, 325, 328, 354.
 MOLALE 40, 142-144, 159, 164, 167, 276, 362, 368, 369.
 MUGHER 32, 40, 41, 44, 47, 65, 77-88, 101, 114, 122, 144, 159, 274, 335, 344-346, 349, 360, 369, 372, 374.
 MULU FANM 78, 80.
 MUSH 26, 32, 40, 142, 143, 159, 160-164, 276, 362.
 MUSTAHIL (Calcaires) 338, 346, 351, 354, 355.

 NAFA 291, 304.
 NANA (Formation) 293.
 NAZARETH 31, 40, 141-143, 152, 167.
 NIL BLEU 13, 15, 17, 19, 26-28, 30-34, 36, 37, 40-43, 52, 69, 77, 105, 115, 119, 121, 123, 132, 141, 143, 159, 164, 239-245, 252, 256, 262-264, 266, 267, 270, 271, 283-285, 287, 292, 298, 300, 304, 305, 318, 320, 321, 323-325, 327, 330-373, 325, 339, 340, 341, 344, 345, 349, 250, 354-356, 359, 360-362, 366, 371-376.
 NUBIE (Grès) 314, 315, 346-348, 351, 354.

 OGADEN 15, 26, 27, 35, 37, 38, 169, 212, 292, 293, 297, 300, 302-307, 310-312, 318, 324, 325, 328, 329, 330-332, 336, 340, 341, 343, 345, 346, 349, 350-352, 354-356.
 OCEAN INDUEN 15, 315, 316, 318, 337, 338, 347.
 OMO (cf aussi GHIBIE) 19, 29, 34, 38, 40, 41, 125-140, 328, 330, 339, 341, 362, 367, 374.
 OUGANDA 294, 295.
 OGRISO 170, 208, 219-221, 362.

 PLATEAU ETHIOPIEN 12, 13, 15, 18, 23, 25, 27, 29, 31, 41, 43, 68, 118, 123, 125, 141, 143, 155, 203, 223, 310, 316, 318, 343, 357, 359, 362, 363, 365, 366, 371-376.
 PONT DES PORTUGAIS 90, 91, 93.
 PONT DU NIL 41, 43-69, 74, 122, 246, 249, 252, 253, 255, 256, 268, 273-275, 285, 287, 305, 312, 314, 330, 335, 345, 360, 361.
 PONT SUR L'OMO 129-132, 136, 138, 277, 362.
 PRE-ADIGAT (Faciès) 51-53, 56, 69, 74, 75, 121, 124, 173, 177, 178, 180-182, 222, 223, 239-243, 246, 249, 252, 261-267, 270, 271, 273, 283-304, 305, 312, 313, 353, 356.

 RIFT VALLEY 12, 13, 18, 26, 27, 30, 31, 33, 37, 38, 76, 104, 119, 123, 125, 127, 136-138, 140, 141, 143, 147, 150, 151, 153, 157, 159, 160, 165, 167-169, 171, 193, 191, 200, 221, 226, 238, 318, 320, 321, 326, 356, 359, 360, 363, 367, 371-376.
 ROPOLITE 13, 125, 326, 328, 339, 341, 354, 362.
 RUPI 141, 146, 147, 150, 372, 374.

 SAHARA 295, 296, 303, 314.
 SALALE 40, 98, 101, 104, 361, 367-369, 372, 374.
 SANKALE 105-113, 116-120, 257.
 SA WER (Calcaires) 337, 340, 341, 354.
 SANDARA 142, 146, 150.
 SHIELD GROUP 71, 72, 75, 80, 81, 123, 124, 144, 150, 159, 160, 164, 165, 167, 168, 276, 359, 360-362, 365-368, 374.
 SHINARO (Formation) 291, 304, 353.
 SHOA 16, 24, 26, 28-30, 33, 37, 38, 43, 143, 157, 196, 335, 336, 348.
 SIBULU 77, 78, 83, 87.
 SIDAMO 15, 37, 38.
 SIMEN 13, 299.
 SOCLE 15, 25-27, 31, 35, 44, 74, 75, 114, 115, 121, 124, 135, 169, 171-173, 176, 178-184, 190, 191, 193-200, 203, 206, 208, 211, 222, 223, 226, 283-295, 298-300, 305, 307, 309, 310, 315, 319, 320, 326, 327, 346, 347, 365, 376.
 SOGOTRA 236.
 SODDO 125, 130, 153.
 SONA 169, 171, 174-177, 180-185, 187, 222, 224, 236, 237, 249, 259, 256, 258, 273, 313, 327, 335.

 SOMALIE 19, 24-26, 31, 36, 293, 295, 302, 303, 309, 311, 312, 315, 320-322, 324, 326-330, 332, 337-341, 345-347, 350-352, 354-356, 364.
 SOUMAN 13, 19, 26, 29, 34, 293, 295, 315, 339, 341, 347, 354, 364.
 SUIHITA, 142, 145, 140, 140.
 SUPÉRIEURS (Grès) 65, 66, 77-79, 82, 84, 87, 88, 90, 101, 112-117, 121, 124, 153, 154, 159, 164, 171, 173, 176, 181, 187, 190, 193, 196-199, 203, 211, 221, 222, 225, 236, 237, 238, 240-245, 256, 260-262, 264-266, 268, 270-271, 278, 312, 338, 343-352, 354-356, 362, 365.

 TAIZZ 326, 330, 332, 354.
 TAKAZZE 13, 307-309, 343, 345.
 TALEH (Formation) 356.
 TAMBEN (Groupe) 353.
 TANZANIE 292, 294, 295, 303, 321, 327-329, 337.
 TARI (Grès) 294, 317.
 TAWILAH (Grès) 347, 351, 354.
 TERABIR (Formation) 364, 367-369.
 TIGRE 15, 25, 31, 37, 38, 141, 185, 284, 286, 289, 290, 292, 294, 299, 300, 303, 304, 307-310, 314, 318, 320, 324, 325, 327, 328, 330, 332-336, 338, 340, 343, 344, 349-351, 354, 359, 363, 367, 369.
 TRAPPES (Série) 15, 23, 25, 26, 30, 34, 65-68, 72, 73, 75, 76, 79-82, 87, 88, 92, 96, 101, 102, 104, 114, 115, 118, 120, 123, 124, 133, 135, 137, 144, 150, 153, 155, 159, 160, 164, 168, 171, 173, 176, 181, 190, 193, 196, 197, 200, 219, 221, 222, 225, 275, 286, 343, 345, 349, 355, 358-369, 374, 376.
 TUTE 174, 178, 179, 182-186, 222, 236, 313.

 UAJU (Strates) 172, 176, 179, 182-184, 223, 252, 267, 287, 292, 295, 297, 300, 301, 303, 304, 310, 356.

 WABI SHEBELLE 15, 19, 35, 171, 190, 191, 323, 330, 332, 336, 339, 341, 346, 354.
 WACHACHA (=WOCHACHA) 40, 142, 146, 147, 150, 372, 374, 375.
 WAJID (Grès) 294.
 WALAKA (=WOLAKA) 40, 48, 372, 374, 375.
 WAMBA (=WAMA) 183, 292.
 WANDERER (Formation) 337, 340, 341, 354.
 WARANDAB (Shales) 310-312, 336-338, 340, 356.
 WEDESSA 40, 97-102.
 WELKITE 40, 125-130, 132, 136, 164, 223, 277, 278, 362, 367.
 WENEDEB 142, 159, 164.
 WOLENCHITE 142, 143, 152, 154-156, 167.
 WOLISSO 40, 125-127, 372.
 WOLLEGA 24, 29, 183, 284, 300, 304, 328, 354.
 WONCHI 40, 41, 105, 106, 114, 118, 120, 123, 125-127, 130, 140, 372, 374, 375.
 WONDO 169, 221, 223, 276.
 WGTI 40, 141, 142, 160, 164, 372, 373, 374.

 ZAIRE 295, 298, 301.
 ZEGA WODEM 40, 41, 88-104, 344, 360, 361.
 ZIGUITA 169, 193.
 ZUQUAIA 40, 141, 142, 167, 372, 374.

 YEMEN 19, 26, 34, 238, 294, 295, 301, 303, 305, 306, 318, 325, 326, 328, 330, 332, 337, 339, 341, 347, 350-352, 354, 355, 364.

E R R A T A

Page	3	Ligne 5	: étude
"	3	avant-dernière ligne	: italien
"	4	ligne 6	: dispositions
"	5	" 2	: Nil Bleu
"	6	" 19	: sandstone
"	7	" 14	: moderately
"	8	paragraphe 2.4	: Gastropods
"	51	figure 8	: Coelenterata
"	54	4ème alinéa	: montmorillonite
"	63	1er alinéa	: (il s'y dépose de l'anhydrite) mais elle est en revanche... sous climat chaud.
"	177	italique	: végétation
"	199	tableau XVIII	: (1974)
"	199	par. 21.2	: Kulubi
"	200	" a	: orthose
"	230	5ème alinéa	: bandelette des Φ
"	232	par. b	: Cu K α
"	250	" b italique	: feldspaths
"	251	avant dernière ligne	: après
"	254	2ème par. italique	: aérienne, période
"	260	italique	: catégories
"	265	ligne 3	: diagénétique
"	268	dernière ligne	: E (et non A)
"	306	fig. 70	: J. FRANCHETEAU in G. PAUTOT & X. LE PICHON
"	322	fin 2ème alinéa	: admet
"	335	ligne 4	: chapitre 1
"	353	par. 2.1 italique	: grès
addendum		ligne 2	: J. GIRAULT

186

stylolithique (non stylographe !)

313

lithologique (non lithographique)