Don du C

Jean MALEY ,1970 - Introduction à la géologie des environs de la deuxième cataracte du Nil au Soudan. p.122-157,16 fig.,2 c.h.t., in "Mirgissa I" par Jean VERCOUTTER,Mission Archéologique Française au Soudan,publié par Dir.Gén.Relat.Cult.,Scient.et Techn.,Min.Aff. Etrang.,avec le concours du CNRS,diffusé par la Librairie Orientaliste,Paul Geuthner S.A.,12 Rue Vavin,Paris 6è.

Adresse actuelle de l'auteur: ORSTOM, BP 65 Fort-Lamy TCHAD

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
N° : 32967
Cote : B

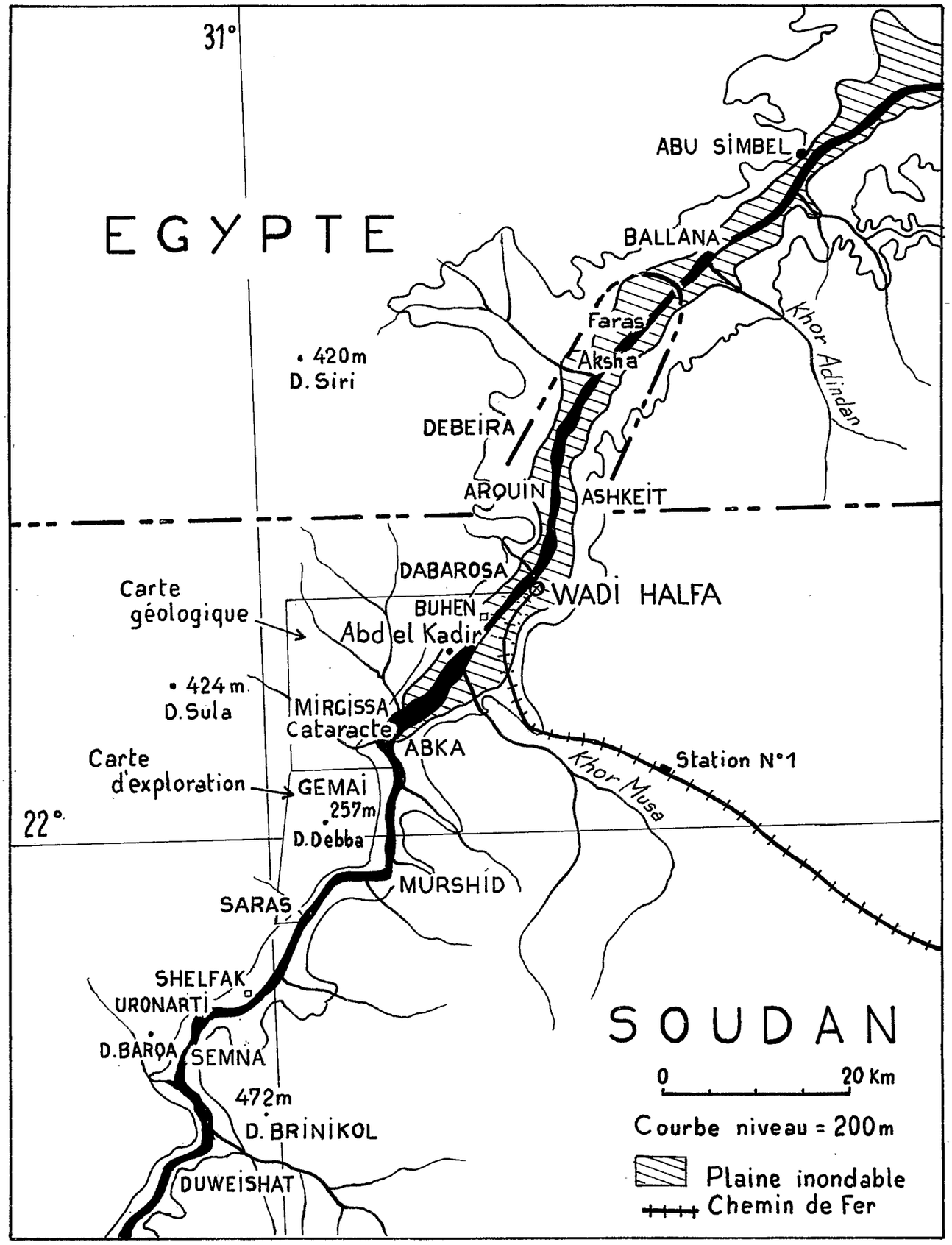

FIG. 1. — Carte de situation. Échelle : environ 1 /600 000, d'après la carte aéronautique mondiale au 1 /1 000 000.

CHAPITRE IV

INTRODUCTION A LA GÉOLOGIE DES ENVIRONS DE LA DEUXIEME CATARACTE DU NIL, AU SOUDAN

par Jean MALEY

C'est au cours de la Mission Archéologique Française au Soudan (Hiver 1964-1965) dirigée par le Pr Jean Vercoutter que j'ai réalisé ce travail qui est une étude d'exploration et qui le restera malheureusement pour longtemps, du fait de l'inondation jusqu'à une cote de 170 mètres environ, d'une grande partie du territoire prospectée par la mise en eau du nouveau barrage d'Assouan. La base de la Mission située au Centre de mon périmètre de recherche était la Forteresse de Mirgissa (« Moyen Empire » Egyptien) située à l'entrée des rapides de la cataracte (fig. 1). J. Vercoutter m'encouragea dans ce travail et me fournit les moyens de le réaliser. J'ai trouvé aussi en France un appui précieux auprès du Pr R. Furon qui me fit bénéficier de sa grande expérience des problèmes africains et dont j'ai beaucoup apprécié et utilisé les critiques constructives. Sur le terrain vers la fin de mon séjour, j'ai travaillé avec un géomorphologue H. Elhaï, et à la suite de nos discussions de nombreux problèmes furent éclaircis. Mlle F. Delany qui connaît ces régions a bien voulu me donner quelques renseignements et conseils. Les Prs H. Faure et P.M. Vincent m'ont conseillé pour la rédaction du texte. Plusieurs chercheurs m'apportèrent une aide appréciable :

— Mlles Pavillon et de Rozen, MM. Brouder et Krilatov du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée (Paris) dirigé par le Pr P. Routhier.

— Mlle Sera et M. Koeniguer du Laboratoire de Paléobotanique (Paris), dirigé par le Pr Boureau.

— Mlle Caillière et Mme Pinet du Laboratoire de Minéralogie du Museum (Paris), dirigé par le Pr Orcel,

— Mme Delaune et M. Parot du Laboratoire de Géologie de l'ORSTOM à Bondy (près de Paris).

La préparation des lames minces a été réalisée au Laboratoire de Géologie (Paris) du Pr P. Bellair. Que toutes ces personnes soient ici remerciées; je suis heureux de pouvoir ainsi les associer à ce travail.

1. Aperçu géologique, Résumé.

Le socle précambrien est constitué par un massif de diorite avec des enclaves d'anciens sédiments tels que des calcaires cristallins et des quartzites. La foliation est verticale à subverticale et l'orientation générale est NE-SW. Postérieurement un batholite de granite porphyroïde s'est mis en place à l'emporte-pièce. Ensuite à l'occasion de cassures parallèles à la direction générale, sont montées des solutions siliceuses qui ont formé des alignements de dykes. Puis sur le socle pénéplané, en discordance, des formations continentales détritiques gréseuses souvent à stratification entrecroisée se sont mises en place; cette formation a été appelée « *grès Nubiens* », son âge est mal précisé faute de fossiles : cependant on peut lui attribuer un âge crétacé.

(*) Les calques des cartes ont été établis par M. Yves Robert et les autres par M. Jean-Yves Quero. Les chiffres en petits caractères dans le texte (ex. : [20]), renvoient à la Bibliographie p. 155-156.

2. Situation et historique.

La 2e Cataracte marque la limite nord d'un vaste affleurement du socle qui s'étend au sud le long du Nil jusqu'à Dongola, à quelque 320 kilomètres. La couverture des *grès Nubiens* se poursuit le long du Nil vers le NE ; on ne retrouve le socle cristallin qu'à 240 kilomètres de Wadi-Halfa, extrémité nord de la 2e Cataracte, vers Kalabsha. Au sud de la 2e Cataracte, quelques témoins de l'ancienne couverture des *grès Nubiens* constituent le sommet de quelques hauts djebels comme le djebel Barqua près de Semna, ou le djebel Brinikol non loin de la cataracte de Dal. Le Nil est tectoniquement contrôlé; en effet pour traverser la Nubie, il a utilisé les cassures du socle. Ce phénomène qui est observable dans le détail sur le terrain, est visible aussi sur des photos aériennes ou sur une carte topographique.

La Haute Nubie, région désertique, a été peu parcourue. S. C. Dunn [20] semble avoir été le premier à donner une description géologique de cette région, en 1911. Il signale notamment la présence de la diorite. J. Ball, antérieurement, en 1903 [8] avait étudié la petite cataracte de Semna située à environ 50 kilomètres au SW de Mirgissa, écrivant en particulier que la barrière rocheuse de la cataracte est un « gneiss rouge et gris », mais en réalité, après étude, il s'agit d'une dolérite avec un pyroxène très altéré. Cette dolérite très résistante se présente en un large sill perpendiculaire au Nil, la roche encaissante plus tendre (« Hornblende Schist » de Ball) a été déblayée par l'érosion.

G. Andrew [2], en 1948, a donné la succession stratigraphique suivante pour la région au nord du 6e parallèle, ce qui correspond en fait à presque tout le Soudan :

— « 6. Soda granites,
— 5. Unfoliated granites, etc,
— 4. Unmetamorphosed graywackes and lavas (predominantly andesitic),
— 3. Plutonic intrusions : ultra-basic rocks, gabbro-norites, granite all more or less foliated,
— 2. Oldest plutonic orthogneiss,
— 1. Regionally metamorphosed para-schists, containing many slightly metamorphosed bedded rocks including lavas. »

F. Delany en 1952 a suggéré une triple subdivision du Précambrien dans le nord du Soudan[16].

— « 3. Sabaloka Series : rhyolites, associated with unfoliated granites bearing sodic pyriboles.
— 2. Odi schists of the Red Sea Hills, Green series of the Butana : micaceous schists and quartzites, limestones, graphite schists, in part altered andesitic lavas.
— 1. Older gneiss and foliated granites. »

Dans leurs grandes lignes, on peut comparer ces successions avec celle de la 2e Cataracte :

— 4. Des dykes de roches siliceuses (*Jaspéroïdes*), comme à Sabaloka.
— 3. Un granite porphyroïde et des filons associés : pegmatite, microgranite. La rhyolite est peut-être liée à cette phase.
— 2. Une diorite avec quelques petits filons de dolérite.
— 1. Des vieux sédiments, principalement des calcaires cristallins et quartzites.

Plusieurs datations par la méthode du *Potassium-Argon* ont été réalisées dans la région d'Assouan[30], en particulier le granite rose et l'aplite associée ont donné un âge de 410 à 470 millions d'années. Il serait donc possible qu'une partie au moins du socle cristallin de la Nubie fût postérieure au Précambrien.

3. Les formations du socle

Je n'ai pas observé dans la région prospectée le raccordement du massif de diorite avec d'autres formations plus anciennes. Ce massif forme un synclinal très pincé, signalé par le pendage de la foliation qui découpe la roche en lits parallèles ; les pendages se répartissent à peu près suivant un éventail, allant

de la verticale à 60° pour la partie du flanc est que j'ai pu parcourir. L'axe de ce synclinal est matérialisé par une faille presque rectiligne que j'appelle la « Faille de Mirgissa » (fig. 2), que j'ai pu suivre sur le terrain sur une distance de 30 kilomètres et que j'ai pu repérer sur des photos aériennes, sur une distance d'au moins 40 kilomètres. On peut expliquer la direction générale NE-SW et le style isoclinal des plissements en envisageant une direction SE-NW des poussées. La faille semble avoir joué antérieurement à la mise en place du granite porphyroïde rose car il traverse la diorite à l'emporte-pièce en subissant cependant un contrôle structural par la direction générale NE-SW de la foliation, et il semble limité à l'ouest par cette faille, tout au moins sur le plateau de Gemai. Les filons liés au granite suivent en grande partie la direction générale NE-SW. Dans le secteur de Mirgissa le granite s'étend à l'ouest de la « Faille de Mirgissa » et il comporte alors de petites enclaves de diorite.

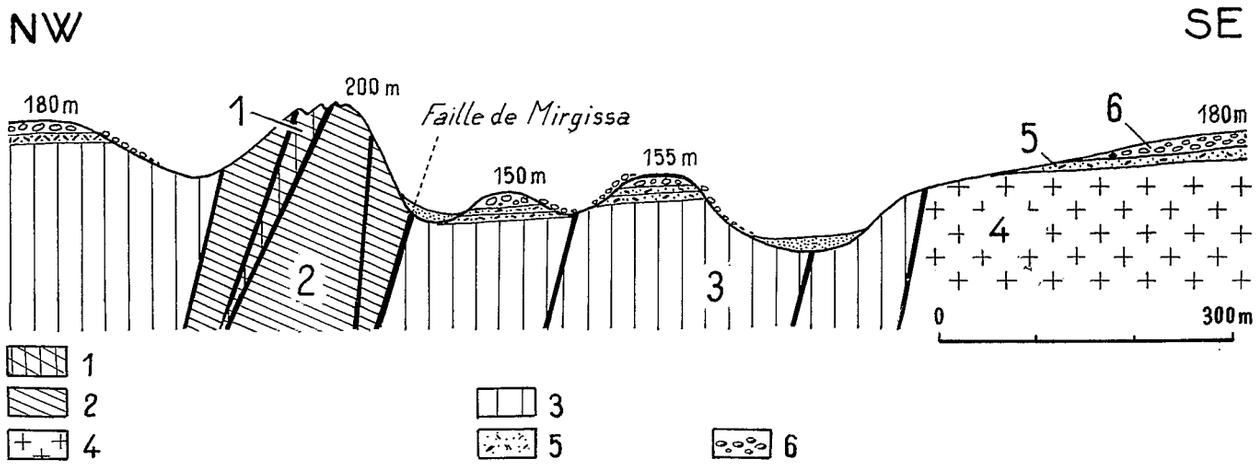

FIG. 2. — Gemai, Coupe perpendiculaire à la faille de Mirgissa montrant les compartiments affaissés à l'est. 1-Écaille de diorite altérée, 2-Jaspéroïde, 3-Diorite, 4-Granite, 5-Grès feldspathique, 6-Conglomérat de base des grès Nubiens.

a) *Les roches cristallines.*

De très grande dureté, la diorite est souvent mise en relief par rapport au granite qui est arénisé en surface. Le réseau des diaclases favorise l'érosion en boule et l'encaissement dans la masse du granite du moindre chenal d'écoulement. Cette mise en relief de la diorite est cependant parfois inversée par la tectonique, comme le granite de la falaise de Mirgissa qui domine la diorite de 30 mètres environ.

Ces roches cristallines présentent souvent une altération hydrothermale. La tectonique cassante les a fracturées ou mylonitisées, favorisant ainsi l'altération des minéraux et provoquant la formation de minéraux de néoformation tels que la séricite, la chlorite, l'épidote, etc...

— *La Diorite*

Sa teinte est vert-noir, due aux grandes plages d'amphibole. Elle se présente sous trois aspects principaux :

— une diorite finement grenue,
— une diorite porphyroïde,
— une diorite à structure doléritique.

Les minéraux principaux sont :

— le plagioclase (Andésine à Oligoclase) qui est l'élément principal,
— l'amphibole (Hornblende verte),
— un peu de quartz.

Les minéraux accessoires sont :
— calcite,
— épidote,
— clinozoïsite,
— apatite, sphène,
— muscovite, biotite, séricite, chlorite,
— grenats nombreux dans quelques échantillons,
— minéraux opaques fréquents (oxyde de fer, rutile, etc).

Il existe quelques petits filons de dolérite, larges de 20 à 50 centimètres, qui recoupent la diorite. Certains échantillons ont tendance à passer au basalte.

— *Le Granite porphyroïde*

La teinte est rose rouge, due au feldspath qui constitue, quantitativement, la majeure partie de la roche. Les minéraux sont :
— Orthose et Microcline,
— Quartz,
— Biotite rare,
— Séricite.

L'altération hydrothermale qui a provoqué la formation de la séricite s'est surtout appliquée sur les cristaux de feldspath de première génération, de petite taille, car les porphyroblastes sont souvent intacts.

Les filons issus du granite sont des pegmatiques graphiques, des granites pegmatitiques, des microgranites.

— *La Rhyolite*

Elle se présente sous forme d'un filon interrompu par une faille, au nord de Mirgissa. Le filon recoupe le granite et il est large de 3 à 4 mètres. La couleur est grisâtre, le ciment est recristallisé en petits cristaux de quartz et de feldspath. La roche a subi aussi une forte altération hydrothermale.

— *Les Roches très altérées*

L'altération hydrothermale jointe à la mylonitisation a provoqué la formation de roches « pourries » très friables caractérisées par leur couleur, ce qui semble indiquer la roche originelle; dans le granite rouge, cette roche est rougeâtre, tandis que dans la diorite elle est verdâtre. Les minéraux principaux de la roche verdâtre sont :
— Séricite,
— Chlorite,
— Calcite,
— Fantômes de plagioclases.

Cette roche est parfois accompagnée d'une minéralisation sulfurée de pyrite et de galène (fig. 2).

Les minéraux de la roche rougeâtre sont les mêmes, avec en plus :
— Sidérose,
— Limonite.

Je n'y ai pas observé de minéralisations.

— *Les Roches à structure mylonitique*

Ces roches existent dans la zone proche de la faille de Mirgissa et seulement dans le remplissage de fissures plus ou moins larges à aspects filoniens. La largeur de ces filons est très variable ; elle va de 2 centimètres à 5 mètres. Je ne les ai observées que dans le granite. La roche est un granite broyé, constituée

presque uniquement de quartz de toute taille, enchevêtrés, parfois automorphes, de rares fragments de feldspath, quelques-uns de biotite et séricite, de la calcite et de la limonite opaque en grande quantité parfois. Il y a des traces de pyrite.

— *Les Roches sédimentaires*

Ces roches se présentent sous forme d'enclaves dans la diorite et lui sont donc antérieures. Leur présence a provoqué des hétérogénéités dans le socle qui ont servi de guide à la tectonique cisaillante postérieure (fig. 3-4).

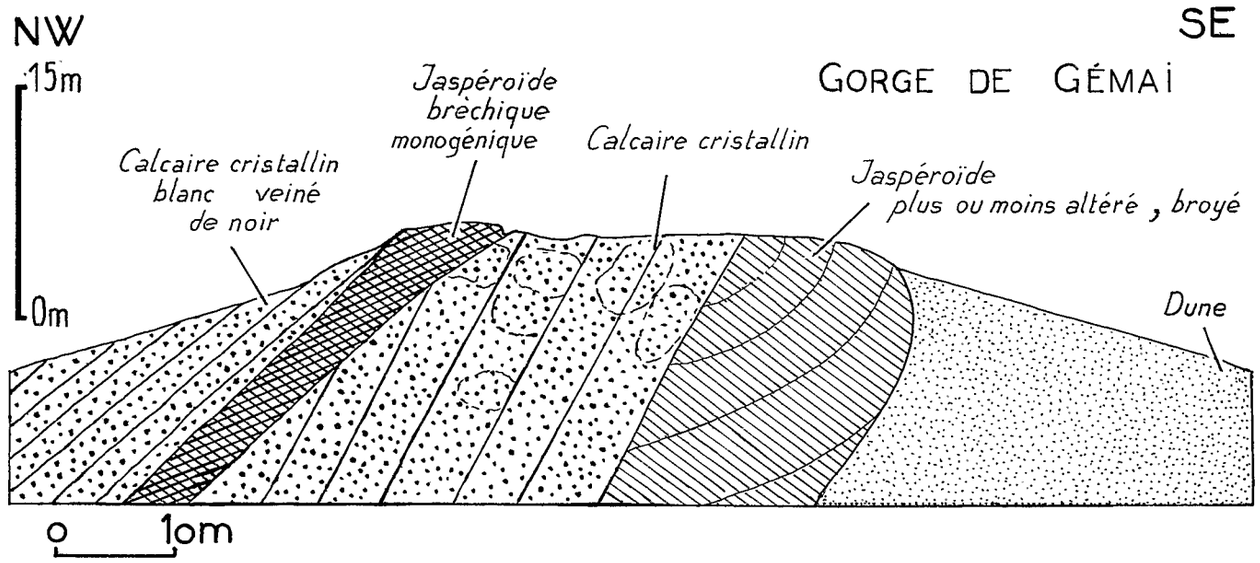

FIG. 3. — Coupe perpendiculaire à la faille de Mirgissa montrant les rejeux. Enclave dans la diorite de roches précambriennes en voie de silicification par le jaspéroïde. La faille de Mirgissa est cachée par la dune : le plissement et le broyage du jaspéroïde sont dus aux rejeux de la faille et aux mouvements horizontaux du Socle.

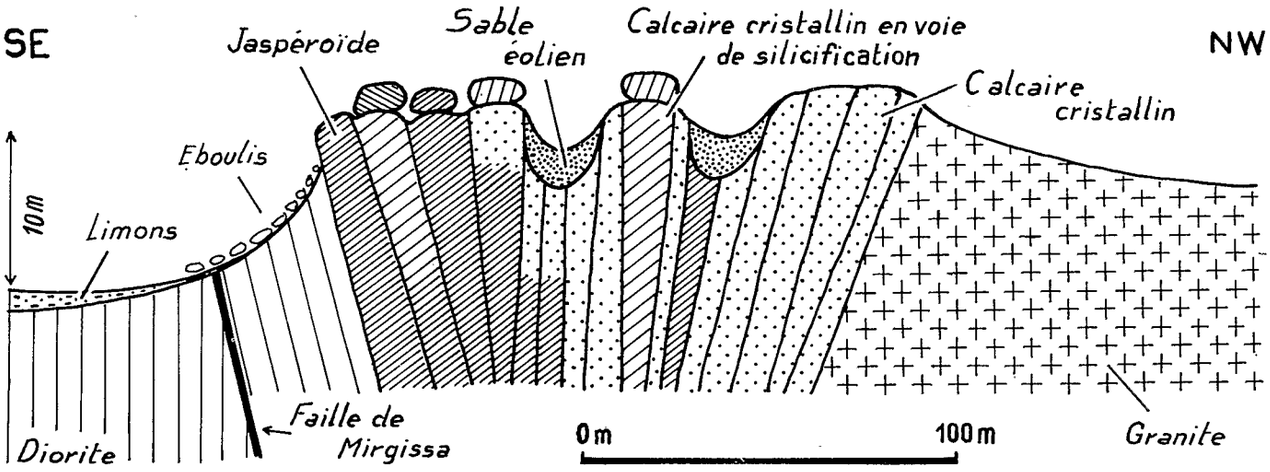

FIG. 4. — Coupe perpendiculaire à la faille de Mirgissa montrant une enclave de calcaire cristallin précambrien au contact de la diorite et du granite. Le calcaire cristallin est en voie de silicification par le jaspéroïde. Sud du Cimetière de la civilisation de Kerma (M. III, fig. 4, Hors-texte) (coordonnées : 903,5-634).

Les roches principales, par ordre d'importance sont :

— Calcaire cristallin,
— Quartzite,
— Grès feldspathique,
— Schiste,
— Itabirite.

Je décrirai seulement l'Itabirite, à cause de sa valeur économique. L'Itabirite est un minerai de fer d'origine sédimentaire, formé par la répétition de lits de fragments ferrugineux opaques (1) et de lits de grains de quartz anguleux enchevêtrés en puzzle ; l'épaisseur des lits est variable mais est comprise entre 5 et 10 millimètres. Le gisement est un djebel isolé au SW du djebel Debba (altitude 257 m) qui se remarque dans le paysage par sa couleur noirâtre ; il est représenté par un point non coté sur la carte anglaise au 1 /250 000e, datée de 1942. Ce djebel est long de 100 mètres et large de 50 mètres environ, les couches sont subverticales et accolées vers le SW à des couches de calcaire cristallin bleuté; le tout se présente comme une enclave dans la diorite avec des petits pointements granitiques. Les auteurs Égyptiens (in [44]) ont décrit des minerais semblables dans le Désert Est, au sud de Quseir, sous le nom de « Minerai de fer de type Lac Supérieur-USA ».

b) *Le Métamorphisme*

Les roches métamorphiques ont une faible extension.

a) *La Tactite rubanée.* Cette roche provient du métamorphisme du calcaire cristallin. Ce métamorphisme ne semble pas dû à la mise en place de la diorite ou du granite, car ces roches n'existent qu'au contact des dykes de *jaspéroïdes* que je décris plus loin. Il semble qu'elle soit liée à des solutions siliceuses hydrothermales. A ce sujet P. Routhier [43] dit que « les épontes sont fréquemment altérées par les solutions minéralisantes. C'est là une forme de métamorphisme de contact qui peut, comme tout métamorphisme, comporter une part plus ou moins grande de modifications chimiques (métasomatose) ».

Cette tactite rubanée est composée de lits de 1 centimètre en moyenne, se répétant rythmiquement.

— lits de chlorite en grande quantité, dans une matrice de quartz,
— lits d'épidote,
— lits de grenatite composée de nombreux petits grenats,
— il y a aussi des plages de muscovite, un peu de rutile, de l'oxyde de fer et recoupant le tout de petits filonnets de calcite.

b) *La Serpentine.* On la trouve à Mourshid Ouest; elle encadre les dykes de *jaspéroïdes* et elle semble bien due aussi à l'action des solutions siliceuses qui sont montées dans le massif de diorite à la faveur de fractures formées à l'emplacement des couches sédimentaires, du calcaire cristallin en particulier car on y retrouve de petites enclaves mal « digérées » de carbonates. Par ailleurs ces calcaires se sont révélés très riches en dolomie ; on peut penser que, expulsée par l'arrivée de la silice, elle ait joué un rôle dans la serpentinisation de la diorite. Ceci n'est pas prouvé car la migration des carbonates dans la diorite peut former simplement des filons de calcite comme j'en ai observé au sud de Mirgissa, épais de 2 à 3 centimètres. On peut remarquer qu'il se produit alors une épuration chimique; seul le calcium se retrouve sous forme de carbonate.

(1) Il s'agit essentiellement de gœthite (hydroxyde de fer) : analyse de Mlle Caillère.

5. Le Complexe siliceux

Cette formation siliceuse est très originale et dans l'état actuel de nos connaissances elle semble s'étendre au Désert Libyque jusqu'au Gilf Kébir et particulièrement le long du Nil entre la 6e et la 2e Cataracte. Les problèmes de sa genèse et de son âge sont complexes.

Cette roche siliceuse appelée par les auteurs « *brown chert* » ou « *felsite* » et que j'appellerai « *jaspéroïde* » est typiquement constituée de petits grains de quartz fortement engrenés et souvent à extinction roulante. La couleur généralement brune à rougeâtre est due à la présence diffuse d'hématite et de goethite en faible quantité dans une *mésostase* amorphe, vitreuse ou cryptocristalline avec de la *calcédoine*. Ces hydroxydes de fer ont été détectés aux Rayons X ainsi que de la kaolinite et des traces de montmorillonite (2).

A Mirgissa cette roche se présente sur le terrain sous forme de dykes plus ou moins larges, de quelques mètres à plus de 100 mètres, et sur des distances très grandes, plus de 15 kilomètres. Ces dykes sont dans le socle précambrien à l'emplacement de fractures ou de failles qui correspondent souvent à des bandes de roches sédimentaires comme le calcaire cristallin ou le quartzite, enclavées dans les roches cristallines du socle, ici principalement de la diorite (fig. 3-4). La roche siliceuse des dykes se présente soit comme envahissant plus ou moins les vieilles roches sédimentaires, à la limite se substituant complètement sans trace d'une roche préexistante, soit par remplissage de fractures (fig. 5).

L'étude d'un échantillon de Mourshid Ouest avec des enclaves de carbonate est intéressante pour étudier les étapes de la silicification. On observe des amas plus ou moins réguliers de grands cristaux de quartz automorphe dont les pointes sont tournées vers l'extérieur et dont la base baigne dans une zone vaguement litée et ondulée, formée de quartz coloré par de l'hydroxyde de fer diffus ; cette zone présente l'aspect typique du *jaspéroïde*. Au centre de ces amas se trouvent :

— une matrice faite de nombreux petits cristaux de quartz à extinction roulante,

— des plages plus ou moins isotropes constituées par une solution siliceuse cryptocristalline,

— des fragments de carbonates.

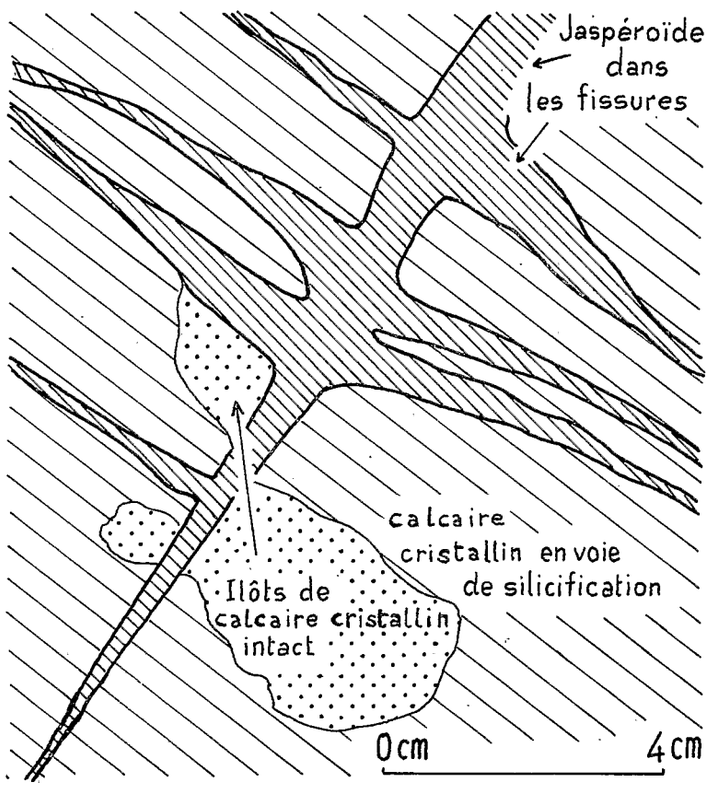

Fig. 5. — Détail du calcaire cristallin en voie de silicification par le jaspéroïde. Sud du cimetière de la civilisation de Kerma (coordonnées : 903,5-634).

Cet échantillon présente le dernier stade de la « digestion » des carbonates, mais à d'autres endroits on observe le calcaire cristallin très fracturé et pénétré, comme imbibé par cette silice colorée. Ce fait est particulièrement net près d'un cimetière de la civilisation de Kerma — M. III (903,5-634) (3) (fig. 4-5).

(2) Analyses de Mlle de Rozen.
(3) Coordonnées de la carte.

Au Djebel Debba (257 m) au sud, surplombant le plateau de Gémai, les blocs de calcaire cristallin anguleux et de toute taille, se présentent dans la roche siliceuse foncée comme des éléments anguleux d'une brèche. Même à l'échelle microscopique on observe les fractures du calcaire cristallin pénétrées par cette solution siliceuse brune.

Ces observations montrent bien qu'on est en présence d'une silicification d'origine profonde et liée à des montées hydrothermales. C'est pourquoi il me semble que le mot « *chert* » (*brown chert*) ne soit pas adéquat car, tout au moins en français, il désigne une roche sédimentaire ([2-31]). Les venues hydrothermales ont pu se charger en silice au contact des roches du socle. Les conditions physiques de température et de pression, entre autres ont provoqué dans certains cas le métamorphisme des roches encaissantes (cf. la *tactite*). R. Routhier[43] signale que « de tels filons provoquent la néoformation de calcite, séricite, quartz blanc, épidote et chlorite et on retrouve en effet fréquemment ces minéraux dans les roches encaissantes»; et de fait ces minéraux sont présents. J'ai observé aussi la formation de *Serpentine* au contact de ces dykes, à Mourshid Ouest, à partir de la diorite et favorisée en particulier, semble-t-il, par la dolomie présente en assez grande quantité dans les carbonates préexistants. D'autre part P. Routhier note que les roches formées par une telle silicification sont nommées « jaspéroïdes et jaspillites quand elles sont rubanées mais ce dernier terme devrait être prohibé car il s'applique aussi à des roches sédimentaires rubanées (cf. les jaspillites ferrifères des vieux boucliers) », c'est pourquoi je propose qu'à la place de « *brown chert* » et « *felsite* » qui n'est pas non plus adéquat, comme je l'explique plus loin, on utilise en suivant P. Routhier, le terme de *jaspéroïde.*

a) *Les faciès du Jaspéroïde*

1° Les variations sont liées tout d'abord à l'évolution de la silice qui se présente sous différents aspects :

— soit de la silice cryptocristalline, la *calcédoine,* dont la variété colorée en rouge orange est la *cornaline.*

— soit de la silice cristallisée en petits grains de quartz engrenés les uns dans les autres, qui est le faciès le plus fréquent,

— soit rarement des amas de quartz pyramidé.

Il y a des échantillons qui montrent le passage d'un faciès à un autre par zonation.

2° Les variations sont liées aussi à la couleur qui va du rouge au brun ou même bleuté. C'est le mode de coloration qui donne son caractère original au *jaspéroïde,* car sans cette couleur diffuse, la roche ne serait que du quartz ou de la *calcédoine.* La coloration dépend de la concentration des hydroxydes de fer qui se présentent au microscope sous forme de très petites particules brunes, rouges, etc., surimposées sur le fond siliceux. Le rôle joué par les minéraux détectés aux Rayons X, kaolinite et montmorillonite est inconnu. J'ai observé parfois sur le terrain des zones blanches non colorées, qui sont alors du quartz. Le passage d'une plage colorée à une non colorée est généralement très brusque à l'échelle microscopique. J'ai aussi observé de vrais filons de quartz compact dans la masse des *jaspéroïdes.*

b) *Homogénéité du jaspéroïde*

Le *jaspéroïde* a un aspect silexoïde par le fait qu'il n'est pas cristallisé en grandes masses mais le plus souvent en nombreux petits grains de quartz anguleux engrenés les uns dans les autres. En effet sa cassure est conchoïdale et il a fourni aux hommes préhistoriques un assez bon matériel de taille. Parfois il présente des zones vaguement litées par des différences de coloration ou bien par des lits formés de petits fragments d'autobréchiation. La roche présente des faciès d'écoulement pâteux et cela a déjà été observé par F. Delany[16-17] à la 6e Cataracte de Sabaloka, ce qui pourrait donner au *jaspéroïde* un aspect de roche

volcanique. J'ai observé aussi d'importantes brèches monogéniques dans deux filons de 2 ou 3 mètres d'épaisseur, isolées l'un de l'autre et formés de blocs anguleux allant du fragment de la taille d'un gravier jusqu'au bloc de 20 × 20 × 20 centimètres. Cette brèche est un peu caverneuse et le ciment est un *jaspéroïde* typique brun (fig. 3).

La 6e Cataracte de Sabaloka est située à environ 100 kilomètres au nord de Khartoum. F. Delany y a décrit des roches très semblables et dont le mode de gisement filonien est très comparable. Cet auteur m'a confirmé cette identité en voyant plusieurs de mes échantillons. Il appelle cette roche une *felsite* et donne les descriptions suivantes : « De nombreux dykes de felsite associés aux rhyolites traversent le substratum de gneiss. Quelques dykes qui affleurent sur de longues distances peuvent indiquer des zones faillées. Les *felsites* montrent souvent des faciès d'écoulement (flow-banding, flow-structures) ou d'autobréchiation et elles peuvent être comparées au quartz à un tel degré qu'une distinction entre les dykes de quartz et de felsite devient difficile »[17]. Dans un autre article, l'auteur donne les précisions suivantes : « Après les intrusions rhyolithiques, à Sabaloka, il y a de nombreuses veines de *felsite* formant généralement des crêtes nord-sud distinctes. Les *felsites* montrent souvent des structures d'écoulement et peuvent contenir des phénocristaux de quartz. Cependant quelques dykes à grain plus fin passent imperceptiblement à des veines de quartz »[16]. Je ne pense pas que le terme « *felsite* » soit adéquat, car, par exemple, J. Challinor[12] en donne la définition suivante : « Roche ignée à grains très fins, formée principalement de quartz et de feldspath », or cette roche ne contient jamais de feldspath.

K. S. Sandford[46c] semble avoir trouvé des roches semblables aux *jaspéroïdes* dans l'ouest du Soudan. Dans le secteur du Wadi Howa, au djebel Barakow, il signale « un ancien tuf volcanique et de la rhyolite avec du quartzite saccharoïde brun certainement d'origine sédimentaire » (4). Plus loin il décrit « un filon de rhyolite quartzite qui forme une crête et une falaise. Des fragments de quartzite saccharoïde se trouvent au pied ». Il donne les explications suivantes :

— « des percolations de solutions minérales et des eaux thermales ont traversé les Grès Nubiens »;

— « du verre dévitrifié a pénétré dans les Grès Nubiens », la roche en résultant est décrite comme un « tuf de quartz ».

De ces descriptions, il me semble que ces roches peuvent être rapprochées des différents faciès du *jaspéroïde*. Une origine hydrothermale semble ressortir aussi de ses explications.

D'autre part, d'après les descriptions très précises données par K. S. Sandford[46a–b–c] et par S. I. Tomkeieff et R. F. Peel[53], il semble bien que le *jaspéroïde* ait été trouvé associé aux « Clayton's Craters ». Ces cratères qui ont un diamètre de l'ordre du kilomètre en moyenne se trouvent dans l'angle Sud-Ouest de l'Égypte entre le Gilf Kébir et le Djebel Ouweinat. Après leur découverte en 1932 par P. A. Clayton, on pensait qu'il pouvait s'agir de cratères météoriques mais ensuite il devint évident qu'il s'agissait de cratères d'explosion dont les parois sont formées par des grès Nubiens redressés. Dans la plupart d'entre eux, en effet, du trachyte fut découvert et parfois associé avec une roche siliceuse brune. K. S. Sandford[46c] écrit à propos d'un culot de trachyte dans les grès : « Le contact du trachyte avec la paroi rocheuse est souligné par une salbande épaisse de 20 centimètres à 1,25 cm que sur le terrain je décrivis [46a] comme le résultat d'une fusion. Le microscope révèle qu'elle consiste en grains de quartz bien arrondis brisés par la chaleur ou l'explosion, avec entre eux une matière isotropique noire, brune et vitreuse ». S. I. Tomkeieff et R. F. Peel[53] écrivent un peu plus tard : « Un bloc de quartzite noire venant du centre du cratère AI montre sous le microscope des grains de quartz entourés par des anneaux de granules de minerai de fer et par des excroissances secondaires de quartz qui sont en parfaite continuité optique avec le quartz des grains. Les excroissances secondaires tendent à développer des formes cristallines partout où elles viennent en contact avec la *mésostase* vitreuse ou de la *calcédoine*. Le verre de la *mésostase* est de couleur brune et montre souvent une extinction roulante ».

(4) Si l'on considère le *jaspéroïde* comme comme une roche sédimentaire, en effet il correspond à un quartzite saccharoïde.

Le *jaspéroïde* de Mirgissa est extrêmement proche de cette roche siliceuse sombre brune, qui serait due aussi à une action hydrothermale ayant accompagné ou suivi le volcanisme. A mon avis, la seule différence provient du fait que les grains de quartz du *jaspéroïde* sont généralement anguleux, mais parfois j'ai rencontré des grains plus ou moins arrondis; la *mésosisase* est identique. Cette différence semble être due à ce que le *jaspéroïde* et la roche siliceuse des « Clayton's Craters » ne sont pas issus des mêmes types de roches. L'action hydrothermale s'est exercée pour le *jaspéroïde* en grande partie sur les roches cristallines du Socle, tandis que dans les « Clayton's Craters » elle s'est exercée sur des *grès Nubiens*. Le fait que le *jaspéroïde* de Mirgissa ne soit pas associé à du trachyte peut signifier que seules les actions hydrothermales s'y sont manifestées (5). Il est certain que de nouvelles études seront nécessaires.

c) *L'âge des Jaspéroïdes*

Il y a deux faits sur lesquels on peut se baser :

— le *jaspéroïde* existait avant le dépôt des *grès Nubiens* car 20 % des galets du conglomérat de base sont en *jaspéroïde* ;

— le *jaspéroïde* a continué à se mettre en place postérieurement au dépôt des *grès Nubiens*, tout au moins au *grès feldspathique* de base qui, au contact des filons de *jaspéroïde* est très altéré ; les plagioclases contiennent beaucoup de séricite et le ciment est microcristallin, coloré fortement en brun par de l'hydroxyde de fer.

Parfois aussi, près des filons de *jaspéroïde* ou de quartz, le *grès feldspathique* n'est pas altéré et ne présente pas cette coloration. En revanche il faut surtout remarquer la présence de nodules de *jaspéroïde* qui ne peuvent être comparés à de vrais galets. Ces nodules ont des tailles qui peuvent dépasser 20 × 20 centimètres en section et ont toutes les formes, souvent anguleuses ou en forme de chou-fleur. Ils contiennent parfois des inclusions de grès et le contact avec celui-ci est parfois diffus, avec une zone de transition, ce qui n'est pas compatible avec un élément détritique. On peut, me semble-t-il, avancer les deux hypothèses suivantes pour expliquer leur présence :

— ces nodules se sont développés dans le grès en s'y substituant, cela étant dû à un apport depuis un filon voisin, avec une action endomorphe?

— le *jaspéroïde* continuait à se former au moment du dépôt des grès feldspathiques et des « paquets » de *jaspéroïde* ont englobé des fragments détritiques puis ont été entraînés dans le *grès feldspathique* en cours de sédimentation?

Sur le flanc ouest de la faille de Mirgissa, non loin de la Gorge de Gemai (899,5-631), dans une *tactite* rubanée où du *jaspéroïde* brun s'est insinué et a « suinté » entre certains feuillets de cette *tactite*, j'ai pu observer, littéralement englobé, un bloc de plusieurs mètres cubes de conglomérat à ciment grossier ayant une couleur très brune. Le rubanement de la *tactite* épouse complètement la forme de ce bloc. On peut penser qu'au moment du rejeu des failles un bloc de conglomérat de base des *grès Nubiens* a été coincé dans la *tactite* déjà formée, puisque ce conglomérat n'est pas métamorphisé sinon qu'il a une couleur plus foncée que sur des affleurements voisins en place. Les forces, lors des rejeux de la faille de Mirgissa postérieurement au dépôt des *grès Nubiens*, ont dû, donc, être très intenses.

(5) Le rapprochement du *jaspéroïde* d'origine filonienne avec la roche siliceuse brune des « Clayton's Craters » pourrait aider à élucider le problème du « *Silica-glass* » du Désert Libyque trouvé au Nord du Gilf-el-Kébir sur une étendue de 130 kilomètres N-S et 53 kilomètres E-W (25° 25'N et 25°30'E). Il ne s'agit pas de tektites (voir V. E. Barnes, p. 39, in « Tektites », édité par J. O'Keefe, 1963, Univ. of Chicago Press). L. J. Spencer[53] et plus récemment A. J. Cohen (1961, The terrestrial origin of Libyan Desert silica-glass, in Physics and Chemistry of Glasses, vol. 2, n° 3, p. 83-86, 1 fig.) pensent que le « *Silica-glass* » proviendrait d'un cratère d'explosion enfoui sous le sable et de même type que les « Clayton's Craters ».

Les brèches monogéniques prouvent aussi une mise en place en plusieurs fois (fig. 3). On peut donc conclure que :

— les *jaspéroïdes* sont postérieurs au socle précambrien puisqu'ils le recoupent toujours,
— une partie des *jaspéroïdes* est antérieure au dépôt des *grès Nubiens*,
— une autre partie est contemporaine de la base des *grès Nubiens*.

Il faut aussi remarquer que les roches siliceuses des « Clayton's Craters », semblables aux jaspéroïdes, sont associées à un volcanisme qui a été situé[53] « probablement au Tertiaire et même au Quaternaire ».

d) *Les filons de quartz*

De nombreuses observations montrent que les filons de *jaspéroïde* et de quartz sont parfois liés. Les filons de quartz les plus fréquents ont entre 1 mètre et 4 ou 5 mètres de large, sur des longueurs de 100 à 200 mètres. J'ai observé près d'Abousir un vaste amas filonien de quartz, de 500 mètres sur 200 mètres environ. Il existe des filons de quartz dans la masse des jaspéroïdes, mais je n'ai pas pu observer la zone de contact car la tectonique y est intense.

Un échantillon prélevé non loin de la zone de contact montre tout d'abord une cristallisation en masse et non en petits grains comme dans le *jaspéroïde*, ensuite une absence de coloration sauf de rares traînées ferrugineuses de l'ordre de quelques microns de large et traversant la masse. L'interprétation est délicate ; trois hypothèses peuvent être avancées :

— ce quartz est au stade de la « pénétration » ; la roche originelle des *jaspéroïdes* serait le quartz filonien, qui serait envahi par des hydroxydes de fer et d'autres minéraux ?
— il s'agirait d'un stade d'« épuration » : le *jaspéroïde* rejetterait les hydroxydes de fer et se cristalliserait en masse ?,
— ces filons de quartz sont des entités indépendantes ?

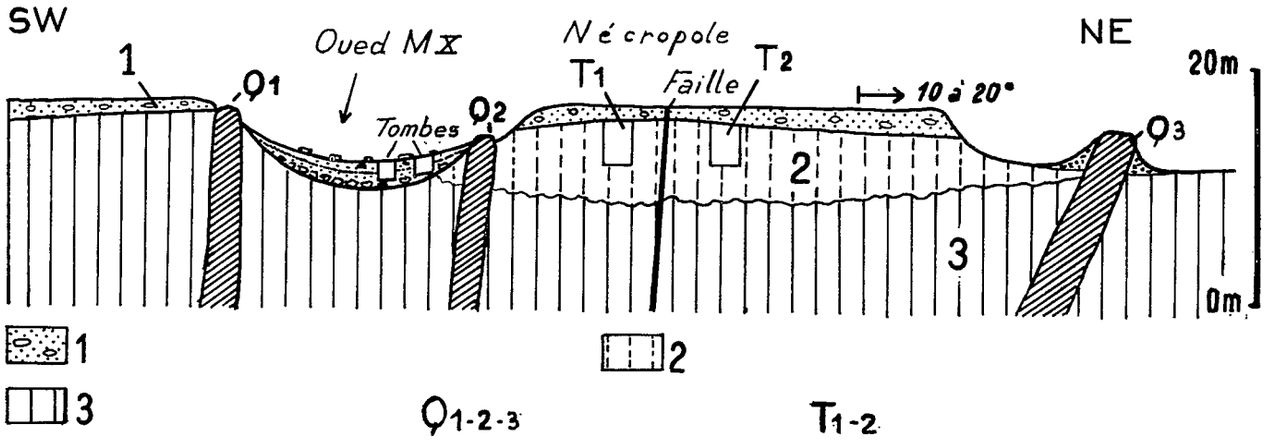

FIG. 6. — Coupe du plateau de la Nécropole égyptienne M. X. et de ses abords (Coordonnées : 903,1-633,1).
1 - Grès feldspathique de base des grès Nubiens, 2 - Diorite très altérée au contact de la faille, 3 - Diorite, QI-2-3-Filons de quartz, TI-2-Chambres sépulcrales.

Par ailleurs j'ai pu observer la faible zone de contact, 10 centimètres maximum, entre un filon de quartz et le *grès feldspathique* lorsqu'un filon recoupe la base des *grès Nubiens* (fig. 6) ; K. S. Sandford[46c], comme je l'ai signalé précédemment, décrit de tels filons recoupant tous les *grès Nubiens*. Au microscope, on voit des îlots de grès non digérés, de la séricite dans les plagioclases ou entourant de petits grains de quartz : ces îlots sont entourés de grandes plages siliceuses cryptocristallines ou amorphes contenant de petits amas ou des géodes de cristaux de quartz automorphe. Il est donc probable qu'une partie des filons de quartz soit liée aux formations cristallines du socle précambrien, les autres accompagnant les *jaspéroïdes* plus récents.

6. Les formations de couverture

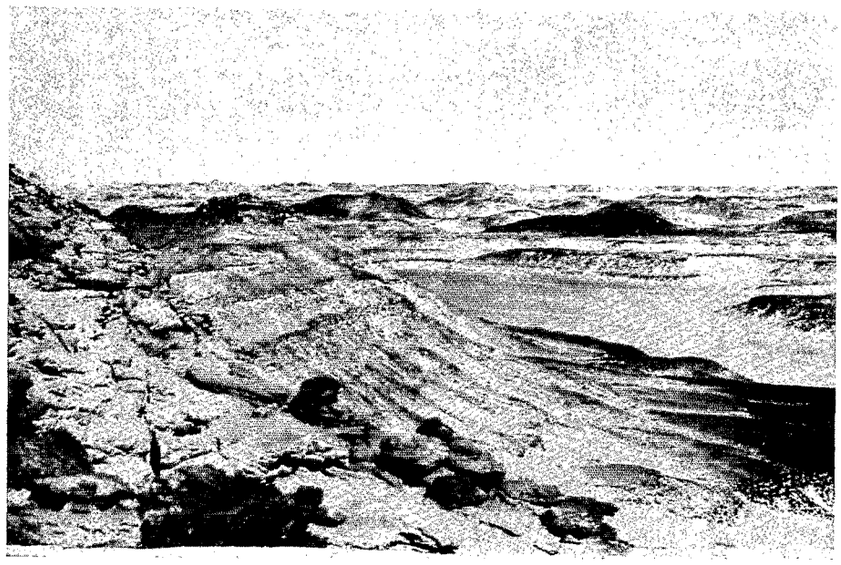

Fig. 6 *bis*. Paysage des grès Nubiens dans la région de Wadi-Halfa. Les niveaux horizontaux plus foncés correspondent aux cuirasses ferrugineuses interstratifiées. (Photo J. Guichard).

Les plus anciennes et les plus importantes en superficie sont des grès continentaux présentant souvent une stratification entrecroisée et interstratifiés avec des niveaux d'argilites et des grès ferrugineux. Ces formations anciennes ont été appelées « *grès Nubiens* ». Il est difficile de les situer stratigraphiquement, car ces faciès argilo-gréseux, très répandus dans l'Afrique au nord de l'Équateur, depuis le cambrien jusqu'à l'époque actuelle, contiennent rarement des fossiles caractéristiques. Certains auteurs, C. Kilian (in [25]) K. S. Sandford[46c], F. Delany[18], etc., font débuter les *grès Nubiens* dès la Paléozoïque, mais d'autres dont R. Said[44], M. I. Attia[7], etc., les situent au Crétacé. La présence de bois silicifiés de *Dadoxylon* est la caractéristique principale de ces grès. A Assouan, M. I. Attia[7] a trouvé, dans le haut de la série, des *Inocerames* datés du Crétacé Supérieur ; ces fossiles marins indiquent que dans cette région on passe insensiblement à des conditions marines. Je pense donc que les *grès Nubiens* de la région de Mirgissa sont d'âge crétacé par analogie avec les grès d'Assouan et par la présence de bois de *Dadoxylon*. Le laboratoire de Paloébotanique du Pr E. Boureau donne la diagnose suivante : « les bois sont de type Araucarien, l'un d'entre eux appartient au genre *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) *sp*. Les bois de type *Araucarien* sont connus depuis le Paléozoïque, ils régressent au Crétacé et disparaissent de l'Hémisphère nord au début du Tertiaire. Ils sont représentés actuellement par une seule famille de l'Hémisphère sud : les *Araucariacées* ».

M. I. Attia[7] a donné la stratigraphie suivante pour la région d'Assouan :

— *Le Groupe inférieur*

La base est caractérisée par des amas de kaolin comblant les irrégularités du socle. Les conglomérats, les lits de galets et les grès feldspathiques sont les traits caractéristiques. Cependant les galets n'existent pas toujours et un conglomérat n'est pas partout présent à la base. Il observe parfois des concrétions ferrugineuses de 1 à 5 centimètres de diamètre. L'épaisseur totale varie entre 40 et 55 mètres.

— *Le Groupe moyen*

Il est surtout caractérisé par des grès ferrugineux et des couches d'oolithes ferrugineuses épaisses de 25 centimètres à 3,5 m. L'épaisseur est d'environ 14 mètres.

— *Le Groupe supérieur*

Il est caractérisé par des quartzites et des grès à stratification entrecroisée. L'épaisseur est d'environ 85 mètres.

Dans la région de la 2e Cataracte, ce sont surtout les groupes inférieur et moyen qui sont représentés. Les *grès Nubiens* reposent sur une ancienne pénéplaine établie sur le socle cristallin. Il est difficile de distinguer si l'altération qui affecte ce socle est pré-*grès Nubiens* ou postérieure à son dégagement, cependant il semble qu'elle soit surtout pré-*grès Nubiens* ; sur des coupes où le grès recouvre le socle, l'altération est beaucoup plus importante que sur une coupe avec le socle recouvert de sédiment subactuel. Mais il faut aussi remarquer qu'une altération postérieure aux *grès Nubiens*, quelque soit son âge, a eu peu de chance d'être conservée, car l'érosion a été telle qu'elle a nettoyé le socle et bien souvent on observe directement la roche saine. L'altération est plus importante aussi sur le granite que sur la diorite. Une analyse aux Rayons X d'une arène granitique sous les *grès Nubiens* donne les minéraux suivants :

— Quartz,
— Kaolinite,
— Rares micas et feldspath potassique.

La surface de la pénéplaine pré-*grès Nubiens* est très accidentée. F. Delany[18] dit à ce propos que le relief montagneux actuel est le reflet de ce paléorelief. M. I. Attia[7] a fait des observations similaires dans la région d'Assouan. Sous la couverture à peu près horizontale et tabulaire des *grès Nubiens*, existe une paléo-dépression suivant dans ses grandes lignes le cours du Nil actuel : la base des *grès Nubiens* à Assouan même à 110 mètres alors qu'à environ 55 kilomètres à l'est elle est à 430 mètres. J'ai pu observer l'amorce d'un fait semblable dans la région de Mirgissa. En effet dans le secteur d'Abousir le pendage des *grès Nubiens* restant à peu près nul, le niveau du socle à 2,5 km à l'ouest d'Abusir est à 160 mètres d'altitude et au pied de la falaise gréseuse du Rocher d'Abousir il est à 120 mètres environ, correspondant au niveau moyen du Nil, soit 40 mètres de dénivellation sur 2,5 km (fig. 12). De plus le niveau du socle du plateau de Gemai, qui se trouve à 9 kilomètres au SW d'Abousir, est à environ 180 mètres soit 60 mètres de dénivellation. Bien que cette dénivellation puisse être due en partie à une tectonique ultérieure, on peut penser que la cataracte actuelle était déjà inscrite sous les *grès Nubiens*. La lithologie apporte une preuve intéressante en faveur de cette paléo-dépression : les 40 ou 50 premiers mètres de la falaise d'Abousir sont constitués de grès et d'argilite sans stratification entrecroisée, sans niveaux ferrugineux, la base ayant un très faible conglomérat, quelques petits galets par place. Il s'agit donc d'un dépôt en eaux calmes comparativement à celui des grès qui surmontent le conglomérat de base un peu plus à l'ouest et qui s'est fait avec des courants violents prouvés par leur stratification entrecroisée. Le début de ce cycle détritique continental débarrassa en premier lieu le socle de sa couverture pédologique et de la zone altérée, les sédiments en résultant allèrent d'abord remplir cette paléo-dépression. Ce n'est que lorsque la roche saine fut atteinte que les galets purent se former et leur épandage commencer. Leur dépôt est marqué par plusieurs faits :

— Tout d'abord K. S. Sandford[46c] fait remarquer que les galets se situent uniquement dans la région du Nil : « Tandis qu'un conglomérat de galets de granite, de gneiss et de quartz est caractéristique de la base des grès Nubiens partout où ils affleurent près du Nil, il est entièrement absent sous cette forme dans la plupart des affleurements à l'ouest lorsqu'on observe le contact avec le complexe de base, quoique parfois présent localement ».

— Les galets buttent vers le nord sur un relief du socle Précambrien situé à 3 ou 4 kilomètres à l'ouest du Rocher d'Abousir.

— Au sud le niveau de base des *grès Nubiens* semble amorcer au niveau de Gemai un relèvement d'ouest en est. Tout d'abord à Gemai Est, sur la rive droite du Nil, où se trouvent des sommets de plus de 200 mètres, aucun témoin de *grès Nubien* n'a été signalé, ce qui tend à prouver que l'altitude de leur dépôt

était supérieure, l'érosion ayant tout balayé. De plus, le *grès feldspathique* est presqu'absent et le conglomérat est moins épais, 3 mètres environ, qu'à l'ouest de la faille de Mirgissa, où il a environ 5 mètres.

Tout ceci semble montrer que le creux maximum était à l'ouest de cette faille. Au niveau de Wadi-Halfa, je n'ai pas d'éléments pour apprécier la remontée du socle, cependant une lithologie semblable à Abousir s'observe sur la falaise tectonique du Djebel Sahaba à environ 8 kilomètres au nord de Wadi-Halfa[29]. Au nord cette paléo-dépression semble se situer à peu près suivant l'axe du Nil actuel ; par contre, en allant vers le sud, elle semble se situer beaucoup plus à l'ouest que le trajet actuel. On arrive à la même conclusion pour le conglomérat de la « *Formation des Plateaux* » datée environ de la fin du Tertiaire (6).

Cela confirmerait donc le glissement vers l'est de l'axe de drainage et le contrôle tectonique du Nil actuel qui, lorsque l'érosion l'amena au contact du socle, eut tendance à suivre les lignes de faille, en contournant ici par l'est le plateau de Gemai.

1) La stratigraphie

a) *Le Groupe Inférieur*

4. Alternance de grès à stratification entrecroisée et d'argilite violacée : 10 mètres.
3. Conglomérat de base : 5 mètres,
2. Grès feldspathique : 3 mètres,
1. Socle altéré,

Cette coupe se situe à 2 kilomètres à l'ouest de la Forteresse. Comparée à Assouan, cette coupe repré. sente la partie supérieure du Groupe Inférieur. A Abousir la paléo-dépression est formée par des couches épaisses de 40 à 50 mètres, dont la lithologie est semblable à la partie inférieure du Groupe Inférieur d'Assouan-

b) *Les Groupes Moyen et Supérieur*

Le Groupe Moyen commence ensuite par les niveaux ferrugineux alternant avec les grès fauves à stratification entrecroisée qui caractérisent toute la suite de la stratigraphie des *grès Nubiens* et sur une épaisseur difficile à chiffrer, surtout, ainsi qu'on peut l'envisager, si le niveau du socle monte doucement comme cela a été observé à Assouan et comme cela s'amorce déjà près du Nil à Mirgissa. J'ai observé cette alternance jusqu'au sommet du djebel Sula qui culmine à 424 mètres et qui est situé à 25 kilomètres à l'ouest du Nil ; j'ai aussi observé des bancs de quartzite, mais je manque d'éléments pour essayer de faire une séparation en groupes moyen et supérieur. Au pied du djebel Sula j'ai observé au milieu des *grès Nubiens* tabulaires deux dépressions accolées, en forme de cirque; la plus grande, d'un diamètre de 500 mètres environ, a un pendage ne dépassant pas 10°, la plus petite, avec un diamètre compris entre 100 et 150 mètres, a un pendage à peu près uniforme de 55° vers l'intérieur et les flancs redressés dominent la plaine environnante. Comme hypothèse, on peut penser à la chute de météorites ou bien à une origine tectonique, de telles structures ayant été observées au Niger sur des lignes de fracture[22] ou encore à du volcanisme avorté, semble-t-il, car lors d'une prospection rapide aucune roche volcanique n'a été trouvée. Cependant on peut rapprocher ces cratères des « Clayton's Craters » au Sud du Gilf Kébir[46a–b–c, 53]. D'après la carte aéronautique mondiale au 1/1 000 000 éditée par l'I.G.N. (Paris), il existe d'autres structures circulaires plus grandes et situées entre 10 et 15 kilomètres au SW.

(6) cf. p. 147 ci-dessous.

2) La lithologie

a) *Le grès feldspathique* (fig. 7).

Il est presque uniquement présent à l'ouest de la Faille de Mirgissa et repose toujours sous le conglomérat. Il remplit les creux du socle, c'est pourquoi son épaisseur est variable de 0 à 4 mètres au maximum. Il contient par endroits quelques galets et ses minéraux principaux sont :

— Microcline, orthose et plagioclase,
— Quartz souvent anguleux,
— Fragments opaques métalliques (1 à 2 mm) souvent en grande quantité et disposés en petits lits,
— Le ciment est souvent faiblement recristallisé et il contient beaucoup de calcite, de l'argile et de l'hydroxyde de fer.

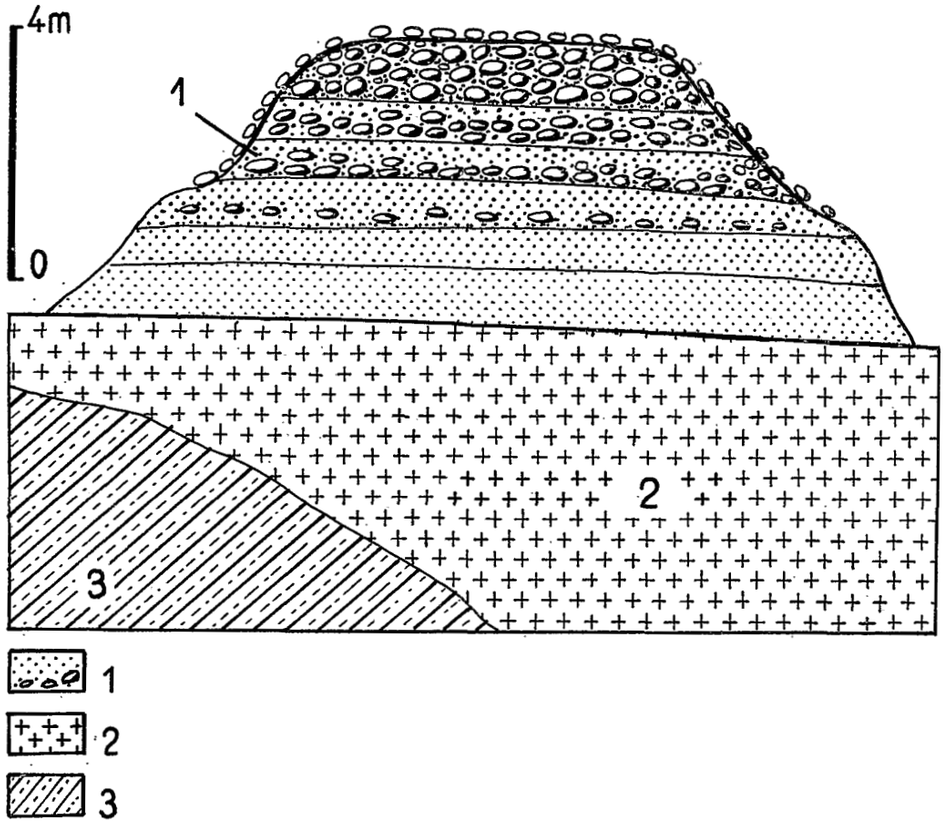

Fig. 7. — Grès feldspathique et conglomérat de base des grès Nubiens. Coordonnées : 906,5-631,4.
1 - Grès feldspathique passant progressivement au conglomérat, 2 - Granite, 3 - Diorite.

b) *Le conglomérat de base.*

Il présente une plus grande répartition et il a laissé des témoins sur la ride des *jaspéroides*. Ce conglomérat se prolonge très loin vers le sud, cependant on ne doit pas le confondre avec le conglomérat de la « *Formation des Plateaux* » que je décris plus loin (7). Il semble ainsi y avoir une confusion dans l'interpré-

(7) J. de Heinzelin, dans une publication qui est parue fin 1968 peu avant la correction des épreuves: « Geological history of the Nile valley » in « The Prehistory of Nubia » South. Method. Univ. Press, Dallas, U.S.A., p. 19-55, 82 figures, donne une carte géologique à grande échelle de la région de la 2e Cataracte. Cette carte (fig. 82), tracée par L. Daels à partir de photographies aériennes, comporte un mélange du conglomérat de base des grès Nubiens et du conglomérat de la « Formation des Plateaux » dans la région au SW de Mirgissa.

tation donnée par K. S. Sandford et W. J. Arkell[48] et reprise par F. Delany[18] à propos du « conglomerate bed south of Wadi Halfa ».

Le conglomérat de base se présente parfois en continuation directe du grès feldspathique par enrichissement en galets, mais parfois il ravine le *grès feldspathique*, ou encore il repose directement sur le socle comme sur presque tout le nord du Plateau de Gemai. Les galets sont très variés et presque toujours en roches du socle. La taille maximum des galets ne dépasse pas 20 × 10 × 10 centimètres. Ils sont toujours très bien roulés ce qui prouve qu'ils ont subi un certain transport.

Pourcentage moyen :
- — 45 % de quartz,
- — 20 % de *jaspéroïde*,
- — 35 % de Roches Précambriennes,
- — 18 % de Rhyolite,
- — 8 % de Roches cristallines grenues,
- — 9 % de Quartzite.

Sur des secteurs très limités (200 ou 300 m²) de l'extrémité nord du plateau de Gemai, on trouve de forts pourcentages de galets en grès ferrugineux. On peut avancer l'hypothèse que ce conglomérat affleurait au moment du dépôt du conglomérat de la « *Formation des Plateaux* » qui est bien postérieure au dépôt des *grès Nubiens* et contenant un fort pourcentage, souvent plus de 50 %, de galets en grès ferrugineux et qu'ainsi un mélange a pu se produire.

c) *Le Grès*

Il présente très souvent une stratification entrecroisée, et surtout vers la base de la série, on observe une alternance de bancs de grès et de bancs d'argilite. Il y a des niveaux cimentés par de l'hydroxyde de fer. L'étude sédimentologique d'un échantillon permet de conclure qu'il s'agit d'un sédiment bien classé où 75 % des grains sont compris entre 0,5 mm et 0,25 mm [50]. Les grains sont tous anguleux avec parfois des restes de formes cristallines. Une analyse des minéraux lourds a donné les résultats suivants (8) :

Fractions
- — Fraction I (0,5 à 0,315 mm) ..... 64 %
- — Fraction II (0,315 à 0,160 mm) ..... 31,5 %
- — Fraction III (0,160 à 0,05 mm) ..... 4,5 %

Poids de minéraux lourds (l'échantillon de grès pesait 95,5 g)
- — Fraction I ..... 0,0238 g pour 60 g
- — Fraction II ..... 0,17 g pour 29,5 g
- — Fraction III..... 0,1089 g pour 4,2 g

Le Pourcentage total des minéraux lourds est de 0,3 %.

Pourcentage de minéraux lourds de la Fraction I :
- — Zircon ..... 39 %
- — Tourmaline ..... 26 %
- — Staurotide..... 18 %
- — Épidote ..... 10 %
- — Rutile ..... 7 %
- — Présence de biotite

Ces pourcentages de minéraux lourds correspondent approximativement aux pourcentages fournis par de très nombreux échantillons à Assouan[49].

(8) Analyse de Mme DELAUNE, Laboratoire de Géologie de l'Orstom, Bondy (France).

d) *L'argilite*

Les niveaux d'argilite ont souvent une couleur rougeâtre, mais aussi bleutée, grisâtre, violacée, bariolée. Une analyse aux Rayons X d'un échantillon provenant du chenal que je décris plus bas, donne les minéraux suivants :

— Kaolinite,
— Hématite,
— Gœthite,
— Un peu de quartz,
— Traces d'Illite,
— Traces de Chlorite.

L'argilite se présente en lentilles larges de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et semblant remplir des chenaux existants au moment du dépôt des *grès Nubiens* (fig. 8).

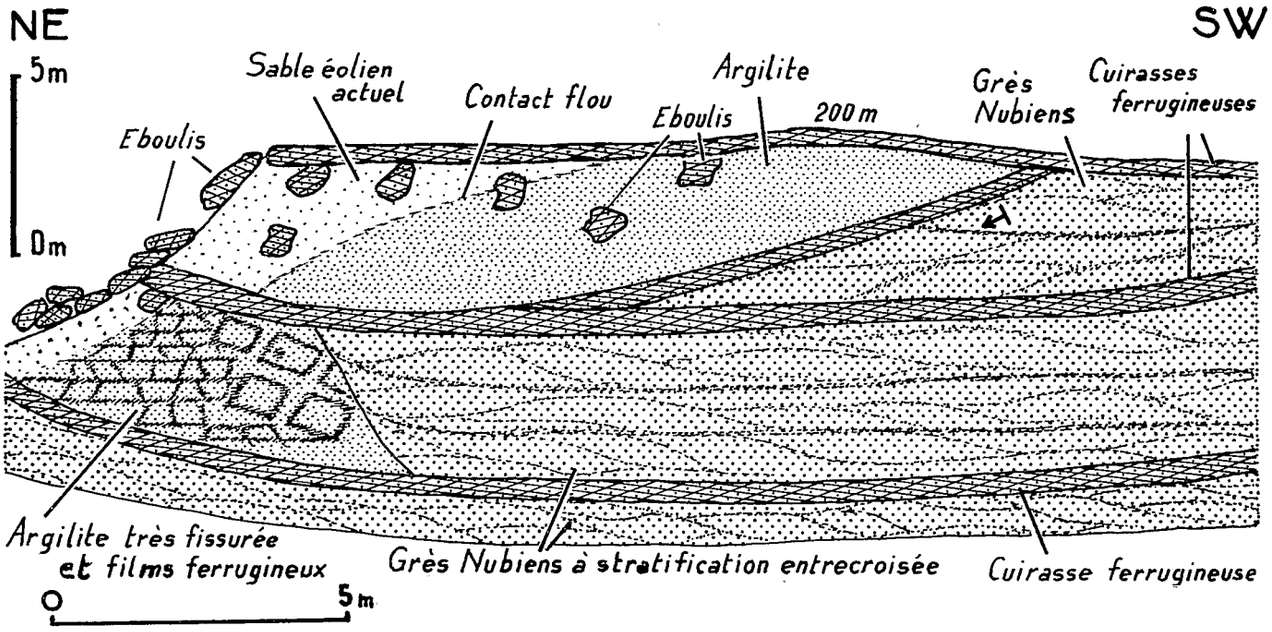

FIG. 8. — Coupe d'un chenal dans les grès Nubiens. Coordonnées : 908,6-633,8.

J'ai observé en particulier un tel chenal large d'une trentaine de mètres au sommet d'un djebel, cote 200 mètres (908,6-633,8). Ce chenal s'est comblé en plusieurs phases; tout d'abord le fond de la cuvette est souligné par un niveau ferrugineux de 20 à 30 centimètres puis une couche d'argilite violacée épaisse de 5 à 6 mètres a rempli le fond. Il s'est alors produit un assèchement car on observe de nombreuses fentes de retrait, des petites découpant l'argilite en pavés ou de plus grandes dans toute la masse, formant des parallélépipèdes de 1 mètre sur 1 mètre environ en coupe. Toutes ces fentes et fissures ont été soulignées par un film ferrugineux épais de quelques centimètres et quelques boules ferrugineuses, certaines de plus de 10 centimètres de diamètre, se sont individualisées dans l'argilite. Puis il y eut une phase de ravinement, une grande partie du remplissage d'argilite a été entraînée ne laissant qu'un témoin large de 5 à 6 mètres aux flancs en pente abrupte. Du grès à stratification entrecroisée a rempli l'espace vide et un niveau ferrugineux a scellé l'ensemble, mais la dépression existant encore, une nouvelle lentille d'argilite s'est mise en place, une nouvelle phase érosive semble s'être produite; l'affleurement n'est pas net à cet endroit du fait de nombreux éboulis. Finalement un niveau ferrugineux horizontal identique aux autres est venu sceller et faire disparaître ce chenal. Ce type de dépôt correspond à une plaine d'épandage où les crues ravinent les sédiments précédemment déposés. Cela correspond à ce qu'on connaît encore actuellement dans des bassins endoréïques comme celui du Tchad et rejoint ce que dit G. Gérard à propos du dépôt de ces grès [25]« Cela évoque d'immenses épan-

dages fluviatiles. Les strates ont une épaisseur variable de 1 à 5 ou 6 mètres. Sur la stratification principale se superposent, à l'intérieur d'une même strate, des stratifications secondaires correspondant à des microcycles de sédimentation; chacune de ces strates secondaires montre en effet une classification régulière des éléments dont la grosseur diminue de la base au sommet. Ces caractères sont identiques à ceux des alluvions torrentielles récentes que l'on peut observer dans les lits des enneris descendant de la montagne et où chaque microcycle de sédimentation correspond à une période de crue ». K. S. Sandford [47] signale aussi des fentes de retrait dans les argilites qu'il a étudiées dans la région du djebel Uweinat. Un essai de recherche des pollens a été tenté sans succès. L'altération de surface, fossile et actuelle, les a sans doute fait disparaître. Des sondages seraient utiles pour leur étude.

e) *Les niveaux de Grès ferrugineux*

Ce sont des grès grossiers à ciment ferrugineux noir métallique, rouge sombre ou brun. Ils sont très durs et ils contrôlent souvent le relief (fig. 6 *bis*, p. 139, ci-dessus). Le matériel détritique est le même que celui des *grès Nubiens*, essentiellement du quartz. Les hydroxydes de fer qui composent le ciment sont de la goethite et de l'hématite (9).

Ce ciment comporte aussi souvent de la calcite. Ces niveaux sont interstratifiés avec les grès et les argilites et ils se répètent généralement d'une façon rythmique tous les deux ou trois mètres; les grès situés entre ces niveaux sont presque entièrement dépourvus de fer et ils sont de couleur fauve claire et même blanche. Ce rythme peut correspondre aussi à des crues saisonnières. Ces niveaux ferrugineux sont distincts des niveaux ferrugineux superficiels de la « *Formation des Plateaux* ». Comme pour l'argilite, ces niveaux ferrugineux se présentent en lentilles minces, de largeur variable, allant souvent jusqu'à quelques centaines de mètres ; les niveaux que j'ai observés ont une épaisseur comprise entre 10 à 30 ou 40 centimètres maximum. Cependant H. Putzer [38] décrit vers la frontière égyptienne, à environ 50 kilomètres au NE de Mirgissa, un profond chenal comparable à celui rempli d'argilite que je viens de décrire : « Des couches d'hématite oolithique avec des grains de quartz sont insérées dans la partie inférieure des grès Nubiens près de Wadi-Halfa, à la frontière Soudan-Égypte, de chaque côté du Nil. Il y a deux couches, celle inférieure est en forme de lentille, épaisse de 0,30 à 10 mètres jusqu'à 15 mètres, la supérieure a de 0,40 à 1 mètre ». Les géologues qui ont travaillé au Soudan se sont beaucoup intéressés à ces niveaux ferrugineux car ils peuvent avoir un intérêt économique. Les géologues anglo-saxons parlent de « ferricrete sandstone », c'est-à-dire un grès à ciment ferrugineux, où de « lateritic ironstone » qui, en plus, indique le mode de formation « latéritique » ce qui correspond en fait au processus physique de cuirassement décrit par exemple par R. Maignien[33-34]. H. Putzer[38] caractérise ainsi le niveau d'hématite oolithique : « le minerai est pauvre et contient de 35 à 48 % de fer et de 10 à 20 % de silice ». Le fer est ici présent sous forme d'hydroxydes mais on peut remarquer qu'à la base des *grès Nubiens*, dans le *grès felsdpathique*, il existe sous forme de particules d'oxyde provenant des roches du socle ; ces particules ont alors tendance à se concentrer en petits lits ou agrégats dont la taille ne dépasse pas 5 millimètres. G. Andrew[2] en 1948 fait la distinction entre des niveaux ferrugineux en surface d'une ancienne pénéplaine sur les *grès Nubiens* : « lateritic ironstone », et des niveaux ferrugineux interstratifiés : « ferricrete sandstone » ; à ce propos il cite un sondage qui en a rencontré jusqu'à –35 mètres de la surface actuelle. Cependant en 1952, ce même auteur[3] revient sur cette distinction et après avoir décrit « les dépôts ferrugineux se présentant sous forme d'une carapace grossière couvrant une pénéplaine attribuée au milieu du tertiaire », il dit : « il est probable que la plupart des matières ferrugineuses trouvées dans et sur les séries Nubiennes, et aussi sur le complexe de base, ont été introduites durant la phase «latéritique» du tertiaire moyen (: Oligocène) qui semble avoir été une période de dépôt de fer et de silice (cf. les *Hudi Chert* - L. R. Cox[15]) d'un bout à l'autre de l'Égypte et du Soudan ». Je pense que sa première hypothèse était bonne et à mon avis ces couches ferrugineuses n'ont pu se former,

(9) Analyse métallographique de Mme PINET, Laboratoire de Minéralogie, Museum d'Histoire Naturelle, Paris.

dans leur grande majorité, qu'en surface lors du dépôt du grès. Il est possible cependant que le ciment ferrugineux ait évolué sur place après son enfouissement. J'appellerai les niveaux compacts des *cuirasses*. R. Maignien[33] donne la définition suivante : « les cuirasses sont plus spécifiquement les niveaux indurés d'un sol amenés en affleurement », et il précise que « les processus de cuirassement se produisent fréquemment dans un matériau plus ou moins remanié, parfois même dans des alluvions où la stratigraphie apparaît ». Les niveaux cuirassés que j'ai observés correspondent en partie à cette description.

J'ai distingué trois types principaux de cuirasse, selon leur faciès et leur mode de gisement :

— les cuirasses plus ou moins compactes et qui suivent la stratigraphie,
— les cuirasses « alvéolaires » formées à partir des réseaux des diaclases,
— les cuirasses recoupant la stratigraphie.

1er Type

Le mot « cuirasse » s'applique aux niveaux compacts où le ciment est ferrugineux et homogène, le passage à la couche de grès sous-jacente étant presque toujours franc. Il existe aussi des niveaux ferrugineux moins homogènes ; ce sont des couches gréseuses avec dans la masse une grande quantité de petites concrétions ferrugineuses sphériques qui ont en moyenne 5 millimètres de diamètre et qui se superposent au grès : ce ne sont pas de vraies pisolithes bien qu'on puisse parler de faciès pisolithique. Ces concrétions ont tendance à se rejoindre pour former une cuirasse compacte. On observe dans un même banc le passage de l'un à l'autre des faciès, l'épaisseur restant sensiblement toujours la même, entre 10 et 40 centimètres. Parfois le passage se fait verticalement, les concrétions passent vers le bas à un niveau compact. On observe presque toujours un enrichissement en calcite de ces niveaux. Ces cuirasses d'origine pédologique se sont formées durant le dépôt des *grès Nubiens* et leur répétition tous les 2 ou 3 mètres s'explique par le fait qu'après le dépôt d'une certaine épaisseur de sable, il y eut une émersion qui dura assez longtemps pour permettre la constitution d'une cuirasse.

D'autres variétés de cuirasses sont finement à très finement litées ; les lits sont épais de quelques millimètres et lorsqu'on peut décoller les plaques ainsi formées, on observe parfois des empreintes de plantes et des fragments de bois qui, pour les échantillons ramassés, n'ont pu être déterminés (10).

De nombreuses surfaces topographiques sont situées sur ces niveaux et ces surfaces sont comme dallées par ces plaquettes ferrugineuses. Une section mince transversale permet de voir que chaque séquence gréso-ferrugineuse est séparée par un fin niveau constitué de gœthite et d'un peu de calcite ; c'est dans ces fins niveaux que se trouvent les débris végétaux. Le ciment ferrugineux est de la gœthite cristallisée radialement autour des grains de quartz, parfois en plusieurs couches comme pour les oolithes ferrugineuses. Ces séquences gréso-ferrugineuses sont parfois très minces de 1 à 2 millimètres, constituées de rares éléments détritiques et presque uniquement de gœthite avec un peu de calcite. Ces cuirasses proviennent de la sédimentation rythmique, dans des chenaux, d'éléments détritiques, simultanément avec des hydroxydes de fer, alternant avec des dépôts de végétaux. Ces niveaux lités font peut-être le passage aux niveaux d'oolithes ferrugineuses ?

Il existe des cuirasses non litées avec des grandes zones sans fragments détritiques et constituées alors par une masse compacte d'hématite et de goethite (11).

Il y a aussi des couches d'*oolithes ferrugineuses* comme cela a été décrit par H. Putzer[38] (cf. supra) et M. I. Attia[7] à Assouan où les couches sont épaisses en moyenne de 1 mètre et parfois jusqu'à 3,5 m De Heinzelin[29] signale quelques minces couches « d'oolitic ironstone » dans la région de Wadi-Halfa, à l'est du Nil. J'ai trouvé aussi un petit niveau épais de 20 centimètres environ près du sommet d'un djebel (cote 230 m : 625,4-901,4). On peut remarquer que les niveaux de véritables oolithes ferrugineuses en milieu continental sont assez rares. H. Faure[22] en a décrit au Niger dans des niveaux très semblables quant à

(10) Laboratoire de Paléobotanique du Pr Boureau, Paris.
(11) Analyse de Mme Pinet, Laboratoire de Minéralogie, Museum d'Histoire Naturelle, Paris.

leur faciès, mais d'âge Eocène. Étudiant leur mode de formation possible, il arrive à la conclusion que « quel que soit l'état sous lequel arrive le fer dans le bassin de sédimentation, il doit être dissout ou fortement dispersé avant la formation des oolithes. Une fois constituées, celles-ci peuvent être déplacées par les courants puis subir des transformations et des évolutions ». Les oolithes de la couche que j'ai étudiée avaient subi un remaniement après leur formation car certaines étaient brisées et recouvertes de nouvelles auréoles. Les oolithes sont constituées de couches concentriques de gœthite. Le noyau des oolithes est le plus souvent un fragment ferrugineux, parfois un fragment d'oolithe préformée et très rarement un grain de quartz. Le ciment est constitué presque uniquement de gœthite avec quelques rares grains de quartz et quelques plages de silice amorphe (12).

M. I. Attia[7] décrit ainsi les oolithes ferrugineuses d'Assouan: « les oolithes sont rondes, ovales ou allongées, leur diamètre varie de 0,4 à 1,6 mm, la majorité a 1,2 mm. Elles sont formées par le dépôt de couches successives d'oxyde de fer (hématite) quelquefois autour d'un nucleus de silice. Les oolithes sont cimentées entre elles par de l'hématite et de la silice ferrugineuse ; le pourcentage en fer de la matrice est cependant moins fort que celui des oolithes (60 % d'hématite dans les oolithes et 40 % dans le ciment) ».

2e Type

Ce sont des cuirasses alvéolaires formées par des dépôts concentriques d'hydroxydes de fer. Ces cuirasses se situent souvent sous les cuirasses du premier type. Leur épaisseur est variable mais ne dépasse pas 50 centimètres. A l'affleurement ces cuirasses ont l'aspect de boîtes à plusieurs enveloppes de dureté et de couleur différentes, accolées les unes aux autres ; leur taille varie en section verticale de 10 à 20 centimètres. Les enveloppes plus dures sont mises en relief par l'érosion et les alvéoles sont parfois isolées par la disparition du grès non concrétionné. K. S. Sandford[46c] a décrit des formations semblables (cf. « box »). Ces cuirasses se sont formées à partir de diaclases verticales et horizontales dans le grès et l'envahissement de celles-ci par le fer semble dû à la circulation d'eau chargée d'hydroxydes de fer postérieurement à la consolidation du grès et à la formation des diaclases. Parfois seules les diaclases sont remplies d'hydroxydes de fer. J'ai observé aussi par endroits des formations ressemblant à de grosses racines en hydroxydes de fer. D'une cuirasse partent vers le bas dans le grès de nombreuses concrétions ferrugineuses cylindriques à structure concentrique ; apparemment elles ne suivent aucune fissure et la stratification entrecroisée du grès passe à travers elles. M. I. Attia[7] et K. S. Sandford[46c] décrivent aussi de telles formations.

3e Type

Ce sont de petits niveaux cuirassés épais de 5 à 10 centimètres recoupant la stratification des grès. L'évolution de leur ciment est peu poussée, la dureté est beaucoup plus faible que celle des cuirasses compactes, leur couleur va du brun clair au brun foncé. Le ciment est plus ou moins cristallisé et contient aussi de la calcite. Ces petits niveaux pourraient correspondre à des circulations d'eau postérieurement aux *grés Nubiens*.

Conclusion

La présence de ces niveaux cuirassés apporte des renseignements sur le climat qui régnait durant le dépôt des *grès Nubiens*. D'après R. Maignien[34] « les conditions optimales de cuirassement des sols se trouvent réunies sous climats tropicaux semi-humides et humides. A ces climats correspond le maximum d'extension des cuirasses ferrugineuses qui débordent l'isohyète 750 millimètres en régions relativement bien drainées, parfois même l'isohyète 540-500 millimètres en régions mal drainées ».

D'autre part la prédominance du faciès pisolithique permet de penser que ces cuirasses se sont formées sous des savanes où poussaient en particulier des *Araucariacées*.

---

(12) Analyse de Mlle Caillère, Laboratoire de Minéralogie, Museum d'Histoire Naturelle, Paris.

7. Les formations superficielles (fig. 9)

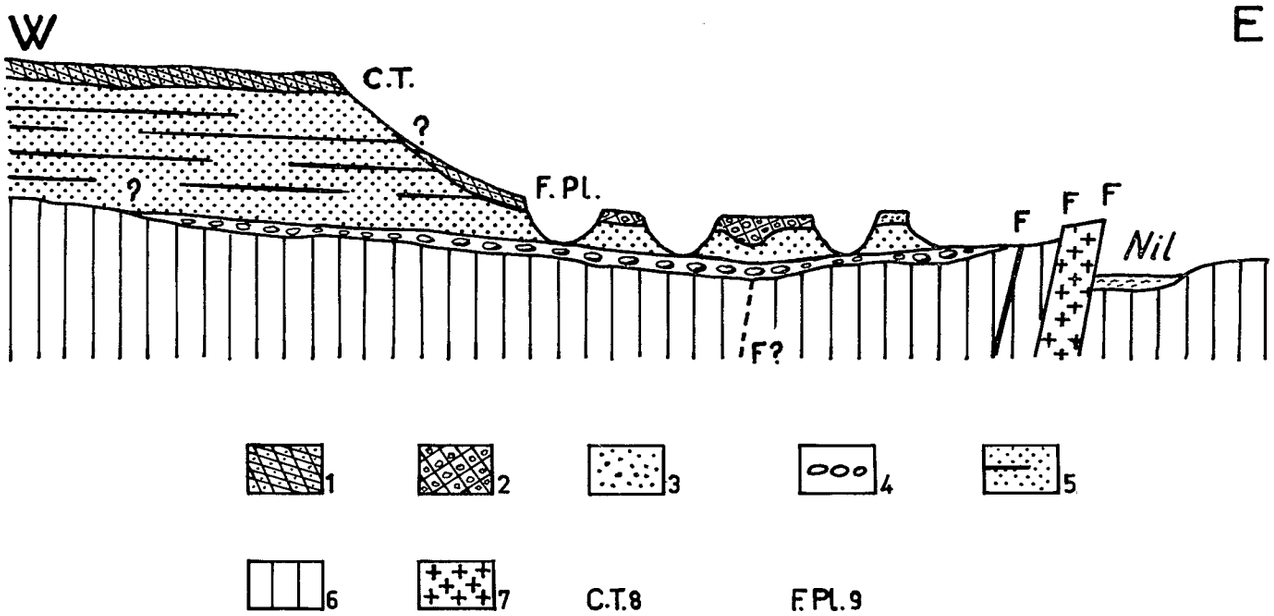

Fig. 9. — Diagramme figurant la position des formations de couverture depuis le djebel Sula à l'ouest jusqu'au Ni à l'est.
Formation des Plateaux: 1 - Cuirasse ferrugineuse, 2 - Conglomérat à ciment ferrugineux, 3 - Conglomérat. *Grès Nubiens:* 4 - Conglomérat de base, 5 - Grès avec niveaux de cuirasses ferrugineuses. *Socle:* 6 - Diorite, 7 - Granite, 8 - Continental Terminal, 9 - Formation des Plateaux.

a) *Le Continental Terminal*

Après le dépôt des *grès Nubiens,* vers la fin du Crétacé, l'érosion s'empara de ces formations. Sur la pénéplaine qui en résulta, s'installèrent de puissantes cuirasses ferrugineuses. La plus ancienne du fait de son altitude, et la plus épaisse—elle a plus de 5 mètres à l'endroit observé—constitue le sommet du djebel Sula qui domine toute la région à 424 mètres d'altitude. Cette cuirasse est très homogène et correspond à un grès à ciment ferrugineux noir brillant formé de gœthite et d'hématite avec des petites zones brun clair déferrifiées (13). Elle semble correspondre à des dépôts décrits par K. S. Sandford[46c–47] dans la partie Soudanaise du Désert Libyen sous le nom de « *marram* » (ou « *murram* ») et qu'il date du *Quaternaire ancien.* Il décrit ainsi le « *marram* » : « ce sont des croûtes semblables à du machefer », il emploie le terme de « lateritic ironstone » et ajoute que cette roche est « pisolithique », ou « semblable à une brèche, ou bien faite de menus fragments ferrugineux vaguement compactés, formant quelquefois une roche dure; la surface est souvent unie et polie avec des cassures conchoïdales et lisses. Son épaisseur est d'au moins 3 mètres sur les argiles. Sa limite inférieure repose sur la roche saine par une surface inégale et des cylindres semblables à des racines remplis concentriquement d'oxyde de fer pénétrant dans la roche intacte. Le marram est mieux développé sur les hautes surfaces, les plateaux et spécialement à proximité de la ligne de partage des eaux Ennedi — Erdi — Uweinat ». D'autre part G. Andrew[3] décrit sur le Soudan des dépôts ferrugineux superficiels d'origine latéritique: «ces dépôts ferrugineux se présentent sous forme d'une carapace grossière couvrant une pénéplaine attribuée au milieu du *Tertiaire* ». Il fixe son altitude à 1 000 mètres vers la frontière de l'Uganda, à 730 mètres à Yambio près de la frontière congolaise, cette pénéplaine s'infléchit vers le Bahr el Ghazal nilotique à 430 mètres à Wau, remonte à 600 mètres environ sur les Monts du Kordofan au centre du Soudan, puis il ajoute : « au nord il y a des témoins jusque vers la frontière nord du Soudan ». Ces témoins sont certai-

(13) On peut la comparer à un « bowal » de la zone tropicale de l'Afrique occidentale.

nement ceux décrits par K. S. Sandford dans le Désert Libyen. Au nord d'Atbara, ville située sur le Nil entre la 5e et 6e Cataracte, des coulées basaltiques ont recouvert ce *marram*. Le volcanisme dans ces régions est daté par G. Andrew[3] du *Miocène au Pléistocène*. Cette datation concorde à peu près avec celle donnée par des géologues français[56] pour ces formations qu'ils parallélisent avec le « *Continental Terminal* » connu à l'Ouest du Soudan. Dans cette partie du Sahara, le *Continental Terminal* est constitué non seulement de cuirasses ferrugineuses mais aussi de couches de grès et d'argile. Des arguments morphologiques « d'une part, l'emboîtement de ces couches par rapport aux plateaux supérieurs des grès de Nubie, d'autre part, leur antériorité par rapport aux formations quaternaires » et des arguments paléontologiques comme la découverte de bois hétéroxylés étudiés par E. Boureau qui conclut : « il est hautement probable qu'il s'agit d'une espèce du Tertiaire », tout ceci conduit « à y voir du Tertiaire récent, disons *Mio-Pliocène* sans préciser plus ». Ces géologues ajoutent : « Par ailleurs il est possible que des formations latéritiques signalées par K. S. Sandford dans l'ouest du Soudan Égyptien et rapportées par lui au Quaternaire ancien, se rattachent plutôt au Continental Terminal tels que nous l'avons observé en bordure de l'Erdi Dji. Des dépôts latéritiques ferrugineux ou alumineux, emboîtés dans les Grès paléozoïques ont encore été suivis par l'un de nous (P. Vincent) dans la partie orientale de l'Ennedi jusqu'à la frontière du Soudan Égyptien ». D'après la carte de K. S. Sandford[47], les affleurements de « *marram* » s'étagent d'un peu moins de 1 000 mètres d'altitude vers l'Ennedi-Erdi, jusqu'à un peu moins de 500 mètres vers Laqiya, par environ 19° 30′ de latitude nord et 28° de longitude ; l'altitude correspond sensiblement à celle du témoin du Djebel Sula (424 m). On peut donc reconstituer dans ses grandes lignes le profil d'une grande partie du Soudan à la fin du Tertiaire (14) et d'autre part on voit que sur toutes ces régions d'Afrique, la fin du Tertiaire fut caractérisée par des formations continentales dues à un climat tropical humide et qu'ensuite une érosion très importante balaya durant le Quaternaire presque toutes ces formations cuirassées n'en laissant que des témoins. Le niveau de base des plaines fut ainsi considérablement abaissé. Au Niger H. Faure[22] signale une érosion du même type au début du Quaternaire, isolant les témoins tertiaires au sommet des buttes dominant la plaine de 100 mètres et parfois 300 mètres, comme celui du djebel Sula en Nubie qui domine la plaine d'environ 100 mètres. Enfin des études en cours au Tchad montreraient que le « *Continental Terminal* » est une formation plus complexe avec plusieurs phases de cuirassement.

b) La « *Formation des Plateaux* »

Dans la région située entre le djebel Sula (424 m) et le Nil, sur environ 25 kilomètres, il existe les restes d'une pénéplaine qui semble différente de la première. Elle est emboîtée dans la précédente et caractérisée par des niveaux cuirassés ou des conglomérats plus ou moins pris dans un ciment ferrugineux. Ces dépôts, du fait de leur dureté, coiffent presque toujours le sommet de petits djebels ou forment des plateaux ; c'est pourquoi je les appelle « *la Formation des Plateaux* ». Cela correspond probablement en partie à la « Formation de Dabarosa » : il s'agit des conglomérats décrits par De Heinzelin[29] dans le secteur de Dabarosa, sur la rive opposée à Wadi-Halfa. Des formations de ce type quant à leur faciès, ont été décrites en territoire égyptien par K. W. Butzer[11] et R. Giegengack (15).

Il est aussi probable que cette formation se rencontre au sud-ouest de Mirgissa ; la ride de conglomérat formant la crête de la falaise de Saras ouest peut en faire partie, mais peut aussi être rattachée aux *grès Nubiens* ; de nouvelles observations pourraient lever l'ambiguïté.

Cette « *Formation des Plateaux* » possède deux faciès principaux :

— Un faciès *cuirassé* qui rappelle par certains côtés le « *marram* » de K. S. Sandford et la cuirasse du djebel Sula, mais dont l'épaisseur est beaucoup plus faible, ne dépassant pas 1 mètre. Parfois cette cuirasse passe insensiblement, à la base, à une couche de 10 à 50 centimètres de sable semblable aux *grès*

(14) Cela est en accord avec les conclusions récentes de L. Berry et J. Whiteman, 1968, p. 23.
(15) Renseignement encore inédit.

Nubiens, dont il provient certainement, mais dans une matrice non indurée rouge vif argilo-ferrugineuse et calcaire (fig. 10). Cette couche passe ensuite au grès sous-jacent. La coupe correspond à un paléosol avec un horizon cuirassé. J'ai repéré ce faciès particulièrement aux cotes 239 mètres : 914,8-633,8 et 227 mètres : 907,7-629,9. La cuirasse est parfois disloquée car elle repose sur un niveau meuble. Souvent tout l'horizon est cuirassé, les hydroxydes de fer ont même pénétré et cimenté les niveaux les plus grossiers de la stratification entrecroisée des *grès Nubiens* sous-jacents comme à la cote 225 mètres : 900,1-627,7 (fig. 11). Tous ces caractères permettent de différencier ces cuirasses des cuirasses interstratifiées dans les *grès Nubiens*, mais qui sont mises en relief de la même façon par l'érosion.

— Le second faciès est un *conglomérat* (16) épais de 1 mètre à 3 mètres et même davantage localement (fig. 11). La taille des galets est voisine de celle du conglomérat de base des grès Nubiens, mais ils sont moins bien roulés, avec parfois quelques très gros éléments, jusqu'à 1 mètre.

Exemples de pourcentage de la composition des galets :

Lieux	Quartz	Grès Nub. ferrug.	Grès Nub. non fer.	Bois	Jaspéroide (17)	Précambrien
Abd el Gadir: (187 m : 909,3-640,8)	36 %	55 %	2 %	0,7 %	7 % (dont 2 % d'outils)	/
Abd el Gadir (in [29])	59 %	34,5 %		0,4 %	/	6 %
Cote 205 m : (635-908,1) ...	18 %	80 %	/	2 %	/	/
« Cirque du Plateau » (908,3-635,9)	96 %	2 %	/	1 %	1 %	/

On voit que les caractéristiques de ce conglomérat et ce qui le distingue du conglomérat de base des *grès Nubiens* sont :

— l'abondance des galets en *grès Nubiens* ferrugineux ou non,
— la présence de bois silicifiés plus ou moins roulés.

Ces deux éléments n'existent pas dans le conglomérat de base sauf une exception très locale sur le Plateau de Gemai que j'ai expliqué par une contamination ultérieure (18).

M. I. Attia[7] a signalé que parfois dans la région d'Assouan on rencontre plusieurs couches de conglomérat à l'intérieur du Groupe Inférieur des *grès Nubiens*. Naturellement il est probable qu'un conglomérat interstratifié dans une série gréseuse contienne de nombreux éléments provenant de cette couche, à la différence d'un conglomérat reposant sur un socle cristallin qui contiendra de nombreux éléments de ce socle. Le fait donc que le conglomérat de la « *Formation des Plateaux* » contienne des éléments qui n'existent pas dans

(16) Cf. note 7 de la page 137.
(17) Il ne faut pas confondre le *jaspéroïde* (= *brown-chert*) avec les « *Hudi chert* » décrits par L. R. Cox ([15]). Ces *cherts de Hudi* sont des calcaires lacustres fossilifères déposés dans un ancien lac situé dans la « cuvette Soudanaise », approximativement entre les 15e et 19e Parallèle Nord, d'âge Oligocène présumé et presque entièrement silicifiés par substitution de silice, généralement sous forme de calcédoine (les géologues français appelleraient ces roches des meulières; cf. Jung [31]). Il se trouve que ces cherts sont bruns, colorés par du fer, et ont le même faciès macroscopique à l'état de fragments que le *jaspéroïde brun*, le plus fréquent, d'où des confusions possibles. Des galets de *chert de Hudi* existent dans les limons récents du Nil, en même temps que des galets de *jaspéroïde*. Sur le terrain, le seul critère utilisable pour reconnaître un *chert de Hudi*, est la présence de petits gastéropodes (cf. Melanoides et Bithynia). De Heinzelin ([29]) a trouvé au Nord de la 2e Cataracte des galets en vrai *chert de Hudi* jusqu'à l'altitude de 152 mètres, ce qui correspond *grosso modo* au niveau le plus ancien des limons récents du Nil. Par contre je n'ai pas observé de galets en *chert de Hudi* dans la « *Formation des Plateaux* » ; si par hasard un tel galet, et non un outil préhistorique, était trouvé *in situ* dans cette formation, cela pourrait prouver que le fleuve qui l'avait déposé venait de loin au sud comme le Nil actuel et sub-actuel.
(18) cf. p. 138, ci-dessus.

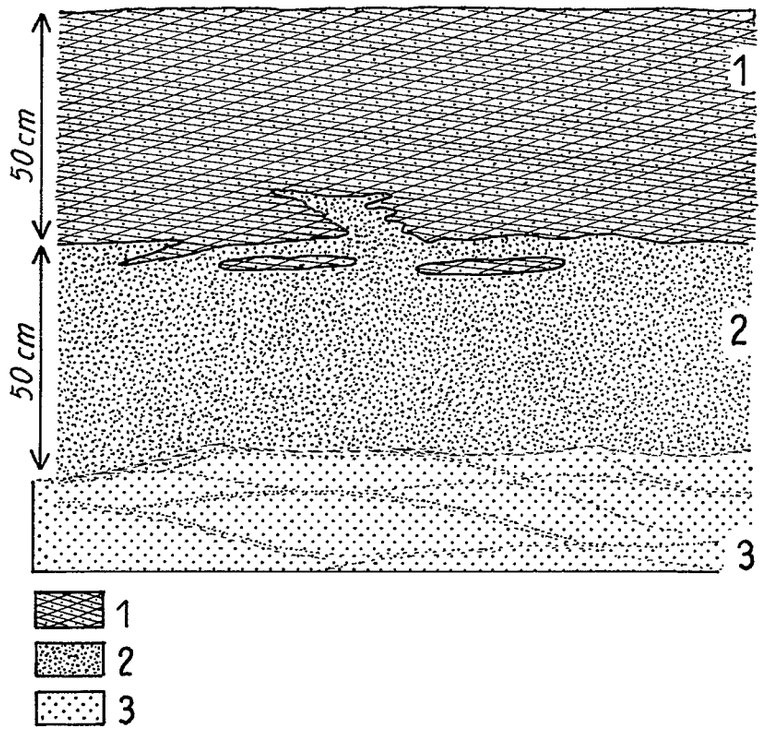

FIG. 10. — Coupe de la cuirasse ferrugineuse de la « Formation des Plateaux ». Coordonnées : Cote 239 m, 914,8-633,8. 1 - Cuirasse ferrugineuse noirâtre compacte, 2 - Sable faiblement cimenté par un limon rouge vif, 3 - Grès Nubien fauve non altéré à stratification entrecroisée.

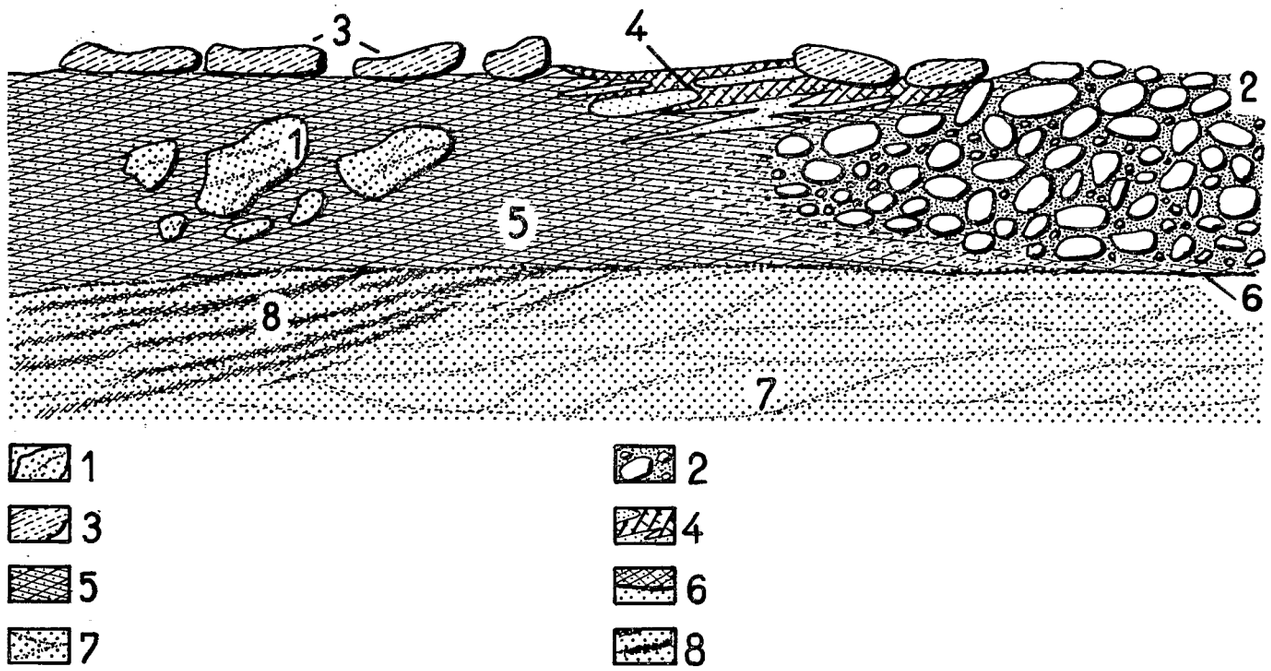

FIG. 11. — Coupe de la « Formation des Plateaux » au sommet du djebel de la cote 225 m, coordonnées : 900,1-627,7, montrant le passage du faciès cuirassé compact au faciès conglomératique. 1 - Blocs de grès Nubien fauve non ferruginisé; section maximum : 40 × 20 cm, 2 - Conglomérat de galets en grès ferrugineux noirâtre, 3 - Dalles de grès ferrugineux noirâtres desquamés, 4 - Zone en voie de desquamation, 5 - Grès ferrugineux compact noirâtre : cuirasse, 6 - Contact franc, 7 - Grès Nubien fauve à stratification entrecroisée, 8 - Infiltration ferrugineuse noirâtre suivant les lits les plus grossiers de la stratification entrecroisée. Épaisseur de la cuirasse : 80 cm. Longueur de la coupe : environ 5 m.

le conglomérat de base, n'est pas un argument décisif pour en faire une formation déposée bien après les *grès Nubiens*. Mais ce qui, à mon sens, est décisif, est qu'il n'est pas interstratifié, qu'il passe latéralement à une formation cuirassée particulière et qu'il semble remplir uniquement une dépression creusée dans les grès. Je n'y ai pas trouvé de fossiles sinon des bois silicifiés de *Dadoxylon* qui proviennent du remaniement des *grès Nubiens* (peut-être d'autres recherches permettront-elles de trouver des bois plus récents comme ceux décrits par E. Boureau[56]). Ce sont parfois des fragments peu roulés, gros comme des billots, dépassant 50 centimètres de long et ayant jusqu'à 40 ou 50 centimètres de diamètre.

Dans les interstices de la partie supérieure de ce conglomérat on observe des limons rouges vifs correspondant à des paléosols dont l'âge est difficile à fixer mais au moins légèrement postérieur au dépôt du conglomérat de la « *Formation des Plateaux* ».

A Abd el Gadir le niveau cuirassé est sous-jacent au conglomérat; il en est de même à Bouhen, plus au nord. Mais au « Cirque du Plateau » (908,3-635,9) la base du conglomérat est très nettement prise dans un ciment ferrugineux. Le cuirassement envahit toute la masse à la cote 225 mètres (900,1-627,7) (fig. 11) et dans un « wadi suspendu » (906,4-636,3) que je décris plus loin (fig. 13). La coupe de l'affleurement de la cote 225 mètres (900,1-627,7) présente le passage du faciès conglomératique au faciès compact cuirassé, ce qui montre le synchronisme de ces deux faciès. La cuirasse ferrugineuse contient des gros blocs peu roulés de *grès Nubiens* qui montrent une stratification entrecroisée : certains ont jusqu'à 50 × 30 centimètres en section. Ils ne sont pas imprégnés d'hydroxydes de fer, bien que ces grès soient poreux.

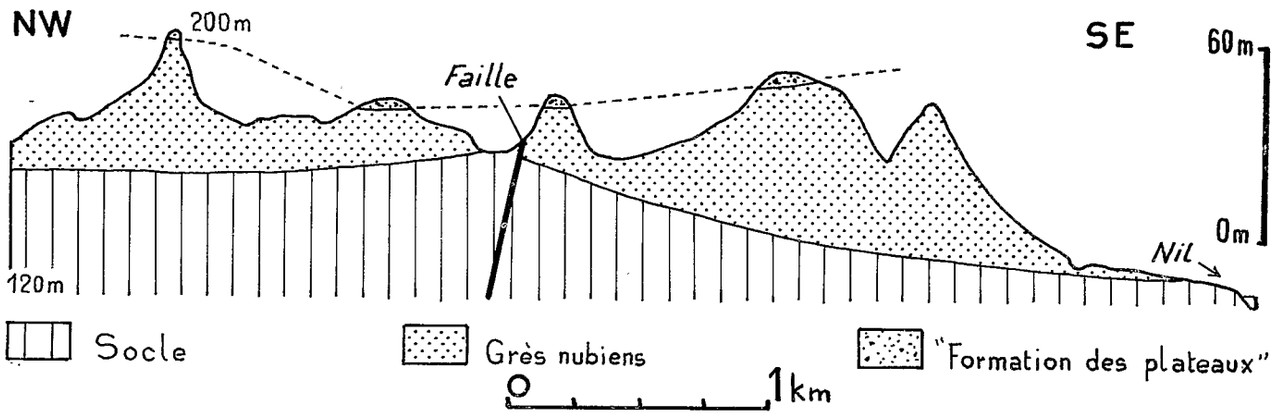

FIG. 12. — Coupe à travers le paléochenal de la « Formation des Plateaux ».
Coordonnées : Point NW : 907,7-634,6. Point SE : 904, 8-638,5.

L'altitude de ces dépôts varie pour le conglomérat entre 225 mètres et 185 mètres environ au nord de la région de Bouhen. Plus au nord-est il se poursuit comme j'ai pu m'en rendre compte, et je pense qu'on peut lui assimiler la « Formation de Dabarosa » de De Heinzelin (19) ainsi que les « old accumulation levels » décrits par W. Chmielewski[14] dans la région de Dibeira à 40 kilomètres au nord-est de Mirgissa et qui se situent environ entre 170 mètres et 160 mètres. Plus au nord-est encore, vers Faras, ce conglomérat se trouve plus bas. Le faciès cuirassé se situe, sur la rive ouest, entre 225 mètres et 239 mètres et coiffe en général tous les djebels qui dépassent 225 mètres d'altitude. Peut-être existe-t-il une formation semblable sur la rive est du Nil, mais je n'en ai pas trouvé trace dans les travaux publiés. R. Paepe[37] dit que sur la rive est « les niveaux d'érosion plus hauts que 300 mètres peuvent être corrélés avec la vieille surface de pénéplaine ». Des coupes sériées montrent que cette « *Formation des Plateaux* » dessine une dépression dont le point le plus bas correspond approximativement à l'axe de la faille de Mirgissa au nord-ouest d'Abousir (fig. 9-12). Je pense donc que ce conglomérat correspond au remplissage d'un *paléochenal* par des formations

(19) Cet auteur décrit cette formation dans une publication récente, cf. p. 137.

torrentielles grossières et que les cuirasses correspondent au cuirassement des sols sur les pentes dont le chenal était l'axe de drainage. La « *Formation des Plateaux* » sous ses deux faciès ressemble tout à fait aux cuirasses de pente et aux glacis cuirassés situés à leur pied, qui s'étirent le long des grands axes de drainage comme cela a été décrit en d'autres points d'Afrique, notamment dans l'ouest africain par P. Michel[35]. Ces formations sont liées à l'évolution morphogénétique du relief. On peut remarquer que l'axe de drainage est situé à 3 kilomètres plus à l'ouest que le Nil actuel, à la hauteur d'Abousir. R. Paepe[37] a déjà noté que « le déplacement vers l'est du plus bas niveau s'arrêta lorsque l'érosion atteignit une zone faillée dans le Précambrien ». Cette situation vers l'ouest est comparable à celle décrite pour le conglomérat de base des *grès Nubiens* (20).

Ce conglomérat de la « *Formation des Plateaux* » est limité à un grand couloir ayant au moins 6 kilomètres de large au niveau d'Abd el Gadir. Le faible pendage vers le NW (5° au maximum) d'une partie du « Grande Plateau » de congolmérat peut s'expliquer par un basculement tectonique ultérieur. A partir de ce grand chenal, un nouveau recreusement de 8 à 10 mètres a profondément entaillé les *grès Nubiens* à l'ouest d'Abousir (906,4-636,3) (fig. 13).

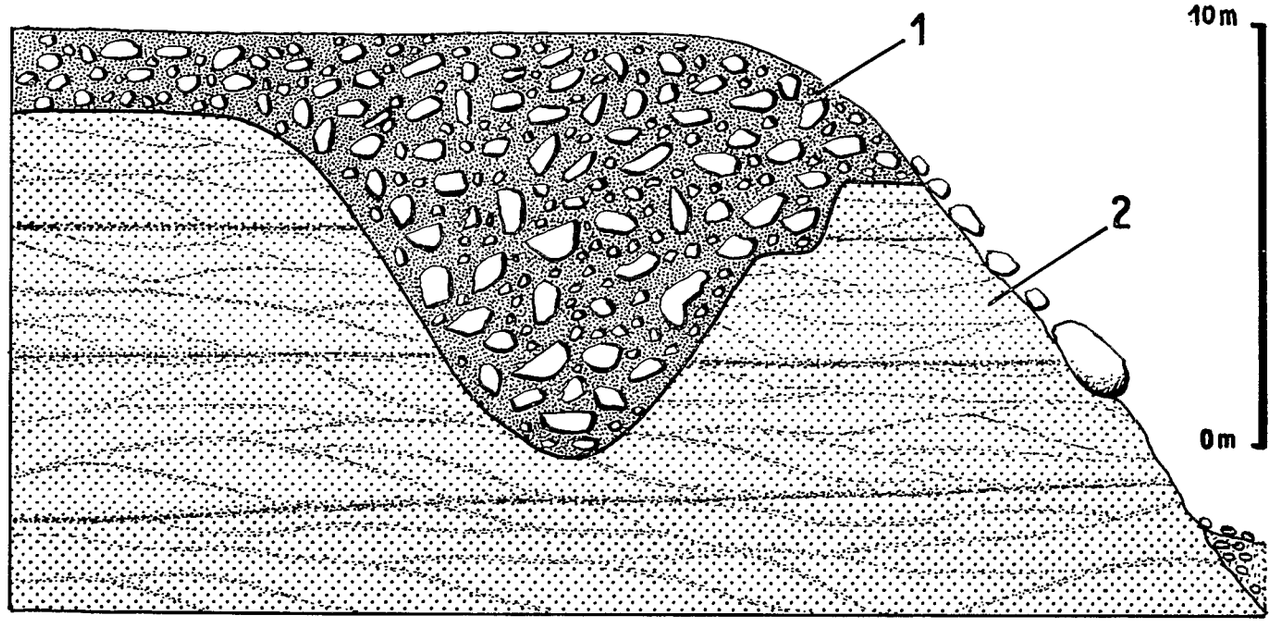

Fig. 13. — Coupe perpendiculaire à un wadi suspendu. Coordonnées : 906,5-636,3.
1 - Conglomérat très grossier cimenté par un grès ferrugineux noirâtre, 2 - Grès Nubiens.

La section en V est presque parfaite et la pente des flancs est d'environ 25°. Le conglomérat qui le remplit est très grossier, les blocs sont peu roulés; il y a de gros fragments de cuirasses ferrugineuses sous forme de dalles longues de presque 1 mètre et des fragments de *grès Nubiens* ayant en section 40 × 60 centimètres avec des angles à peine arrondis. Ce conglomérat est cimenté par de l'hydroxyde de fer dont la couleur est noirâtre. Cet ensemble est très résistant à l'érosion qui a ainsi inversé le relief, formant ce qu'on appelle un « wadi suspendu ». On observe ce « wadi suspendu » en section sur la face nord d'un djebel, mais sur la face sud, 30 mètres plus loin, le ravinement n'existe pas, il n'y a qu'un conglomérat légèrement encroûté couvrant juste le sommet du djebel par une couche horizontale de 1 mètre ou 2. Étant donné que la dépression maxi-

(20) Cf. supra p. 136.

mum observée dans l'axe du chenal est de 8 à 10 mètres, la pente est d'environ 6 mètres pour 30 mètres, soit 20 %. Ce wadi correspond à une reprise de l'érosion due soit à la tectonique, ce qui semble assez plausible en raison de la présence d'une faille située juste le long du rebord sud de ce djebel (on observe un contact anormal avec un important filon de quartz blanc), soit à un abaissement du niveau de base qui peut être lié aussi à la tectonique. Les « wadis suspendus » ont déjà été signalés en d'autres points de la Nubie, près du Nil. J'en ai observé un à l'ouest d'Aksha qui m'a été confirmé par W. Chmielewski (in litt. 31.1.1966). En Nubie Égyptienne, G. Knetsch[32] décrivit le premier ce genre de formation et récemment R. Giegengack a pu suivre sur la rive est d'Abou-Simbel le cours de quelques-uns sur plusieurs kilomètres (21).

L'âge de la « *Formation des Plateaux* » est difficile à situer. Tout d'abord elle semble distincte de la cuirasse qui coiffe le djebel Sula et que j'ai parallélisé avec le « *Continental Terminal* » : l'épaisseur du faciès cuirassé ne dépasse pas 1 mètre et l'érosion moins poussée en font une autre entité. La cuirasse du djebel Sula étant datée approximativement du Mio-Pliocène, on peut dater cette dernière formation du *Quaternaire ancien* ou bien de la limite *Tertiaire-Quaternaire*. K. S. Sandford et W. J. Arkell[48] ont interprété le conglomérat comme une ancienne terrasse du Nil. L'industrie préhistorique trouvée en surface mais non *in situ*, va du Paléolithique Moyen au Mésolithique[27-28-6] et ne peut donc être d'aucune valeur pour dater cette formation. On retrouve d'ailleurs les mêmes industries sur le conglomérat de base des *grès Nubiens*[13].

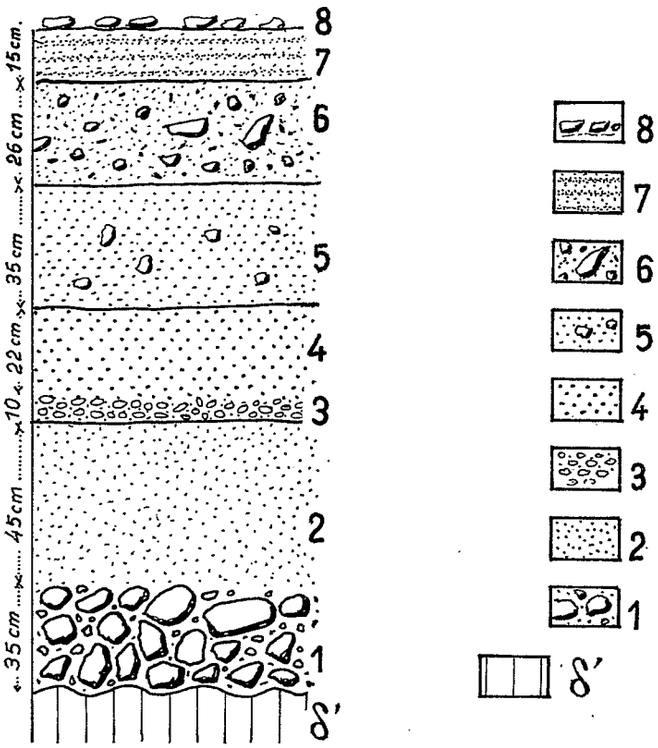

FIG. 14. — Coupe des dépôts récents de l'oued du cimetière M.X. δ - Diorite altérée, 1 - Gros cailloutis (grès Nubien, quartz, diorite), 2 - Sable éolien fin boulant, 3 - Cailloutis (grès Nubien, quartz, diorite), 4 - Sable éolien cimenté par un limon brun clair, 5 - Sable éolien et cailloutis épars, ciment de limon brun clair, 6 - Sable grossier et cailloutis épars (quartz dominant, grès Nubien en gros éléments, diorite), 7 - Sable éolien actuel lité, 8 - Éboulis de gravité actuel.

3e *cycles :* (I) 1 - Ravinement I,
2 - Apport éolien I,
(II) 3 - Ravinement II,
4 - Apport éolien II,
(III) 5 et 6 - Ravinement et apport grossier III,
7 - Apport éolien III,
8 - Éboulis de gravité III.

Lors de la fouille du Cimetière « M X » (cf. « Mirgissa II », à paraître) (fig. 6), situé dans un petit oued à moins d'un kilomètre du Nil (903,05-633,1), j'ai observé une coupe (fig. 14) présentant 3 phases de remblayage; ce sont des dépôts torrentiels formés de galets et de blocs provenant des *grès Nubiens* ou du socle, intercalé avec 3 phases de remblayage éolien. Dans les niveaux éoliens se trouvent des éléments grossiers qui sont des éboulis de gravité dus au démantèlement des rebords des plateaux par l'érosion éolienne et thermique. Il est intéressant de remarquer que ce triple cycle sédimentaire a été retrouvé par J. Guichard[28] en d'autres points des environs de la 2e Cataracte, où ils contiennent des industries préhistoriques remaniées. A titre d'hypothèse, je suggèrerais que ces 3 phases sont post-Néolithiques.

En conclusion on peut remarquer que depuis le Précambrien et jusqu'à nos jours cette zone a été un axe de drainage privilégié, de direction SW-NE, ce qui correspond à une zone faillée qui a rejoué souvent. Le cours du Nil a été fixé lorsque celui-ci a atteint le niveau du socle et qu'il a utilisé des fractures secon-

(21) Il est possible que tous ces « wadis suspendus » soient d'âges différents. Dans l'un d'eux R. GIEGENGACK a trouvé *in situ* un biface *Acheuléen*.

daires provoquant des détours à sa direction générale. De Heinzelin[29] parle justement de « Pre-Nile System » pour « la Formation de Dabarosa » que j'ai parallélisée avec le faciès conglomératique de la «*Formation des Plateaux* ». D'autre part avant le dépôt des limons (= silts) récents que les auteurs s'accordent à faire remonter au maximum à 30 000 ans[21-29], un Nil coulait déjà, celui qui avait ouvert la route à travers le socle cristallin. De Heinzelin[29] l'appelle le « Proto-Nile System »; mais on n'a pas encore pu, en Nubie, retrouver de ses dépôts (22). C'est en partie sur ce fait que J. Ball[9] en 1939 basait l'hypothèse de deux bassins indépendants, le bassin Soudanais et le bassin Égyptien, réunis seulement depuis l'irruption en Égypte des limons en provenance des Plateaux Éthiopiens. Récemment R. Said et B. Issawy[45] ainsi que de Heinzelin[29-1] reprenaient l'hypothèse de J. Ball, en parlant de la capture tectonique du « Nil Soudanais » par le « Nil Égyptien », ce qui entraîna alors l'arrivée des limons Éthiopiens en Égypte. On sait qu'à l'Oligocène un lac occupait le nord du Soudan (23); la jonction entre les deux bassins a eu lieu ultérieurement. On pouvait penser en effet que cette jonction était très récente : en Égypte l'arrivée des limons est aussi datée par K. W. Butzer[10-11] de 30 000 ans, mais par contre avant les limons il décrit une sédimentation « entièrement détritique, avec des crues de caractère torrentiel ». Il ajoute que ce changement important du régime hydrologique du Nil n'est pas nécessairement dû à la capture d'un « Nil Soudanais », mais peut être dû simplement à un changement climatique et de plus une telle capture serait certainement accompagnée de sédiments grossiers. Une étude récente de M. Rossignol[40-41] prouve que cette jonction existait dès le Quaternaire Inférieur, le *Calabrien*. Cet auteur a fait des analyses polliniques sur des sondages implantés au large d'Israël et sur son littoral recoupant les anciennes couches du delta sous-marin du Nil. Le sondage le plus intéressant et le plus complet est celui d'Ashood 15/0, dont la stratigraphie a été établie en particulier par les Foraminifères; elle suggère l'attribution de ces cycles aux étages suivants :

— Régression 1 : *Calabrien*,
— Transgression 1 et Régression 2 : *Sicilien*,
— Transgression 2, Régression 3 et Transgression 3 : *Tyrrhénien*,
— Régression 4 et dernières oscillations : *Post-Tyrrhénien*.

La colonne de sédiments est de 189 mètres. Le diagramme pollinique fourni est à peu près continu et tout au long, en plus des pollens d'origine locale, il existe des pollens et des spores allochtones apportés par les eaux du Nil depuis l'Afrique Orientale. Ils sont constitués essentiellement de 45 types différents de spores et une faible quantité de pollens de *Podocarpus*, *Ericacées*, *Acanthacées*, *Pédaliacées*, *le Palmier doum*. Actuellement, seule la flore ptéridophytique d'Afrique Orientale pourrait être à l'origine des spores. Les *Podocarpus* (*Podocarpus gracilior* a été identifié) forment en Afrique Orientale et en Abyssinie de grands arbres dans la zone supérieure de la forêt de montagne, atteignant jusqu'à 3 200 mètres d'altitude. Les *Ericacées* constituent la végétation dominante de la zone à *Ericacées*, entre 3 000 et 4 000 mètres sur le Kenya, le Ruwenzori, le Kilimandjaro (O. Hedberg, 1954) (24); elles sont pratiquement absentes d'Israël, où n'existe que le rare *Arbutus andrachne* dont les tétrades (= pollens groupés en tétrade) sont beaucoup plus grandes. Encore actuellement on retrouve ce spectre de pollens allochtones dans les silts du Nil, provenant en particulier d'échantillons du delta, à environ 20 kilomètres au sud de Rosette. On doit donc considérer que depuis au moins le Calabrien, une voie fluviatile existait entre la Méditerranée et l'Afrique

(22) I.S. Chumakov, dans un article russe paru en 1965 et traduit dans Butzer, K. W. et Hansen, C.L., 1968. (cf. infra, addendum à la bibliographie) décrit à Assouan (Ire Cataracte), sous la vallée actuelle du Nil un remplissage sédimentaire épais d'environ 250 m dont le fond est situé à — 172 m sous le niveau de la mer. La plus grande partie des sédiments correspond à des dépôts marins du golfe Pliocène, tandis que ceux du sommet correspondent aux dépôts fluviatiles du Paléo-Nil « provenant du massif cristallin du centre du Soudan ». Il termine ainsi : « il est possible de conclure que l'étroite vallée du Proto-Nil en Haute Égypte (0,5 à 2 ou 3 km de large) était formée au Miocène Supérieur qui fut une période de soulèvement général en Égypte et de régression de la mer. En même temps, cette vallée fut creusée dans le fond d'une vallée plus ancienne qui était celle du Paléo-Nil (Oligo-Miocène?) sur une largeur de 70 ou 100 kilomètres et qui s'était développée en Nubie dans les roches du Socle, dans les grès de faciès Nubiens (Carbonifère à Crétacé?) et dans les calcaires du plateau du Désert Lybique (Crétacé supérieur à Eocène) ».

(23) Cf. la note 17, p. 145.

(24) Hedberg (O.), 1954. *A pollen-analytical reconnaissance in tropical East-Africa.* Oikos. Vol. 5, Fasc. 2, pp. 137-166.

Orientale ; à vol d'oiseau il y a environ 2 500 kilomètres et par le Nil environ 4 000 kilomètres jusqu'au Lac Tana en Éthiopie, source du Nil bleu, et environ 6 000 kilomètres jusqu'au Kenya. Le transport de pollens par un fleuve a déjà été observé par J. Muller[36] en Amérique du Sud : dans le delta de l'Orénoque se déposent avec les sédiments actuels, des pollens d'*Alnus* dont la source la plus proche est située à 850 kilomètres dans la Cordillère des Andes, entre 2 000 et 3 000 mètres d'altitude.

8. La Tectonique.

Cette région a souvent été soumise aux effets de la tectonique depuis le Précambrien jusqu'à nos jours. La datation précise de ses mouvements est difficile. Le tracé du Nil est sur une zone faible de l'écorce terrestre, dans le prolongement des cassures des «*Rifts Africains*» (24). Cela est prouvé par l'étude des tremblements de terre. En particulier A. Sieberg (in [54]) montre que les tremblements de terre signalés tant en Égypte qu'au Soudan sont tous au contact du Nil, excepté ceux qui sont situés sur le rebord de la Mer Rouge. Il indique des failles, observées ou présumées, suivant approximativement le cours du Nil. L'observation au sol montre des escarpements de faille impressionnants et relativement frais, tel celui de la grande faille de Mirgissa, qu'on peut suivre sur plus de 40 kilomètres. Le tracé est presque rectiligne et le rejet va jusqu'à 30 mètres. Dans la région d'Assouan, A. Rittmann[39] a décrit des failles dans les *grès Nubiens* dont une ayant une dénivellation de 7 à 8 mètres. En Nubie Égyptienne, R. Said ([45], Post-scriptum) signale que les failles de Kalabsha-Dungul et Karum-Ineiba furent suivies sur une distance excédant chacune 100 kilomètres. En d'autres points d'Afrique relativement proches, les auteurs ont signalé des faits très semblables à ceux que j'ai observés. K. S. Sandford[46c] explorant l'angle SW de l'Égypte, près du djebel Ouweinat, signale que « la face ouest du Plateau de Gilf Kébir est un escarpement provoqué par une faille de direction NW-SE avec une brèche d'écrasement formée de gros blocs anguleux. Des couches de grès Nubiens sont renversées et coincées dans la faille avec un pendage de 75° de chaque côté. Le rejet est difficile à calculer, mais il peut être d'environ 100 mètres ». J. Sonet[51] a décrit dans l'Ouaddaï, à l'est du Tchad, des phénomènes comparables et il dit : « la découverte des plantes telles que *Weichselia reticulata* au sein d'un dyke clastique près du Guéréda, d'âge crétacé, implique donc un âge postérieur. Nous le considérons comme Tertiaire, par analogie avec celui de la grande phase tectonique qui a créé plus au sud les grands lacs africains ». On associe nettement les phénomènes sismiques et le processus de développement d'un fossé, ce qui correspond à une tectonique cassante. L'âge de ces accidents, ou plutôt les périodes auxquelles ces cassures ont rejoué, est plus complexe à déterminer. D'une façon générale pour l'ensemble des *Rifts Africains* les auteurs, comme G. P. Gorshkov[26], pensent que « l'apparition des voûtes (entre les fossés) n'est pas liée seulement aux mouvements post-tertiaires. Elles ont été formées beaucoup plus tôt et leurs origines remontent peut-être au Paléozoïque. Il en est de même pour les fossés, les ruptures qui les limitent existaient certainement déjà au Mésozoïque. Mais il est exact aussi qu'à l'époque post-tertiaire et jusqu'à nos jours, les mouvements se poursuivent et, sous beaucoup de rapports, déterminent tant la structure actuelle de l'Afrique Orientale que la configuration de sa surface ». J. Sonet[51] dans l'Ouaddaï parle de deux phases de tectonique cassante :

— une première phase provoquant des *horsts* et des *grabens* et qu'il situe au début du Tertiaire,
— une seconde phase au début du Quarternaire avec le rejeu de toutes les failles.

En Nubie, il existe de nombreuses preuves d'une activité tectonique postérieure au dépôt des *grès Nubiens*. Il y a une montée généralisée du socle là où les massifs de granite ont tendance à former des dômes redressant parfois d'une façon importante les couches de grès : on peut observer cela le long du Nil, au sud d'Assouan (25).

(24) Dans un article paru après la rédaction du texte, J. de Heinzelin parle pour le Nil « d'une sorte d'embryon de branche du grand système de Rift de la Mer Rouge et de l'Afrique Centrale ». In « Pleistocene sediments in Nubia » publié dans « Background to Evolution in Africa », 1967, p. 327. Wenner-Green Symposium, Burg Wartenstein, 1965. Univ. Chicago Press.

(25) Cf. la note 22, page 150.

Dans la région de la 2e Cataracte, ces phénomènes sont plus modérés mais existent cependant sous forme de cassures, rejets et légères courbures faillées, comme par exemple au pied est du djebel Debba (257 m), où les couches de grès sont redressées à plus de 45° avec une dénivellation maximum d'environ 10 mètres. Cette dénivellation est due à la faille de Mirgissa qui provoque un rejet maximum de 30 mètres au sud de la Cataracte. En dehors de la zone de cette faille j'ai observé aussi quelques dénivellations qui sont généralement plus faibles, de quelques mètres. Il y a des preuves d'une activité tectonique très récente, postérieure à la dernière phase humide, au *Subpluvial Néolithique* daté environ de –5 000 à – 2 400 ans avant J.-C. [10] : en effet on observe en surface des pédiments formés dans les *grès Nubiens* des zones fracturées (914-635) où des plaquettes de grès se sont dressées. Ces zones fracturées traversent des wadis sans que les plaquettes aient été déblayées ; on peut conclure que les mouvements tectoniques responsables sont postérieurs aux dernières grandes pluies du *Subpluvial Néolithique*. S. C. Dunn[20] signale à Akasha, au nord-est de la 3e Cataracte (= Cataracte de Dal) une source chaude d'eau minérale contenant beaucoup de chlorure et de sulfate de soude comme à Karlsbad. Une activité volcanique basaltique a été signalée en divers points de la Nubie[2-44] et datée environ de la fin du Tertiaire.

Les directions tectoniques ont été étudiées en Nubie Égyptienne par R. Said et B. Issawy[45] qui donnent une carte tectonique. De Heinzelin[29] a fait une étude très intéressante de celles-ci au nord de la 2e Cataracte jusqu'à la frontière Égyptienne. Il distingue trois directions principales :

— 1. La plus fréquente varie entre N 25° W et N 48° W,
— 2. Puis de N 63° E à N 76° E,
— 3. Enfin de N 70° W.

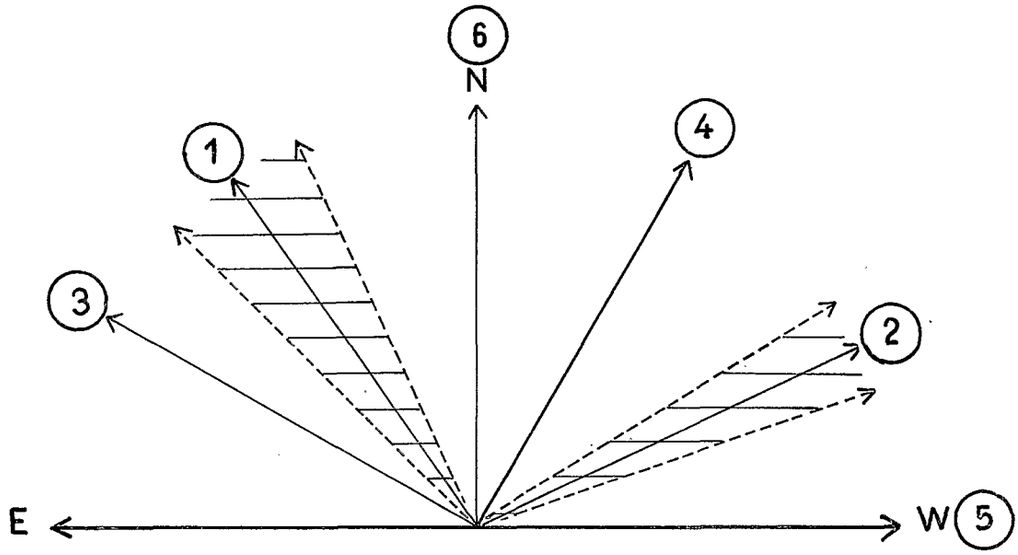

Fig. 15. — Les principales directions tectoniques par ordre de fréquence décroissante (en partie d'après J. de Heinzelin et R. Paepe[29]).

Dans la région de la Cataracte et plus au sud, j'ajouterai (fig. 15) :

— 4. N 30° E qui est la direction de la Faille de Mirgissa,
— 5. Est-ouest qui correspond à la grande faille limitant au sud le plateau de Gemaï.

Je lui associerai la grande faille au nord de Faras, qui forme des escarpements très importants[45].

— 6. Nord-sud est une direction moins fréquente qui est nette cependant à l'est du plateau de Gemaï.

Les plans de faille sont verticaux à sub-verticaux (de 75° à 90°). La résultante de ces failles a été de découper les *grès Nubiens* et le socle en blocs plus ou moins grands qui ont joué les uns par rapport aux autres (cf. le « block faulted system » dont parle De Heinzelin[29]). Ce découpage a influencé le réseau hydrographique des affluents du Nil. D'une façon plus générale, on peut remarquer que ces directions tectoniques correspondent à celles qu'on retrouve sur presque toute l'Afrique comme l'a montré R. Furon[23-24].

— Le problème de la Cataracte :

Au nord du plateau de Gemai, juste avant le grand coude du Nil, il existe, du fait de la grande Faille de Mirgissa, une dénivellation de 30 mètres entre le rebord ouest qui est à 180 mètres et le rebord est à 150 mètres ; le conglomérat de base des *grès Nubiens* sert de point de repère (fig. 2). Un kilomètre au sud-est de la partie abaissée, le conglomérat a repris son altitude de 180 mètres. Ceci est dû à ce que les forces qui entrèrent en jeu lors des phases actives ne furent pas appliquées perpendiculairement à l'axe de la faille, ni de bas en haut, mais horizontalement et plus ou moins parallèlement, provoquant un cisaillement. La partie ouest a glissé sur la partie est de la faille, la seule visible, qui forme des rentrants et des saillants en forme de dents de scie de grande taille, chaque facette ayant de 30 à 100 mètres. L'analyse de leurs directions semble montrer que les forces qui ont provoqué le cisaillement se sont appliquées suivant une direction et un sens qui va environ de W 30° S à E 30° N. Il est probable que la dénivellation de 30 mètres soit due à ce que les poussées n'étaient pas exactement parallèles à la faille, mais formaient un angle d'environ 30°. En effet, par contrecoup, la partie est proche de la faille, a subi un léger enfoncement et il est probable que la zone de la Cataracte ait subi ce contrecoup. J'ai essayé de montrer qu'au moment du dépôt des *grès Nubiens* une dépression existait déjà. La rupture de pente pouvait donc déjà exister en partie. La zone de la Cataracte peut être délimitée :

— par le rebord nord du Plateau de Gemai, de direction N 40° W,

— par l'escarpement du rebord de la faille de Mirgissa, de direction N 30° E,

— vers le nord-est par les 3 failles en marche d'escalier plus ou moins parallèles, de direction N 20° à 30° W, à l'est du rocher d'Abousir,

— enfin vers le sud-est par un faisceau de failles plus ou moins parallèles de direction E 20° N environ. De Heinzelin indique aussi cette faille sur sa carte n° 4.

De Heinzelin[29] donne une coupe faite perpendiculairement à la dernière des 3 failles en marche d'escalier, vers le nord-est, qui montre le contact anormal entre le socle de diorite et les *grès Nubiens* enfoncés. La falaise d'Abousir semble être le résultat d'une cassure, la partie est ayant été déblayée par le Nil. On peut signaler un léger glissement vers le sud-est de l'ensemble du plateau d'Abousir; la base des grès au sud-ouest du rocher d'Abousir présente quelques petits plissements épousant les paléoreliefs de quelques mètres du socle qui ont accroché les grès lors du glissement n'ayant pas dû excéder quelques mètres.

On ne peut fixer une date précise pour l'établissement de la 2e Cataracte. Je pense à ce propos qu'il n'est pas possible de la dater de l'époque « *Acheuléenne* » (cf. G. Andrew[2]), d'autant plus que dans la région cette industrie n'a pas encore été datée par un âge absolu[27-28], ni d'une façon précise par rapport aux dépôts du Nil[14]. On peut seulement dire qu'il est probable (?) que la rupture de pente ait existé depuis que le Nil coule sur le socle. Cette rupture de pente a pu varier par contrecoup des mouvements tectoniques récents. Un argument, qui est peut-être subjectif, pour un rajeunissement récent des bords de la Cataracte, serait l'aspect relativement frais du granite formant une partie de son rebord. Le granite est très altérable sous les climats qui ont régné durant le Quaternaire et cependant il présente des « *à-pic* » très marqués au-dessus de la diorite, beaucoup plus résistante. La falaise devant la forteresse de Mirgissa a presque 30 mètres de hauteur jusqu'au Nil qui coule au niveau de la diorite. Le rebord granitique du plateau de Gemai surplombe le Nil d'environ 40 mètres. Ce rajeunissement préférentiel des massifs granitiques serait peut-être aussi un fait plus général, à rapprocher de celui constaté au sud d'Assouan (26).

(26) Cf. p. 151.

La tectonique se résume donc à ceci :

— le Précambrien a vu des phénomènes orogéniques provoquant d'importants plissements,
— avant le dépôt des *grès Nubiens*, il y eut une première phase de tectonique cassante,
— à la limite Tertiaire-Quaternaire probablement, comme dans l'Ouaddaï et les *Rifts Africains*, la Nubie a subi une phase nouvelle de tectonique cassante, rajeunissant tous les reliefs,
— récemment, après le Néolithique, se sont produits des mouvements de faible amplitude.

9. Conclusion générale

J'ai essayé de reconstituer l'histoire géologique de cette région avec les observations et les données que j'ai pu réunir. J'ai élaboré des hypothèses qui devront être vérifiées par de nouvelles études sur le terrain. Au nord cela sera maintenant plus difficile à cause de la montée des eaux du Nil derrière le nouveau barrage d'Assouan dont la cote maximum prévue se situera aux alentours de 170 mètres. Au sud où le socle affleure longuement, la région est à peu près vierge d'études géologiques et ce que j'ai pu rapidement en voir me semble assez complexe. Des prospections nouvelles apporteront certainement des faits précieux pour l'étude de la Nubie et du Nil.

Paris, octobre 1969.

RÉSUMÉ

L'auteur étudie d'abord le Socle et des formations siliceuses appelées « *jaspéroïdes* ». Puis à travers l'étude paléogéographique et sédimentologique des formations de couverture (*grès Nubiens, Continental Terminal*, etc.) il montre qu'un axe de drainage existait déjà sur le socle avant leur dépôt. Cet axe lié à la tectonique, a conditionné ensuite leur mise en place. Les principales phases tectoniques sont situées au Précambrien, avant le dépôt des *grès Nubiens* (Crétacé), à la limite Tertiaire-Quaternaire et de faibles mouvements ont été détectés postérieurement au Néolithique. Il est prouvé que le Nil Égyptien et Soudanais n'était qu'un même fleuve depuis au moins le Quaternaire ancien. Il est joint une carte géologique au 1 /25 000e.

ABSTRACT

The author studies first the Basement complex and siliceous formations named « *jasperoïds* ». Then he shows through paleogeographical and sedimentological studies of surface deposits (*Nubian Sandstone*, « *Continental Terminal* », etc.) that a drainage axis already existed on the substratum before the sedimentation. This axis related to tectonic did control the following deposition. The main tectonical phases are dated : pre-*Nubian Sandstone* (Cretaceous), at the Tertiary-Quaternary limit, and minor movements have been detected after the Neolithic. It is proved that the Sudanese and Egyptian Nile were connected since at least Lower Quaternary. A geological map at the scale 1 /25 000e is attached.

BIBLIOGRAPHIE SUR LA GÉOLOGIE DE LA NUBIE

(1) African Ecology and Human Evolution, 1963. Edit. par F. C. Howell et Fr. Bourlière. Chicago, Aldine pu blishing C°. « Viking Fund publications in Anthropology ».
(2) Andrew (G.), 1948. Geology of the Sudan. *in* « Agriculture in the Sudan » publ. by J.-D. Tothill.
(3) Andrew (G.), 1952. Iron ores in the Anglo-Egyptian Sudan. *Symposium sur le Fer. Cong. Int. Geol.;* Alger, Tome 1, pp. 187-189.
(4) Andrew (G.) et Arkell (A. J.), 1943. A middle Pleistocence discovery in the Anglo-Egyptian Sudan. *Nature*, vol. 151, p. 226.
(5) Andrew (G.) et Karkanis (G. A.), 1945. — Stratigraphical notes, Anglo-Egyptian Sudan. *Sudan notes and Records*, vol. 26, pp. 157-166.
(6) Arkell (A. J.), 1949. The old stone Age in the Anglo-Egyptian Sudan. *Sudan Antiquities Service*, Occasional Papers, n° 1.
(7) Attia (M. I.), 1955. Topography, Geology and Iron-Ores deposits of the District east of Aswan. *Geological Survey of Egypt.* Les Edit. Univ. d'Égypte, Le Caire.
(8) Ball (J.), 1903. Semna Cataract. *Q. J. Geol. Soc. London*, T. 59, pp. 65-79.
(9) Ball (J.), 1939. Contributions to the geography of Egypt. *Egyplian Survey Dept.* Le Caire.
(10) Butzer (K. W.), 1959. Studien zum vor-und frühgeschichtlichen Landschaftswandel des Sahara. IIIe Partie : Die Naturlandschaft Agyptens während der Vorgeschichte und der Dynastischen Zeit. *Abhand Akad. Wiss. u. Lit. Mainz. Math. Naturwiss. Kl. Jahrgang.* 1959, n° 2, pp. 43-122, 8 fig., VI pl.
(11) Butzer (K. W.) et Hansen (C. L.), 1965. On pleistocene evolution of the Nile valley in southern Egypt. *The Can. Geogr.*, IX, 2, pp. 74-83.
(12) Challinor (J.), 1965. A dictionary of Geology. Univ. of Wales Press, Second Edit.
(13) Chavaillon (J.) et Maley (J.), 1966. Une industrie sur galet de la vallée du Nil. *C. R. S. M. Soc. Prehist. Fr.* LXIII, n° 2.
(14) Chmielewski (W.), 1964. Archaeological research in Northern Sudan. *in* « Contributions to the Prehistory of Nubia », assemblé par F. Wendorf, *South. Method. Univ. Press. Dallas*, Texas USA, pp. 151-164.
(15) Cox (L. R.), 1933. — A lower Tertiary siliceous rock from the Anglo-Egyptian Sudan (cf. Hudi Chert). *Bull. Inst. Egypt.*, T. 15, pp. 315-348.
(16) Delany (F.), 1952. Recent contributions to the geology of the Anglo-Egyptian Sudan. *C. R. Cong. Int. Geol. Alger*, Fasc. XX, p. 11.
(17) Delany (F.), 1958. Observations on the Sabaloka Series of the Sudan. *Transactions of the Geol. Soc. of South Africa*, Vol. LXI, pp. 111-123.
(18) Delany (F.), 1966. Lexique stratigraphique international : Sudan. Dir. R. Furon. *Cong. Geol. Int. Mexico.*
(19) Derruau (M.), 1956. Précis de Géomorphologie. Masson Édit. Paris.
(20) Dunn (S. C.), 1911. Notes on the Mineral deposits of the Anglo-Egyptian Sudan. Bulletin n° 1, Khartoum, pp. 38-41.
(21) Faibridge (R. F.), 1962. New radiocarbon dates of Nile sediments. *Nature*, vol. 196, n° 4850, pp. 108-110.
(22) Faure (H.), 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires postpaléozoïques du Niger Oriental. *B.R.G.M.*, Mémoire n° 47.
(23) Furon (R.), 1952. Réflexion sur la paléogéographie, la tectonique et la morphologie de l'Afrique Nord-Equatoriale. *C.R. Cong. Géol. Int. Alger*, fasc. 20, pp. 41-51.
(24) Furon (R.), 1960. Géologie de l'Afrique. Payot Edit. Paris.
(25) Gérard (G.), 1958. Notice explicative de la carte géologique de l'Afrique Équatoriale Française au 1/2 000 000e. Gouv. Gén. de l'A.E.F., Direction des Mines et Géol. Paris.
(26) Gorshkov (G. P.), 1963. La Séismicité du continent africain. *in* UNESCO, « Revue des ressources nat. du continent africain », p. 134.
(27) Guichard (J.) et Guichard (G.), 1964. The Early and Middle Paleolithic of Nubia : a preliminary report. *in.* « Contributions to the Prehistory of Nubia », assemblé par F. Wendorf, *South. Method. Univ. Press. Dallas*, Texas USA, pp. 63-115.
(28) Guichard (J.), 1965. Contribution à l'étude du Paléolithique inférieur et moyen de la Nubie. *Thèse de 3e Cycle* Fac. Bordeaux (ronéotypée).
(29) De Heinzelin (J.) et Paepe (R.), 1964. The Geological History of the Nile Valley in Sudanese Nubia : Preliminary Results. *in* « Contributions to the Prehistory of Nubia », assemblé par F. Wendorf, *South. Method. Univ. Press. Dallas*, Texas USA, pp. 33-56.
(30) Higazy (R. A.) et El Ramly (M. F.), 1960. Potassium-Argon Ages of some rocks from the eastern desert of Egypt. *Geol. Survey and Min. Res. Dept. Paper*, n° 7, UAR.

(31) JUNG (J.), 1958. Précis de Pétrographie. Masson Edit. Paris.
(32) KNETSCH (G.), 1954. Allgemein-geologische Beobachtungen aus Agypten (1951-1953). *Neues Jahrbuch Geol. u. Paleont., Abh.*, 99, 3, pp. 287-297.
(33) MAIGNIEN (R.), 1958. Le cuirassement des sols en Guinée. *Mém. du Serv. Cart. Géol. d'Alsace et de Lorraine*, n° 16.
(34) MAIGNIEN (R.), 1966. Compte rendu de recherches sur les latérites. UNESCO, Paris.
(35) MICHEL (P.), 1965. Morphogenèse et Pédogénèse. II — Application à l'Ouest Africain. *in* « Science du Sol » 2, pp. 149-171.
(36) MULLER (J.), 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediment ; Report of the Orinoco shelf expedition. *Micropaleontology* (USA), vol. 5, n° 1, pp. 1-32.
(37) PAEPE (R.), 1964. Geormorphological evolution of the Nubian desert around Wadi-Halfa before the sedimentation of the Nile silt Terraces : a prehistoric approach (Inédit). Ronéotypé in J. GUICHARD, 1965, *Thèse de 3e Cycle*, Fac. de Bordeaux.
(38) PUTZER (H.), 1962. Mineralische Rohstoffe und Bergbau-Chancen in der Republik Sudan. *in* « Die Umschau in Wiss. und Tech. » Frankfurt A.M.D. 6792 D. pp. 302-305.
(39) RITTMANN (A.), 1953. Some remarks on the geology of Aswan. *Bull. Inst. Désert. Egypte.* T. III, n° 2.
(40) ROSSIGNOL (M.), 1961 et 1962. Analyse pollinique de sédiments marins quaternaires en Israël.
I — Sédiments récents, 1961 : « Pollen et Spores », Vol. III, n° 2, pp. 303-324.
II — Sédiments pléistocènes, 1962 : « Pollen et Spores », Vol. IV, n° 1, pp. 121-148.
(41) ROSSIGNOL (M.), 1966. Les formations marines quaternaires de Palestine et le Paléo-environnement. *Thèse*, Paris.
(42) ROUBAULT (M.), 1963. Détermination des Minéraux des Roches au microscope polarisant. Édit. Lammare-Pointat.
(43) ROUTHIER (P.), 1963. Les gisements métallifères. Masson Édit. Paris.
(44) SAID (R.), 1962. The geology of Egypt. Elsevier Édit. Amsterdam et New York.
(45) SAID (R.) et HISSAWY (B.), 1964. Preliminary results of a geological expedition to Lower Nubia and to Kurkur and Dungul oases. *In* « Contributions to the Prehistory of Nubia » assemblé par F. WENDORF, *South Meth. Univ. Press. Dallas*, Texas USA, pp. 6-28.
(46*a*) SANDFORD (K. S.), 1933. Volcanic craters in the Libyan Desert. *Nature* (*London*), 131, n° 3298, p. 46-47, 1 fig.
(46*b*) SANDFORD (K. S.), 1935. Extinct volcanoes and associated intrusions in the Libyan Desert. *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall. XVII*, Part 7, p. 331-358, 2 fig. 4 pl.
(46*c*) SANDFORD (K. S.), 1935. Geological observations on the Northwest Frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan and the adjoining part of the South Libyan desert. *Q. J. Geol. Soc. of London*, T. 91, pp. 323-381.
(47) SANDFORD (K. S.), 1936. Observations on the distribution of Land and freswhater mollusca in the Southern Libyan Desert. (Carte des affleurements de « marram ».) *Q. J. Geol. Soc. of London*, T. 92, pp. 201-220.
(48) SANDFORD (K. S.) et ARKELL (W. J.), 1933. Paleolithic Man and the Nile valley in Nubia and Upper Egypt. *Univ. Chicago, Orient. Inst. Publ.*, vol. 17.
(49) SHUKRI (N. M.) et EL AYOUTI (M. K.), 1953. The mineralogy of the Nubian Sandstone is Aswan. *Bull. Inst. Desert Egypte*, T. III, n° 2, pp. 65-88.
(50) SHUKRI (N. M.) et SAID (R.), 1944. Contribution to the Geology of the Nubian sandstone. *Bull. de l'Inst. d'Égypte*, T. XXVII.
(51) SONET (J.), 1963. Notice explicative sur la feuille de Niéré (Ouaddaï, Est du Tchad). BRGM, Brazzaville, Congo.
(52) TESSIER (F.), 1954. Oolithes ferrugineuses et fausses latérites dans l'est de l'Afrique Occidentale française. *Ann. École Sup. Sc. Dakar*, T. 1, pp. 112-128.
(53) TOMKEIEFF (S. I.) et PEEL (R. F.), 1941. Igneous rocks from the central Libyan Desert. *Q. J. Geol. Soc. of London*, T. 98, p. 223-234, fig.
(54) UNESCO, 1963. Revue des ressources naturelles du continent africain.
(55) WENDORF (F.), 1965. Contributions to the prehistory of Nubia. *Southern Meth. Univ. Press.*, Dallas, Texas, USA.
(56) WACRENIER (Ph.), BIZARD (C.), BONNET (A.), FREULON (J. M), LAPPARENT (A. F.), LELUBRE (M.) et VINCENT (P. M.), 1955. Sur l'extension des couches continentales tertiaires (« Continental terminal ») dans le NE du bassin du Tchad. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 241, pp. 1800-1803.

Références nouvelles ajoutées durant la correction des épreuves.

BERRY (L.) et WHITEMAN (J.), 1968. The Nile in the Sudan. *The Geogr. J.* (*London*), Vol. 134, p. 1-37, 15 fig., 3 photos.
BUTZER (K. W.) et HANSEN (C. L.), 1968. Desert and River in Nubia. Geomorphology at the Aswan Reservoir. With contributions by EGBERT (G. L.), VAN CAMPO (M.) and GLADFELTER (B. G.). *Univ. Wisconsin Press, Madison, Milwaukie and London.* 553 p., fig., pl., c. (Analyse succinte par J. MALEY dans la revue « Pollen et Spores », 1968, vol. X, n° 3, p. 701-703).
MALEY (J.), 1969. Le Nil : données nouvelles et essai de synthèse de son histoire géologique. *Bull. Ass. Sénég. Et. Quat. W. Afr.*, n° 21, p. 40-48, 1 c.
ROBINSON (P.) et HEWES (G. W.), Comments on the Late Pleistocene Geology of the Wadi Karagan, Murshid District, Northern Province, Sudan. *Kush* XIV, p. 44-52.

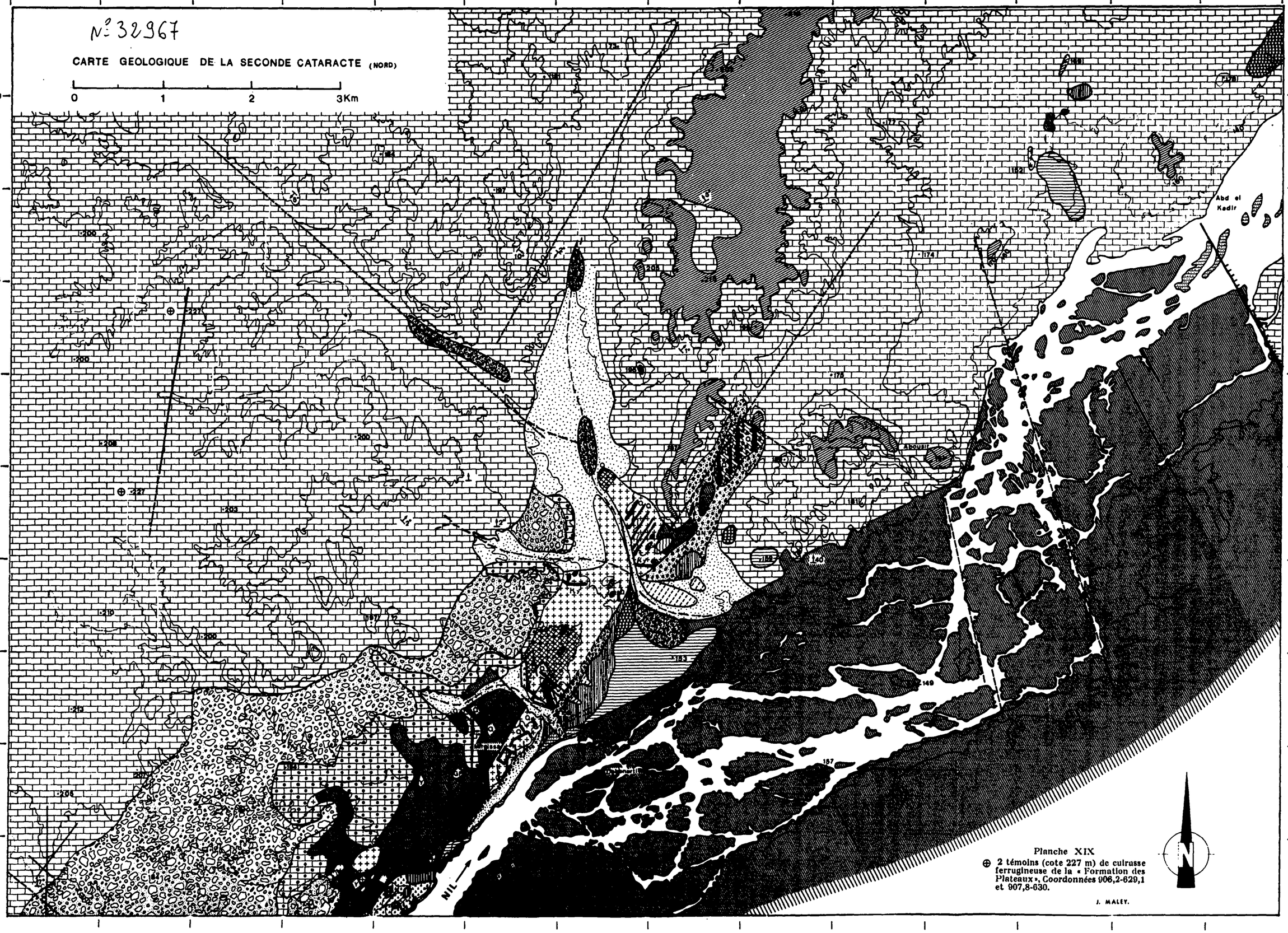

Planche XIX

⊕ 2 témoins (cote 227 m) de cuirasse ferrugineuse de la « Formation des Plateaux », Coordonnées 906,2-629,1 et 907,8-630.

J. MALEY.

Pour la légende, voir fig. 16, ci-dessous, p. 157.

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4;ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM-T-12
N° 60 073 DMT

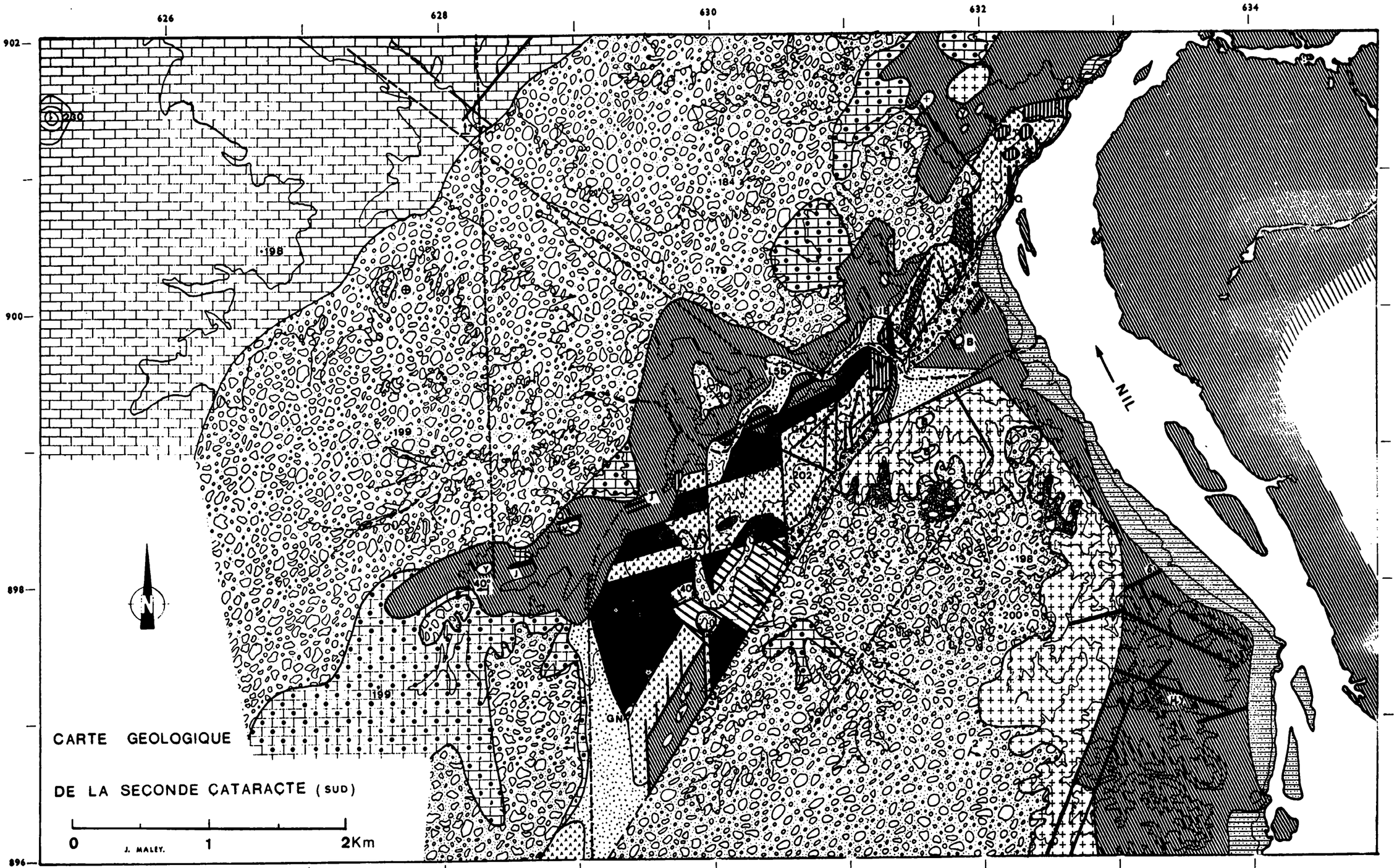

Planche XX. — Carte géologique de la seconde Cataracte (Moitié Sud)

⊕ Témoin de la cote 225 m (voir la fig. 11, p. 145), coord. 900,1-627,7.
De haut en bas :
Formation des Plateaux, épaisseur moyenne 1 m;
- faciès conglomératique sur le bord sud passant vers le nord au faciès cuirasse ferrugineuse compacte;
--- Grès Nubiens, 15 m;
Conglomérat de base des grès Nubiens.

Pour la légende, voir fig. 16, ci-dessous p. 157.

N° 32967

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
PourA0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4;ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20
GAM-T-12
N° 60 073 DMT